



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

NÚCLEO NORTE

**BOLETIM DE
RESUMOS
EXPANDIDOS
DO
IV
SIMPÓSIO
DE
GEOLOGIA
DA
AMAZÔNIA**



**BELÉM - PARÁ
28/05 a 03/06/1994**

IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

COMISSÃO ORGANIZADORA

Moacir José Buenano Macambira - UFPa
Candido Augusto Veloso Moura - UFPa
Jean-Michel Lafon - UFPa
Mario Vicente Caputo - UFPa
Alberto Rogério Benedito da Silva - SEICOM/PA

COMISSÕES DE APOIO

Secretaria - Cristina Ferreira - autônoma
Luiz Otávio Fernandes Santos - SBG/NO

Sessões Técnicas - Joel Buenano Macambira - UFPa
Francisco de Assis Matos de Abreu - UFPa
Raimundo Oliver Brasil dos Santos - MME

Excursões/Visitas Técnicas - Iloé Listo de Azevedo - DOCEGEO
Carlos Augusto Medeiros Filho - DOCEGEO
Maâmar El-Robrini - UFPa
João Bosco Pereira Braga - SEICOM/PA

Cursos - Henrile Pinheiro Meireles - CPGG/UFPa

Projeção e som - Clovis Wagner Maurity - CPGG/UFPa
Tomaz de Aquino Massoud Lobato - CPRM

Editoração - Thomas Scheller - UFPa

Mesas-Redondas - APGAM
Roberto Dall'Agnol - UFPa

DIRETORIA DA SBG - NÚCLEO NORTE

Presidente: Adolfo Tadeu Marinho Oliveira Góes - Petrobrás
Vice-presidente: Mário Vicente Caputo - UFPa
1° Secretário: José Maria do Nascimento Pastana - CPRM
2° Secretário: Raimundo Oliver Brasil dos Santos - MME
1° Tesoureiro: Márcio Dias Santos - UFPa
2° Tesoureiro: Henrile Pinheiro Meireles - CPGG/UFPa
Diretor de Publicações: Gerson Pereira de Oliveira - CPGG/UFPa

S 612

Simpósio de Geologia da Amazônia, 4., Belém, 1994.
Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de
Geologia da Amazônia. Belém, Sociedade Brasileira
de Geologia - Núcleo Norte, 1994.
396 p. ilustr.

1. Geologia - Congresso - Amazônia. 2. Amazônia-
Geologia. I. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo
Norte. II. Título.

CDD 550.60811
CDU 55(811):061.3

APRESENTAÇÃO

É com grande satisfação que está sendo entregue ao público este volume contendo os Resumos Expandidos dos trabalhos apresentados no IV Simpósio de Geologia da Amazônia. O grande número de trabalhos apresentados, além das expectativas mais otimistas, deve-se à resposta entusiástica da comunidade que se empenha no estudo da geologia amazônica.

A realização do Simpósio e a divulgação deste volume conclui todo um esforço empreendido por um grupo de geólogos da diretoria da SBG e da Comissão Organizadora do Evento, que cumpre o compromisso assumido de incrementar cada vez mais o acesso da comunidade geológica à informação.

O estímulo à produção técnico-científica, no campo das geociências, representa um investimento de médio e longo prazo para o desenvolvimento econômico do país e, em particular, da região amazônica, que apresenta uma intensa atividade mineradora com elevado potencial de expansão.

A presente publicação segue a linha geral de mudanças editoriais realizadas pela Sociedade Brasileira de Geologia, em virtude do aumento do número de trabalhos apresentados e a difícil situação econômica do país que dificulta patrocínios necessários à cobertura de eventos dessa natureza. Entretanto, alguns resumos expandidos serão selecionados para publicação, na forma de artigo completo, no Boletim do Museu Paraense Emílio Goëldi que dispõe de um corpo editorial consultivo e gentilmente concedeu esse espaço.

Na oportunidade é nosso dever expressar reconhecimento e gratidão às entidades colaboradoras deste simpósio, em particular à Universidade Federal do Pará, que proporcionou todas as condições de infra-estrutura para a realização e êxito do simpósio.

A Comissão Organizadora

SUMÁRIO

GEOLOGIA REGIONAL

ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S. & HASUI, Y. - Tectônica e Inversão Metamórfica no Cinturão Araguaia	01
BORGES, M. S.; REIS, F.N.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L. & HASUI, Y. - Contribuição ao Quadro Geológico do Município de Bragança, NE do Estado do Pará	05
FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J. & PINHEIRO, S.S. - Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima	07
GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.S. & NUNES, K.C. - Projeto Parnaíba - Reavaliação da Bacia	11
LARIZATTI, J.H. & GIOVANNINI, C.A. - Contribuição à Geologia da Serra Aracá, Amazonas	15
MAURO FILHO, A. & EIRAS, J.F. - Canais Terciários da Bacia do Solimões	18
MELO, A.F.F. & VILLAS BOAS, P.F. - Geologia da Região do Alto Rio Negro - Setor Noroeste do Estado do Amazonas	22
NUNES, N.S.V.; SANTIAGO, A.F. & PINHEIRO, S.S. - Geologia e Mineralizações Auríferas da Região das Cabeceiras do Rio Mucajá, Estado de Roraima	26
PINHEIRO, S.S. & REIS, N.J. - Os Terrenos Metavulcanossedimentares do Estado de Roraima	30
REIS, N.J.; FRAGA, L.M.B. & PINHEIRO, S.S. - Reconhecimento Geológico da Região do Rio Uatatás - Setor Oeste do Estado de Roraima	33
ROSA, D.B. - Geologia do Flanco Sudeste da Serra do Céu (Região de Indianópolis ao Vale dos Sonhos), Município de Barra do Garças - MT.	37
SILVA, C.L.; CARVALHO, J.S. & ALECRIM, J.D. - Aspectos Estratigráficos e Estruturais da Região das Serras do Taramé e Tabaco, Porção Centro Nordeste do Estado de Roraima	40

GEOTECTÔNICA / GEOLOGIA ESTRUTURAL / GEOMORFOLOGIA

BORGES, M.S.; LIMA, J.I.S. & BEMERGUY, J.L. - Aspectos Morfotectônicos da Região de Curuçá NE do Estado do Pará	43
BORGES, M.S.; MORAES JUNIOR, O.; SILVA, A.Q. & ASSIS, J.F.P. - O Arcabouço Estrutural da Bacia do Parnaíba na Região de Balsas (MA)	45
COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A. & COSTA JÚNIOR, P.S. - Arcabouço Tectônico Meso-cenozóico da Região da Calha do Rio Amazonas	47
COSTA, J.B.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. - Evidências de Tectônica Glacial na Formação Cabeças, Devoniano Superior, SW da Bacia do Parnaíba ..	51
IGREJA, H. - Proposta de um Novo Modelo de Abertura (Mesozóica) Para o Atlântico Equatorial	54
MAURITY, C.; KERN, D.C.; PINHEIRO, R.V.L.; SOUZA, S.H.P.; HENRIQUES, A.L. & SILVEIRA, O.T. - O Estudo Das Cavernas da Província Espeleológica Arenítica de Monte Alegre - PA.	55
ROSA, D.B.; ARRUDA, M.W.; GARCIA NETTO, L.R. & LIMA, P.R.M. - Uma Caracterização Analítica Geomorfológica da Região Entre Salto do Céu - Cristianópolis - MT, como uma Contribuição ao seu Planejamento de Uso da Terra	58

SANTOS, R.O.B. & COSTA, J.B.S. - A Estruturação do Cinturão Araguaia na Região de Xambioá	61
SILVA, C.R.; SCANDOLARA, J.E.; BAHIA, R.B.C.; RIZZOTTO, G. & SILVA, L.C. - Geologia e Evolução Estrutural no Sudeste de Rondônia	65

GEOLOGIA ECONÔMICA / ECONOMIA MINERAL

ARAÚJO NETO, H. - Tipologia dos Depósitos Auríferos da Amazônia Brasileira	69
BEZERRA, P.E.L.; FERREIRA, J.A.C.A.; SILVA, R.C.; SILVA, G.H.; ROESSING, H.M.; TANCREDI, A.C.; ARAÚJO, A.P.; PEREIRA, E.R.; OLIVEIRA, W.; MACHADO, I.L. & FAUSTINO NETO, M. - Plano Diretor de Mineração da Região Metropolitana de Belém e Adjacências : Zoneamento Das Atividades de Lavra e Pesquisa Mineral	72
COSTA, W.J.P.; RODRIGUES, J.L.B.; SILVA, E.R.P. & IGREJA, H.L.S. - Avaliação Econômica do Setor Mineral no Município de Marabá, Sudeste do Estado Pará	76
DUARTE, A.L.S. & KOTSCHOUBEY, B. - Cobertura Caolínica da Região do Baixo Rio Jari - Proposta de Evolução	79
FARACO, M.T.L. & CARVALHO, J.M.A. - A Metalogenia Preliminar dos Estados do Pará e Amapá	83
LAMARÃO, C.N. & KOTSCHOUBEY, B. - Mineralização a Berilo e Turmalina do Corpo Pegmatítico do Catingueiro, Suite Santa Luzia; Região de Paraíso do Tocantins (TO)	88
LIMA, M.I.C. & BEZERRA, P.E.L. - Dados Preliminares Sobre a Geologia do Ouro do Estado do Pará	91
MEIRELES, H.P. & KOTSCHOUBEY, B. - Geologia e Mineralizações Auríferas da Área do Morro do Lajeado, Porto Nacional-TO	95
SILVA, E.R.P.; RODRIGUES, J.L.B.; SILVA, S.P.; SOUZA, W.S. & PRAZERES, M.S. - Avaliação do Potencial Econômico-mineral do Município de Santo Antonio do Tauá, Nordeste do Estado do Pará	98
SILVA, M.R.; DAMASCENO, B.C. & LEAL, J.W.L. - Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - Primaz - Uma Nova Concepção Para o Setor Mineral	101

GEOFÍSICA / HIDROGEOLOGIA / EXPLORAÇÃO DO PETRÓLEO

ARAÚJO, R.L.C.; MAKINO, M.; SOUZA, J.R.S. & CARVALHO, J.S. - Variações do Fluxo Geotermal Raso	103
CARVALHO, J.S.; ARAÚJO, R.L.S. & SILVA, C.L. - Resistividade Aparente No Sopé da Serra da Moça, Estado de Roraima	106
CORRÊA, A.C. - O Processo Decisório Para a Aplicação de Sensoriamento Remoto em Exploração Mineral e de Petróleo na Amazônia	109
CUTRIM, A.O.; ELIS, V.R. & VECCHIATO, A.B. - Pesquisa de Água Subterrânea Através de Métodos Geofísicos em Chapada dos Guimarães-MT	112
GONÇALVES, F.T.T.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C. & TRIGÜIS, J.A. - Modelagem Cinética da Geração do Petróleo na Bacia do Amazonas: Correlação com Experimentos de Laboratório e Dados das Séries Naturais	116
PEREIRA, E.R.; OLIVEIRA, W. & TANCREDI, A.C.F.N.S. - Águas Subterrâneas da Região Metropolitana de Belém	120
PEREIRA, P.C.A. - Transparência Magnética do Embasamento Cristalino da Bacia do Solimões	124
TANCREDI, A.C.F.N.S. - Estudos Hidrogeológicos de Santarém	128

GEOLOGIA AMBIENTAL / GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO

- ALECRIM, J.D.; CRUZ, A.C. & GEISSLER, R.M.O. - A Gênese dos Arais na Floresta Equatorial Úmida: Discussão de um Caso no Campus da UA 131
- BEZERRA, P.E.L.; FERREIRA, J.A.C.A.; SILVA, R.C.; SILVA, G.H.; ROESSING, H.M.; TANCREDI, A.C.; ARAÚJO, A.P.; PEREIRA, E.R.; OLIVEIRA, W.; MACHADO, I.L. & FAUSTINO NETO, M. - Os Impactos Ambientais Causados Pela Mineração na Região Metropolitana de Belém e Adjacências 135
- CAMPOS, H.C.N.S. - Carta do Meio Ambiente: Uma Proposta Prática de Aprendizado como Subsídio para as Administrações Municipais 139
- COSTA, L.T.R.; SILVEIRA, O.F.M. & FARIA JÚNIOR, L.E.C. - Sedimentação Holocênica no Vale do Rio Araguari (Amapá) - Resultados Preliminares 142
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. - Evidências de Paleo-litorais na Plataforma Continental do Amazonas 144
- PAYOLLA, B. - Sedimentos Quaternários na Região da UHE Samuel, Estado de Rondônia .. 147

MINERALOGIA

- CASSINI, C.T. & COSTA, M.L. - A Ametista do Pau D'arco: Mineralogia, Quimismo e Inclusões Fluídas 151
- CASSINI, C.T. & COSTA, M.L. - Cristalquímica da Granada Gemológica de Tucumã (Sul do Pará) 155
- COLLYER, T. & MACHADO, J.L. - A Utilização de Óleos e Essências da Amazônia como Líquidos de Imersão Alternativos à Microscopia 158
- CORRÊA, S.L.A. & COSTA, M.L. - Ilmenorutilo como Mineral-minério de Nióbio em Seis Lagos 159
- CORRÊA, S.L.A. & COSTA, M.L. - Ocorrência de Cerianita em Seis Lagos (São Gabriel da Cachoeira -AM) 163
- COSTA, M.L.; MACAMBIRA, E. & COSTA, W.A.M. - O Crisoprázio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará) 168
- HORBE, A.C. & COSTA, M.L. - Alumino-goethita em Latossolos Amazônicos 172
- MORAES, E.L. & COSTA, M.L. - Química Mineral da Caolinita de Caulins da Amazônia .. 176
- MORAES, E.L.; SOUZA, J.A.S. & COSTA, M.L. - Caracterização Tecnológica de Caulins da Amazônia 180

SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA

- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M. & ROSSETTI, D.F. - Novos Dados Sobre Estratigrafia e Ambiente Depositional dos Sedimentos Barreiras, NE do Pará 185
- BRITO, M.A.G.; COUTINHO, G.K.; CRUZ, Z.O.; MAGALHÃES, R. & FRANZINELLI, E. - Contribuição à Sedimentologia das Praias do Baixo Rio Negro/AM 188
- CABRAL, N.M.T. & FARIA JÚNIOR, L.E. - Caracterização Litofaciológica do Membro Basal da Formação Pedra de Fogo - Um Exemplo de Planície de Maré 192
- CAPUTO, M.V. - Atmospheric CO₂ Depletion as a Glaciation and Biotic Extinction Agent: The Devonian and Carboniferous Glacial Examples 194
- FERNANDES, J.M.G. & BORGES, M.S. - A Possível Ocorrência do Icnogênero Ophiomorpha na Formação Piauí e suas Implicações Ambiental e Cronoestratigráfica 198
- FRANZINELLI, E. - O Paleozóico ao Norte de Manaus: Observações e Considerações 201

LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C. & SOUZA FILHO, J.P. - A Formação Solimões: Uma Formação do Mio-plioceno da Amazônia Sul Ocidental	204
MELO, A.F.F.; VILLAS BOAS, P.F.; MENEZES FILHO, N.R. & JOÃO, X.S.J. - Sedimentitos do Proterozóico Médio na Região do Alto Rio Negro	206
NASCIMENTO, J.A.S. MELLO, A.F.F. & HORN.FILHO, N.O. - Estudo Sedimentológico Preliminar da Bacia de Drenagem do Rio Acre, AC, Brasil	209
VILLAS BOAS, P.F. - Caracterização e Distribuição da Formação Içá na Porção Noroeste do Estado do Amazonas	210

PETROLOGIA / GEOCRONOLOGIA

BORGES, F.R. - Alcalinas de Roraima	213
DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. - Geoquímica, Petrogênese e Geocronologia Rb-Sr do Granito Rio Uaupés: Implicações Para a Evolução da Província Rio Negro, Amazonas . . .	216
MACAMBIRA, E.M.B.; JOÃO, X.S.J.; NILSON, A.A.; MEDEIROS FILHO, C.A. & VALE, A.G. - Avaliação Preliminar das Sequências Máficas e Máfico-Ultramáficas da Amazônia Oriental	219
MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. - Uma Discussão Sobre a Origem dos Ortognaisses do Embasamento do Cinturão Araguaia com Base nos Isótopos do Sr e Nd	223
NUNES, N.S.V.; FREITAS, A.F.; BRANDÃO, R.L. & PESSOA, M.R. - Petrologia e Petroquímica das Rochas Granulíticas Pertencentes ao Grupo Kanuku na Região da Serra do Apiaú e Rio Ajarani, Estado de Roraima	227
SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. - Complexo Kanuku: Um Exemplo de Charnockitização <i>In Situ</i>	231
SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. - Distribuição de ETR e Granitogênese na Região do Alto Rio Negro (AM)	235
SILVA, L.C.; SILVA, C.R.; SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G. & BAHIA, R.B.C. - Suíte Alcalina Rio Pardo - Magmatismo Tardi-tectônico na Associação de "Granitos Jovens" do Sudeste de Rondônia	239
SOUZA, E.C. & MARQUES, M.T.G. - Contribuição da CPRM aos Estudos Litogeoquímicos das Rochas Metassedimentares do Grupo Estrondo (Formações Pequizeiro e Xambioá)	243

GEOQUÍMICA

AIRES FILHO, B. & KOTSCHOUBEY, B. - Contribuição ao Estudo da Origem dos Cloritos da Área de Serrinha, Município de Couto Magalhães (TO)	247
COSTA, M.L. - Goethitização como Processo de Fossilização em Ambiente Supergênico	250
COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. & HORBE, A.M.C. - O Uso dos Latossolos em Prospecção Geoquímica para Ouro nos Terrenos Lateríticos da Amazônia	254
COSTA, M.L. & HORBE, A.C. - Sand-clay Interface Ironstones in Lateritic Profiles of Mosqueiro Island-Northern Brazil	257
COSTA, M.L. & KERN, D.C. - Geoquímica Aplicada à Arqueologia (Arqueogeoquímica) da Amazônia	261
KERN, D.C. & COSTA, M.L. - Aspectos Geoquímicos do Fósforo em Solos Arqueológicos na Reserva Florestal de Caxiuanã - PA	265
KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. - Evidências de Bauxitização Tardia no NE do Estado do Pará	269
KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. & HIERONYMUS, B. - Gênese e Evolução das Bauxitas do NE do Pará - Nova Proposta	272

LEMOS, V. P. & COSTA, M.L. - Geoquímica dos ETR, P e Ti Durante a Formação de Lateritos Sobre Rochas Alcalinas-ultramáficas-carbonatíticas	275
RAMOS, J.F.F. & TANCREDI, A.C. - Geoquímica de Águas e Sedimentos do Baixo Rio Tapajós e Afluentes: Resultados Preliminares	278
SILVA, C.R.; SILVA FILHO, E.P. & PEREIRA, L.A.C. - A Influência do Substrato Rochoso na Capacidade do Uso da Terra	281
SILVA, L.G.T.; JIMENEZ-RUEDA, J.R.; BONOTTO, D.M.; MORENO, M.M.S. & PACOLA, A.A. - Caracterização das Coberturas de Alteração Superficial que Ocorrem na Região de Marabá-PA	285
TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. - Aspectos Petrográficos e Geoquímicos de Bauxitas na Amazônia Oriental	289

WORKSHOP SOBRE A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. & DALL'AGNOL, R. - Regime Tectônico e Composição dos Granitóides Arqueanos da Região de Marajoara	291
ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L. & PÖLLMANN, H. - The Wolframite From The Águas Claras Gold Deposit, Carajás, Brazil	295
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. - Primeira Integração das Investigações Geológicas do Programa Grande Carajás na Região SSE do Estado do Pará	299
BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P. & VALE, A.G. - O Granito Redenção (Sul do Pará): Novos Dados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr	302
BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P. & MAGALHÃES, M.S. - Granito Serra dos Carajás: Uma Discussão Sobre o seu Potencial Metalogenético para Estanho com Base em Estudos na Borda Oeste do Corpo	307
CECARELLI, I.C.F. & MATTOS, J.T. - Mapeamento e Integração de Dados com Uso de Técnicas de Sensoriamento Remoto Para a Definição de Áreas Prioritárias à Prospecção para Ouro na Serra dos Carajás	310
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	314
HUHN, S.R.B. & MORETZSHON, J.S. - Breve Nota Sobre Aquisição de Dados de Radar de Abertura Sintética (SAR) na Região da Serra dos Carajás	318
LAFON, J.M. & SCHELLER, T. - Geocronologia Pb/Pb em Zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA	321
LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. - Estratigrafia e Aspectos Geológicos da Região de Ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará)	325
LINDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. - O Papel da Alteração Hidrotermal nas Rochas da Bacia Carajás	328
MACAMBIRA, J.B. & BORGES, A.W.G. - Aftanjo Estrutural da Formação Carajás na Jazida N4E	331
MACAMBIRA, J.B. & SILVA, V.F. - Estruturas Primárias e Diagenéticas Preservadas na Formação Carajás-Pará	335
MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. - Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos Dados e Novos Desafios	339
MACAMBIRA, M.J.B. & SCHELLER, T. - Estudo Comparativo Entre Métodos Geocronológicos Aplicados em Zircões; o Caso do Granodiorito Rio Maria, Província de Carajás	343
MAGALHÃES, M.S.; FIGUEIREDO, M.A.B.M. & ALTHOFF, F.J. - Comportamento Magnético	

do Tonalito Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: Suscetibilidade Magnética e Minerais Opacos	347
MARTINI, J.M. & AMARAL, G. - Integração de Dados Geofísicos e de Sensoriamento Remoto, Aplicado a Geologia da Folha Serra dos Carajás (SB.22-Z-A-II), PA	349
MAURITY, C. & KOTSCHOUBEY, B. - Evolução das Feições Pseudocársticas na Cobertura Intempérica do Platô N-1 - Serra dos Carajás-PA	353
MAURITY, C. & KOTSCHOUBEY, B. - Caracterização e Gênese dos Minerais de Espeleotemas das Cavernas do Platô N-1 - Serra dos Carajás-PA	356
MEDEIROS FILHO, C.A.; SANTOS, A.B.; BRAUER, E.H.; CORDEIRO, J.R.C. & FERNANDES, E. - Significado da Distribuição de Mn e Al nos Minérios de Ferro na Parte Norte do Depósito de N4W - Carajás	359
NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J.B.S. & PINHEIRO, R.V.L. - Análise Faciológica e Estrutural da Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás ..	363
OLIVEIRA, C.G. - Deformação, Metamorfismo e Mineralização Aurífera no <i>Greenstone Belt</i> Sapucaia, Sudeste do Pará	365
RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P. & FIGUEIREDO, B. - Evolução Paragenética, Textural e das Fases Fluidas no Depósito Polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará	368
SANTOS, A.R.; PARADELLA, W.R.; LIU, C.C.; VENEZIANI, P.; DIAS, R.R.; BIGNELLI, P.A. & SINGHROY, V.H. - O Experimento Sarex na Amazônia: Resultados Preliminares nas Áreas Salobo e Bahia	372
SANTOS, M.D.; LEONARDOS, O.H. & ZIMMERMANN, E.J. - Sistema de Fluídos e Modelo Genético do Depósito Aurífero do Cumaru, SE do Estado do Pará	375
SOARES, V.S.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M. & MARTINS, L.P.B. - Área Águas Claras: Contexto Geológico e Mineralizações	379
SOUZA, E.C. & MARQUES, M.T.G. - Aspectos Litogeoquímicos e Metalogenéticos do Granito Velho Guilherme, na Região São Félix do Xingu, Centro-Sul do Pará, Brasil	383
SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. - Metamorfismo de Baixo Grau no "Greenstone Belt" de Identidade, Região de Xinguara - Rio Maria, SE do Pará	387
TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. & MAGALHÃES, M.S. - Complexo Granítico Anorogênico Antonio Vicente: Feições Características de um Granito Especializado em Estanho	391
VENEZIANI, P.; PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R.; LIU, P.A.; BIGNELLI, P.A.; DIAS, R.R. & SINGHROY, V.H. - O Experimento Sarex na Amazônia: Resultados Preliminares na Área N ₁ /Azul/Pojuca	394

GEOLOGIA REGIONAL

TECTÔNICA E INVERSÃO METAMÓRFICA NO CINTURÃO ARAGUAIA

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU - *Centro de Geociências - UFPA*

PAULO SERGIO DE SOUSA GORAYEB - *Centro de Geociências - UFPA*

YOCITERU HASUI - *UNESP/Rio Claro*

CONTEXTO GEOTECTÔNICO - O Cinturão Araguaia (Hasui et al. 1980), encravado na porção ocidental da Província Tocantins comporta rochas poli e unideformadas, aleitadas e imbricadas concordantemente.

As rochas do Cinturão, enfeixadas no Supergrupo Baixo Araguaia, representam uma sucessão metavulcanosedimentar, destacando-se dois conjuntos distintos. O inferior reúne originalmente uma sequência composta por arenitos, com variações pelíticas mais restritas (Formação Morro do Campo e grande parte da Formação Couto magalhães). A superior envolve sedimentos mais finos, pelíticos, carbonáticos restritos, além de psamopelitos feldspáticos (formações Xambioá, Pequizeiro e Canto da Vazante).

Durante a tectônica de instalação da bacia, num regime distensivo, formaram-se grandes descontinuidades, facilitando a ascensão de magmas básicos e ultrabásicos que posicionaram-se como sills e diques em vários níveis junto aos sedimentos, evoluindo, este segmento crustal, para um estágio de separação que pode se assemelhar a um proto-rifte (Abreu 1990).

O embasamento do Cinturão, formado por complexos gnaissicos arqueanos (Colméia, Rio dos Mangues e Xingu) e granitóides, completam o quadro litoestratigráfico regional.

A organização geométrica do cinturão é marcada pela mistura tectônica de rochas, imbricações e por nappismo em diferentes escalas e intensidades, registrados com maior frequência no domínio leste. O embasamento é também envolvido e dá lugar, através de desmembramentos com a formação de fatias ou lascas maiores, a um cordão de braquidobras onde o mesmo se expõe como "inliers" além de um espessamento de todo o pacote rochoso.

A tectônica de inversão da bacia, acompanhada de metamorfismo regional, gerou estruturas planares como clivagem ardosiana, xistosidade e aleitamentos tectônico e composicional, com maior ou menor indicio de feições miloníticas, bem como lineações mineral e de transporte, em geral mais evidentes na porção oriental. Os elementos planares mergulham estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando ondulações maiores, sempre com valores baixos a médios. Quanto a postura da direção da foliação existem variações que a partir da posição submeridiana (direção estatisticamente predominante) pode apresentar desvios de até 30 graus para os quadrantes NW ou NE.

As lineações têm caimentos suaves, no geral para o quadrante SE. Nas proximidades das braquianticlinais a postura geométrica das lineações e das foliações assinala o caráter tardio daquelas estruturas, o que é demonstrado pela concentração desses elementos mesoscópicos em quadrantes opostos dos estereogramas.

Descontinuidades maiores, com caráter de empurrão (Tucuruí, Rio Vermelho, Serra das Andorinhas-Martírios, Quatipuru, Oeste de Colméia e Serra do Estrondo) dão conta do transporte tectônico de leste para oeste criando inversões estratigráficas e modificações geométricas, lançando rochas de níveis crustais mais profundos sobre outras de porções mais rasas em termos de crosta. Essas estruturas influenciaram a formação de dobramentos e ondulações em todas as escalas.

A análise integrada dos elementos planares e lineares compatibilizadas com essas informações revelam transporte de massas de SE para NW, mostrando assim uma movimentação oblíqua em relação a orientação meridiana.

Os dados gravimétricos (Carvalho 1988) e a composição da curva de anomalias Bouguer no perfil clássico do Cinturão (Guaraí-Colméia-Conceição do Araguaia) (Fig. 1), reforçam essa concepção geométrica e destacam os seguintes aspectos:

- a) um gradiente decrescente de oeste para leste resultante da passagem do Cráton Amazônico para a sequência supracrustal;
- b) um patamar negativo a oeste de Conceição do Araguaia, representando um conjunto supracrustal mais espessado;
- c) os mais baixos valores de anomalia Bouguer a leste de Conceição do Araguaia interpretado como uma deficiência de massa em função da presença de rochas de baixa densidade do Grupo Tocantins, representando um conjunto gravimetricamente negativo;
- d) curva ascendente a partir de Pequiizeiro, provavelmente relacionado ao alçamento do embasamento gnaissico, o qual se expõe logo a leste na antiforma de Colméia, e ao espessamento tectônico do pacote supracrustal. A presença de rochas mais densas das partes inferiores da crosta não é descartada.

Nesse segmento, pode-se destacar estruturalmente das demais a região de Pequiizeiro pelos seguintes aspectos:

- a) a passagem tectônica brusca entre os grupos Estrondo e Tocantins, provavelmente através de uma superfície com uma componente de cavalgamento importante;
- b) amarrotamento pronunciado de rochas da Formação Pequiizeiro em padrão de dobras mesoscópicas, decimétricas a métricas, de planos axiais subverticais, e com formação penetrativa de clivagem de crenulação indicativa de cerragem geral;
- c) composição de uma estrutura sinformal, em escala regional, desenhada por rochas da Formação Pequiizeiro;
- d) feições importantes de cavalgamento entre as cidades de Pequiizeiro e Colméia, inclusive com empinamento e inversão de camadas de quartzito, da Formação Morro do Campo, que estão posicionadas sob rochas gnaissicas do Complexo Colméia.

METAMORFISMO - O metamorfismo, de caráter regional, estabelecido no Cinturão

Araguaia, do tipo Barrowiano (Silva 1980), varia em intensidade de oeste para leste, de nulo a incipiente (anquimetamorfismo) até a fácies anfibolito médio-alto, de modo a definir verdadeiras zonas de coexistência mineral as quais se pode acompanhar cartograficamente em escala regional, via de regra sempre orientadas submeridianamente. Sucedem-se de oeste para leste, em sequências pelíticas, as associações sericit-clorita, muscovita-clorita-epidoto, (clorita)-muscovita-biotita, biotita-muscovita-granada, biotita-muscovita-granada-estaurolita e biotita-granada-cianita e, finalmente, zonas restritas de anatexia (Fig. 1) com geração de mobilizados quartzo-feldspáticos e até a formação de pequenas massas graníticas, a exemplo da Suite Santa Luzia, na região de Paraíso do Tocantins e Barrolândia, e dos migmatitos da cachoeira do córrego São José sobre xistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante.

A análise das associações minerais nas regiões de maior intensidade de metamorfismo estabeleceram as condições metamórficas mais altas em fácies anfibolito alto atingindo até a anatexia, com estimativas de temperatura aproximadamente 650°C e pressões acima de 6 kbars.

CONCLUSÕES - Considerando-se que a estruturação regional dos elementos planares do Cinturão segue um padrão de mergulho para leste e que os domínios metamórficos representam as condições físicas do metamorfismo em níveis crustais diferentes, cada vez mais profundos, visualiza-se uma situação em que as rochas submetidas às condições mais vigorosas do metamorfismo estão justamente nas frações estruturalmente mais superiores e, conseqüentemente, sobre conjuntos estabilizados em condições metamórficas relativamente mais baixas, tais como podem ser observadas em vários perfis, caracterizando assim feições importantes de inversão das sequências metamórficas, provavelmente geradas num período tardio na evolução tectônica do Cinturão Araguaia (vide Figura 1). Nesse processo foram trazidas frações do embasamento que se reestruturaram parcialmente nessa tectônica e chegaram a alcançar as condições de anatexia, com geração de mobilizados restritos.

Os dados estruturais demonstraram existir no

Cinturão Araguaia uma tectônica translacional, com forte encurtamento crustal responsável pela mistura tectônica, formação de nappes, alçamento diferencial de blocos e exposição do embasamento em antiformes desventradas. Todos esses fenômenos resultaram em espessamento crustal na área de implantação do cinturão.

A projeção tectônica do embasamento para cima, e solidariamente as sequências supracrustais de mais intenso grau metamórfico, criou uma distribuição anômala, não linear, dos domínios metamórficos nas proximidades das braquidobras, emoldurando-as, feição que pode ser justificada por essa tectônica de inversão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1990. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Tese de Doutorado. CPGG-UFPA. Belém. 440p.
- CARVALHO, J.S. 1988. Aplicação de métodos gravimétrico e magnetométrico para definição do comportamento estrutural da Faixa Araguaia. Tese de Mestrado. CPGG-CG-UFPA. Belém. 107p.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr. O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb/Sr e K/Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriu, 1980. Anais..., Camboriu, SBG, v.5: 2659-2676.
- SILVA, M.R. 1980. Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. CPGG-CG-UFPA. Belém. 48p.

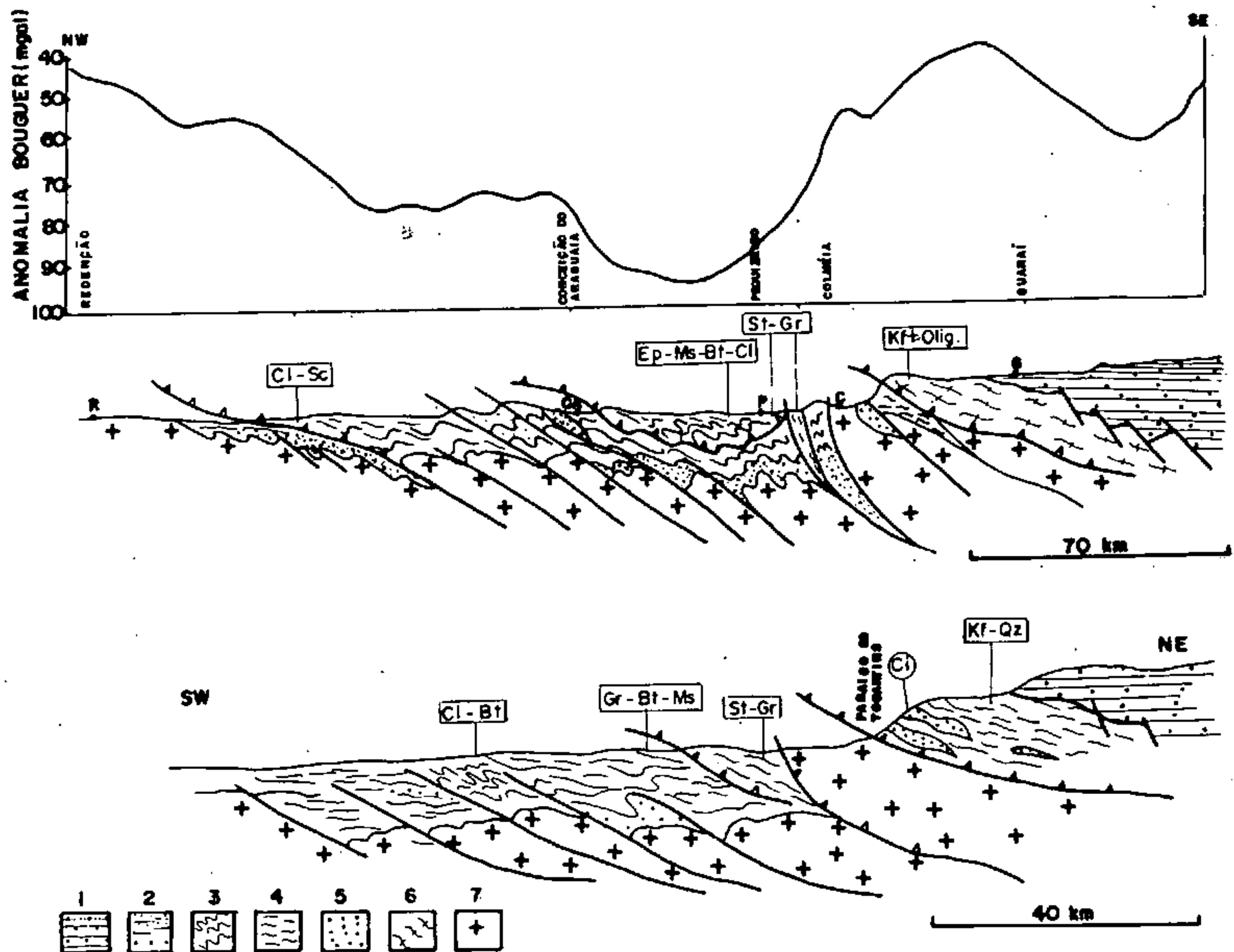


Figura 1 - Seções geológicas esquemáticas do Cinturão Araguaia com indicação das associações minerais em sequências pelíticas. Perfil gravimétrico segundo Carvalho (1988).

1- Coberturas fanerozóicas; 2- Fm. Couto Magalhães; 3- Fm. Pequiizeiro; 4- Fm. Xambioá; 5- Fm. Morro do Campo; 6- Fm. Canto da Vazante; 7- Complexos gnaissicos arqueanos.

CONTRIBUIÇÃO AO QUADRO GEOLÓGICO DO MUNICÍPIO DE BRAGANÇA, NE DO ESTADO DO PARÁ

MAURÍCIO DA SILVA BORGES - *UFPa*

FELIPE NOBRE REIS - *UFPa*

JOÃO BATISTA SENA COSTA - *UFPa*

RUTH LÉA BEMERGUY - *UFPa*

YOCITERU HASUI - *UNESP*

Este trabalho apresenta os resultados de investigações geológicas na escala de 1:100.000 realizadas no município de Bragança, localizado na região nordeste do Estado do Pará. A partir de trabalhos de campo e da utilização de imagens radargamétricas e do satélite Landsat, estas realçadas através do SITIM, individualizou-se várias unidades litológicas, a saber:

1 - Suite Traquateua: Ocorre na parte noroeste da área, compreende granitóides a duas micas, englobando aqueles de Traquateua, Mirasselas, além de outras ocorrências. São formados por rochas gnaissificadas de granulação média a grossa, têm composição variando de granítica a granodiorítica, a base de quartzo, feldspato, muscovita e biotita, apresentam enclaves de biotita xistos e contêm corpos pegmatóides tabulares paralelos a foliação, bem como sob a forma de bolsões. Como se tratam de corpos submetidos a deformação cisalhante heterogênea, existem porções constituídas por rochas com textura granular hipidiomórfica, mas dominam tipos petrográficos com microestruturas de deformação e com fortes efeitos de "recovery" e recristalização.

2 - Filitos e Micaxistos: afloram sob a forma de faixas em meio aos sedimentos do Cenozóico, apresentam foliação voltada para NW, paralela as estruturas planares dos granitóides, e são interpretados como frações de unidades supracrustais pertencentes ao Cinturão Gurupi. Suas relações com os corpos de granitóides não foram verificadas, mas a julgar pela posição espacial da foliação, é previsível que estejam intimamente relacionados, definindo o aleitamento tectônico em escala regional;

3 - Formação Itapecuru (Cretáceo Superior):

Ocupa a parte sul da área e é formada por camadas areno-conglomeráticas micáceas, com lentes e camadas de argilas localmente presentes, interpretadas como produtos de um sistema fluvial. É oportuno destacar que esta unidade, no geral, apresenta-se sob a forma de um perfil de alteração maturo (Costa, 1990), a exemplo da ocorrência de Jandiá;

4 - Grupo Barreiras: Ocorre a oeste da cidade de Mirasselas e é constituído por pacotes argilo-arenosos depositados sob uma planície de maré. Encontra-se também afetado por processo de lateritização pleistocênico, gerando um perfil de alteração imaturo (Costa, 1991).

5 - Sedimentos Pós-Barreiras: São representados por pacotes areno-argilosos de coloração amarelada, geralmente sob a forma de latossolo e, por vezes, acham-se sobre um paleopavimento marcado por fragmentos de crosta ferruginosa do perfil laterítico imaturo. Ao longo do Rio Caeté encontram-se conglomerados polimíticos consolidados caracterizando paleoterraços fluviais;

6 - Depósitos Holocênicos: compreendem sedimentos inconsolidados associados ao sistema de drenagem atual e a áreas de mangues.

Em termos estruturais existem dois conjuntos de estruturas. O conjunto mais antigo está presente nas rochas pré-cambrianas e é caracterizado pela foliação milonítica de direção N70W com mergulho de 50° para SW e pela lineação de estiramento inclinada em torno de 30° para 240° Az. Nos granitóides a foliação se expressa através do bandamento composicional formado pela alternância de bandas félsicas e máficas, e da xistosidade; existem também zonas de cisalhamento discretas subverticais, de direção N37E e

com lineação sub-horizontal associada. O outro conjunto é representado por falhas .

O outro conjunto é representado por falhas normais de direção NW-SE, com estrias inclinadas para NE, afetando os granitóides.

A evolução da área é entendida através dos seguintes eventos:

1 - deformação por cisalhamento dúctil com movimentação tangencial afetando os granitóides e os metassedimentos e impondo transporte de rochas de SW para NE. As zonas de cisalhamento NE-SW são interpretadas como rampas laterais que acomodaram parte da movimentação ao longo da direção do transporte tectônico. Quadro semelhante foi descrito no cinturão de cisalhamento Gurupi a sul e a sudeste da área investigada (Borges et al., 1988; Pastana et al., no Prelo). Portanto, admite-se que esta unidade geotectônica se estenda para a região de Bragança e, nesse caso, entende-se os granitóides como corpos colisionais;

2 - deformação extensional, provavelmente no Cretáceo Superior, que gerou as falhas normais

observadas nos granitóides. Este evento pode ter controlado, em parte, a instalação dos sedimentos da Formação Itapecuru na Bacia de Bragança-Vizeu. A posição espacial das estrias sugere um tensor extensional NE-SW, corroborando a proposta de Costa et al. (1991);

3 - desenvolvimento de uma superfície de erosão acompanhada da instalação de um perfil de alteração maturo fosfático no Terciário Inferior (Oligo-Mioceno), sugerindo que nesta época a área teve moderado gradiente de relevo;

4 - instalação dos sedimentos do Grupo Barreiras a partir de fragmentação provavelmente no Terciário Superior, conforme indicado por Costa et al. (1993) e Igreja (1992) em outras áreas da região nordeste do Pará;

5 - desenvolvimento de um perfil laterítico no Plio-Pleistoceno seguido pela formação de uma superfície de erosão marcada por fragmentos de crosta laterítica;

6 - instalação dos depósitos do Quaternário e geração de falhas e fraturas de direção NW-SE, NE-SW e E-W que controlaram o sistema de drenagem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, M.L. 1990. Mineralogia, Geoquímica, Gênese e Epigênese dos Lateritos Fosfáticos de Jandiá, na Região Bragantina (NE do Pará). *Geochim. Brasil.*, 4(1):85-110.
- COSTA, M.L. 1991. Lateritos e Lateritização. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1991. Anais... Natal, S.B.G. v.1, p. 404-421.
- COSTA, J.B., HASUI, Y., BEMERGUY, R.L., BORGES, M.S.; COSTA, A.R., TRAVASSOS, J.A.M., IGREJA, H.L.S. 1993. Aspectos fundamentais da Neotectônica da Amazônia Brasileira. In: SIMP. INTERN. QUATERN. AMAZ., Manaus, 1992, Boletim... Manaus. Universidade do Amazonas. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. UNESCO, p. 103-106.
- IGREJA, H.L.S. 1992. Aspectos Tecto-Sedimentar do Fanerozóico do NE do Estado do Pará e NW do Estado do Maranhão. Belém. Tese de Doutorado.
- BORGES, M.S.; ANGÉLICA, R.S. e COSTA, M.L. 1988. Contribuição à Geologia dos Arredores da Vila de Santa Luzia (Ourém-Pará). In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.6, p.2689-2703.
- PASTANA et al. (no Prelo). Geologia das Folhas Turiaçu e Pinheiro, Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Maranhão. Convênio CPRM/DNPM.

ARRANJO ESTRUTURAL DO SEGMENTO SUL DO BLOCO PACARAIMA, ESTADO DE RORAIMA

LEDA MARIA BARRETO FRAGA, NELSON JOAQUIM REIS E SANDOVAL DA SILVA PINHEIRO - CPRM/Manaus

INTRODUÇÃO - O mapeamento geológico na escala 1:500.000 da porção central do Estado de Roraima, executado pela CPRM como parte do Programa de Levantamento Geológico Básico, tem fornecido subsídios para uma melhor caracterização do arranjo litoestrutural do extremo norte da região. Estudos adicionais realizados pelos autores ao longo das rodovias BR-174 e BR-171, integrados aos dados de Melo et al. (1978) e Pinheiro et al. (1990), constituem importante fonte de informes de campo.

Costa et al. (1991) citam a presença de falhas normais inclinadas para norte, na formação de hemigrabens receptores de material vulcânico e sedimentar durante o Proterozóico Médio, respectivamente relacionados ao Grupo Surumu e Supergrupo Roraima. Uma inversão positiva, fraca a moderada da bacia, com conseqüente instalação de feixes de cavalgamento na direção E-W e transporte tectônico para sul, assinalam os principais contatos litológicos. As zonas de cavalgamentos são caracterizadas segundo os autores por foliação incipiente. Mencionam ainda, a presença de zonas de cisalhamento transcorrentes com direções N-S, NNE-SSW e NE-SW, interpretadas como rampas Laterais. Costa (1990) descreve falhas de transferência com direção NNE-SSW, integrantes do arcabouço da porção sul da bacia Roraima.

LITOESTRATIGRAFIA - O quadro estratigráfico da área apresenta unidades do Proterozóico Inferior ao Cenozóico. A Suíte Metamórfica Cauarane (Apud Pinheiro & Reis, 1994), com idade transamazônica, inclui metasedimentos e metavulcânicas, representando o "embasamento" das demais unidades aflorantes. O "Granito Aviaquário" encerra principalmente monzogranitos e granodioritos, relacionados ao final do Transamazônico. Ao longo do Proterozóico Médio, as rochas vulcânicas e plutônicas Uatumã, são identificadas respectivamente ao Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura. O primeiro

inclui vulcânicas ácidas a intermediárias e subordinadas piroclásticas, conquanto a suíte intrusiva encerra quartzo-monzonitos, adamelitos e granitos. Recobrando os vulcanitos Surumu, encontram-se pefitos da Formação Arai (Supergrupo Roraima). Corpos básicos relacionados a soleiras e enxames de diques, encaixados em unidades precedentes, incluem-se respectivamente ao Diabásio Avanavero e Suíte Básica Apoteri. A sedimentação cenozóica está representada pela Formação Boa Vista e depósitos recentes/sub-recentes.

ESTRUTURAL - Geotectonicamente, a região integra um segmento da borda sul do bloco Pacaraima, estando contida no Escudo das Guianas (figura 1).

A forte estruturação E-W e WNW-ESE, evidente na área, controla a distribuição das unidades rochosas, em amêndoas ou faixas orientadas naquelas direções (figura 2a). Mesoscopicamente desenvolveu-se uma foliação com strike E-W a NNW-ESE, fortes mergulhos para N, NNE, e subordinadamente para sul, gradando de incipiente a milonítica (Sm), além de superfícies de fratura e falhas reversas de similar estruturação. Uma lineação de estiramento mineral (Lm) de alto rake está associada a Sm.

Nas vulcânicas, Sm é conferida pela orientação preferencial da sericita (e biotita), além de grãos e agregados estirados de quartzo e porfiroclastos de feldspatos com sombras de pressão assimétricas. É comum a presença de fábrica planar composta. Lm é caracterizada pela orientação preferencial de agregados estirados de quartzo e de biotita. Localmente, ocorrem dobras abertas a fechadas afetando o bandamento composicional. Dobras fechadas estão por vezes associadas a forte foliação de plano axial (figura 3), com strike nas direções E-W e ESE-WNW e fortes mergulhos para norte. Dobramentos tectônicos em escala meso e macroscópica, têm sido equivocadamente relacionadas a feições de

fluxos vulcânicos. Nos granitóides Saracura, faixas miloníticas a ultramiloníticas desenvolveram-se localmente, em geral nas proximidades de contatos geológicos. Granitos grossos com textura ígnea bem preservada, gradam até ultramilonitos onde porfiroclastos orbiculares com sombras de pressão ou caudas recristalizadas assimétricas dispõem-se em matriz fina, cominuída, composta por sericita e quartzo. Uma forte lineação é conferida pela orientação preferencial de agregados estirados de quartzo. Da mesma forma, os granitóides Aviaquário apresentam-se foliados e com aspecto gnáissico nas proximidades de muitos contatos litológicos, com o desenvolvimento de foliação anastomótica, fábrica planar composta, dobras, **tension gashes** e bandas de cisalhamento, além de uma forte lineação de estiramento mineral de alto **rake**.

Tanto nas vulcânicas quanto nos granitóides, Sm é definida por minerais indicativos de condições de temperatura e pressão da fácies xisto-verde, sendo que tais minerais tiveram seu desenvolvimento restrito às faixas que concentraram a deformação.

Superimpostos à Sm, ocorrem cavalgamentos em arranjo de duplexes (figura 4), com mergulhos entre 5 e 40 graus, caracterizados pela ausência de texturas miloníticas ou feições planares penetrativas.

A macroestruturação da área aliada ao arranjo geométrico de Sm, com fortes mergulhos predominantemente para norte, e Lm apresentando alto **rake**, indicam uma situação de rampa frontal em um sistema imbricado de cavalgamento com transporte tectônico dirigido para sul (figura 2b). Este sistema imbricado desenvolveu-se em ambiente dúctil-rúptil, tendo promovido a intercalação de unidades rochosas de idades Uatumã e pré-Uatumã, além da instalação de cavalgamentos na borda da bacia Roraima.

Apesar do reduzido número de observações,

sugere-se que a tectônica de baixo ângulo superimposta à Sm, tenha atuado ao final do evento compressional principal, tendo acomodado parte de deformação com o desenvolvimento de duplexes em ambiente rúptil e transporte tectônico predominante para sul.

No baixo curso do rio Parimé, duas pequenas serras sustentadas por rochas vulcânicas, são controladas por falhas transcorrentes NNE-SSW. Estas, devem representar falhas compartimentais citadas por Costa (1990), como integrantes da estruturação da bacia Roraima, preservadas em porção menos atingida pela tectônica compressional.

Os feixes de cavalgamentos foram interpretados por Costa et al. (1991) como representantes da inversão regional positiva da bacia Roraima. Esta tectônica envolveu a instalação de cavalgamentos frontais no âmbito da área enfocada, e de faixas transcorrentes na porção SW do bloco Pacaraima. As transcorrências que envolvem as vulcânicas Surumu e se prolongam no embasamento transamazônico, controlam em grande parte a estruturação atual de algumas exposições sedimentares isoladas, a exemplo da serra Tepequém (figura 1). Admite-se que a movimentação tectônica pós-Uatumã superimposta na referida área, esteja relacionada ao Episódio K'Mudku do Proterozóico Superior, cuja dinâmica tem sido reconhecida em grande extensão do Escudo das Guianas (Episódios Orinoquense, Nickeriano e Jari-Falsino).

CONCLUSÕES - A macroestruturação neste segmento de borda sul do bloco Pacaraima está fortemente controlada por um sistema imbricado de empurrões, com movimentação dirigida para sul, responsável pela intercalação de unidades Uatumã e pré-Uatumã e pela evolução de milonitos e ultramilonitos nas proximidades de muitos contatos litológicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, J.B.S. - 1990. In: PINHEIRO et al., **Projeto Caburai**; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, p.55-58.
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: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. **Anais...** Belém, SBG, p.172-192.

MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F. & D'ANTONA, R.J.G.- 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. IA-IB, il.
 PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J. & COSTI, H.T.-

1990. Projeto Caburai; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 1v., il.
 PINHEIRO, S.S. & REIS, N.J.- 1994. Os terrenos metavulcanossedimentares do Estado de Roraima. CPRM/Manaus. Relatório Inédito, s.ident., 4p.

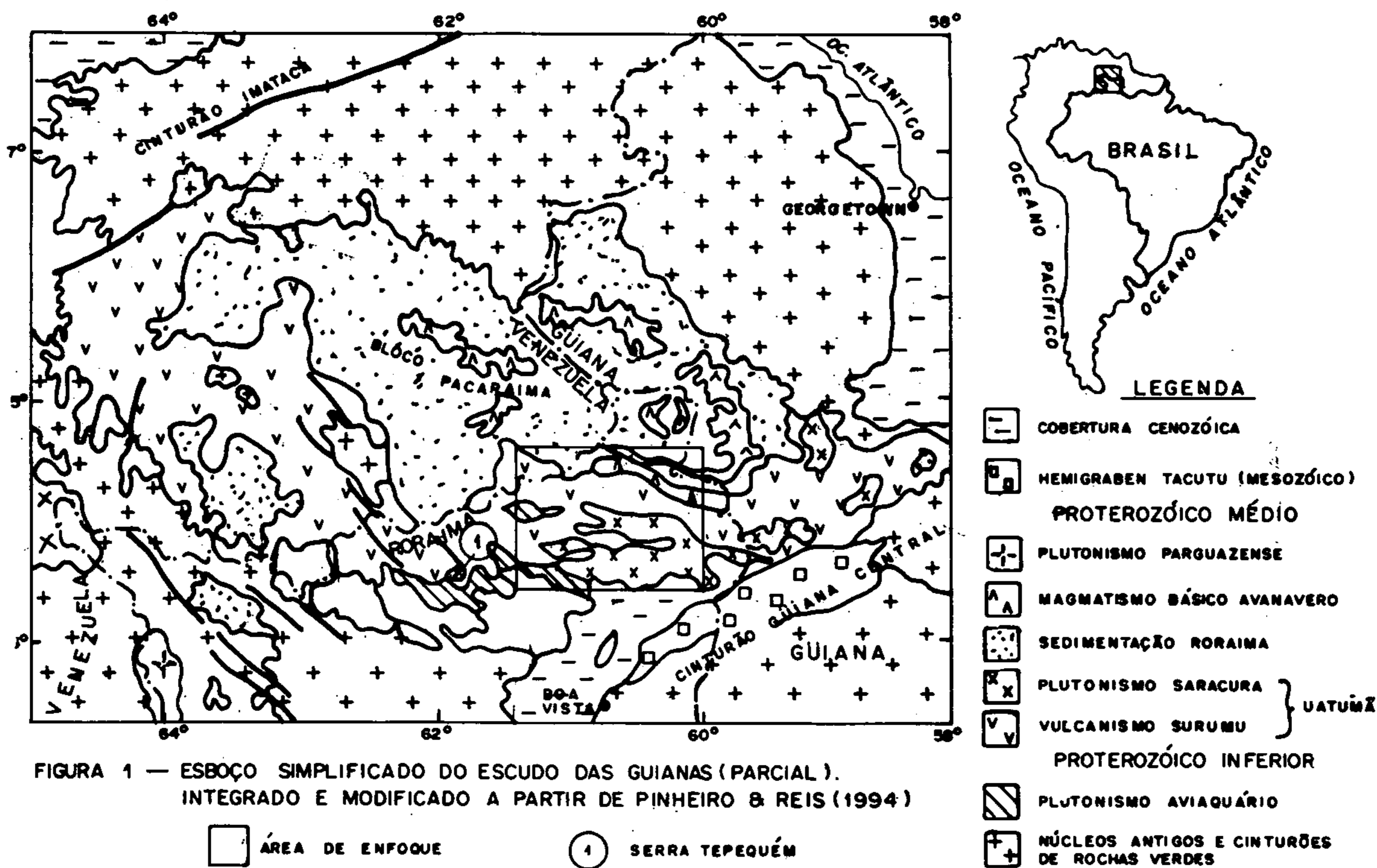


FIGURA 1 — ESBOÇO SIMPLIFICADO DO ESCUDO DAS GUIANAS (PARCIAL). INTEGRADO E MODIFICADO A PARTIR DE PINHEIRO & REIS (1994)

□ ÁREA DE ENFOQUE

① SERRA TEPEQUÉM

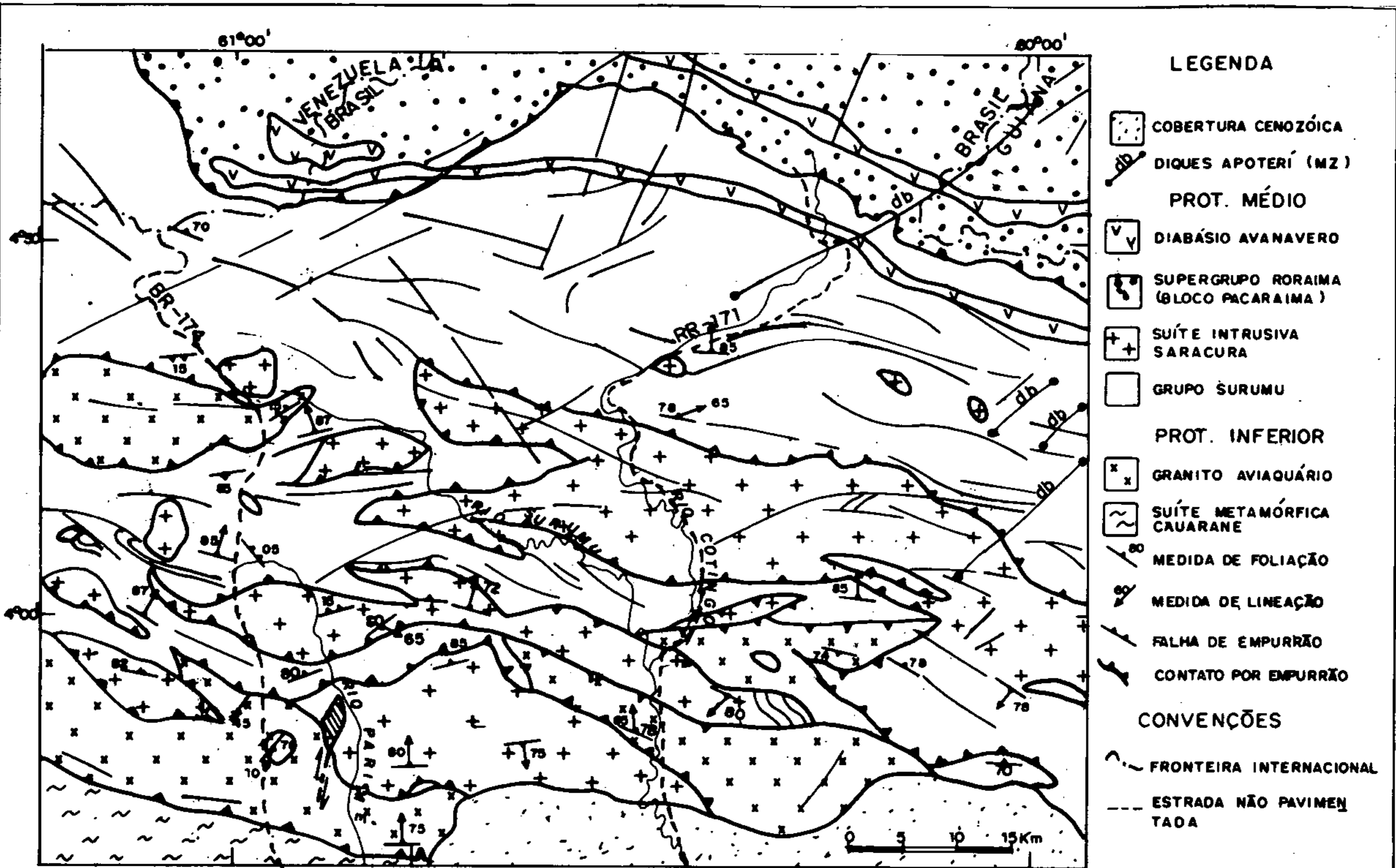


FIGURA 2A — ESBOÇO GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUL DO BLOCO PACARAIMA

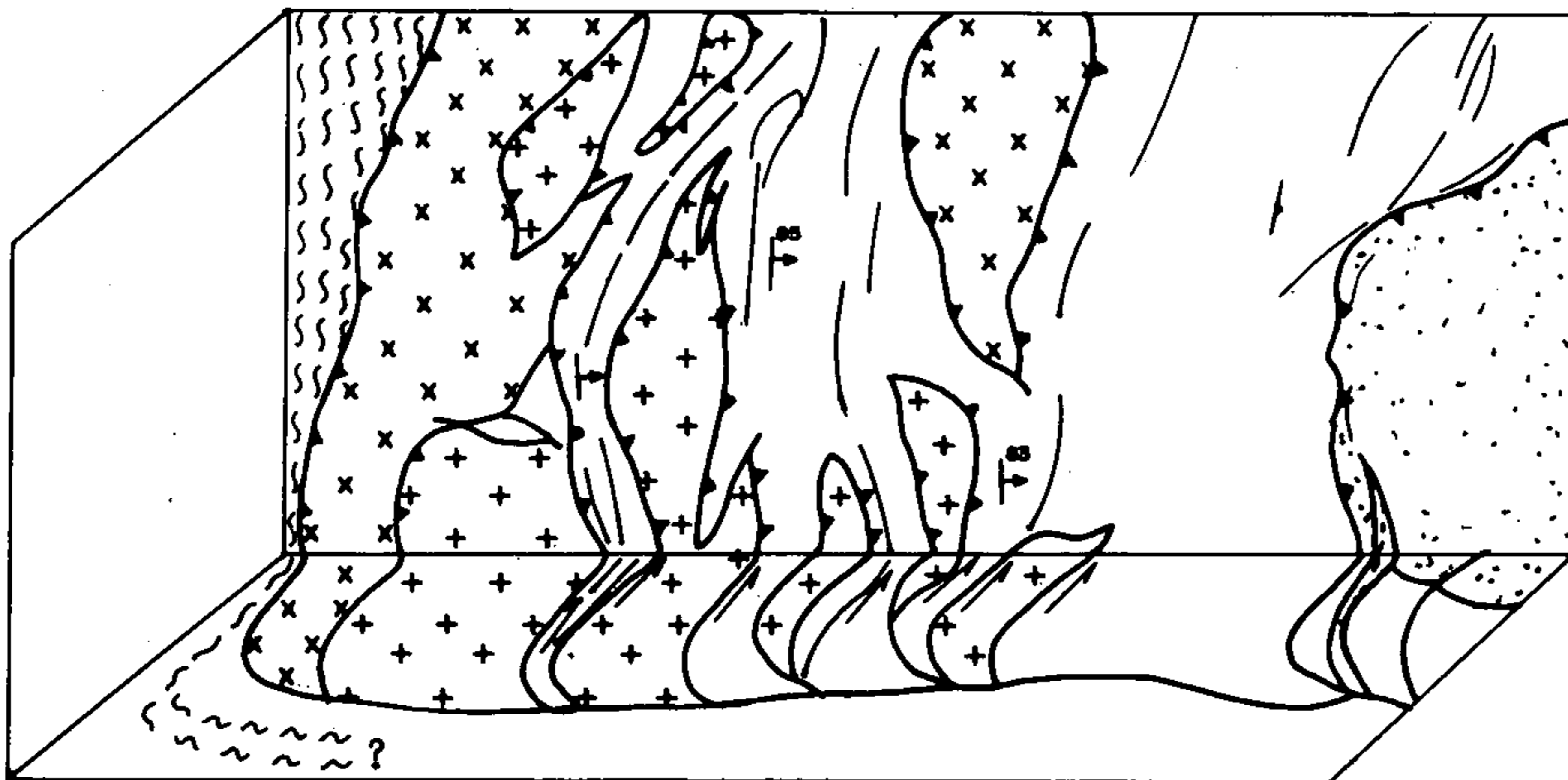


FIGURA 2B — BLOCO-DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA PORÇÃO OESTE DA ÁREA, LIMITADA A LESTE PELO FIL AA' (FIG. 2A).

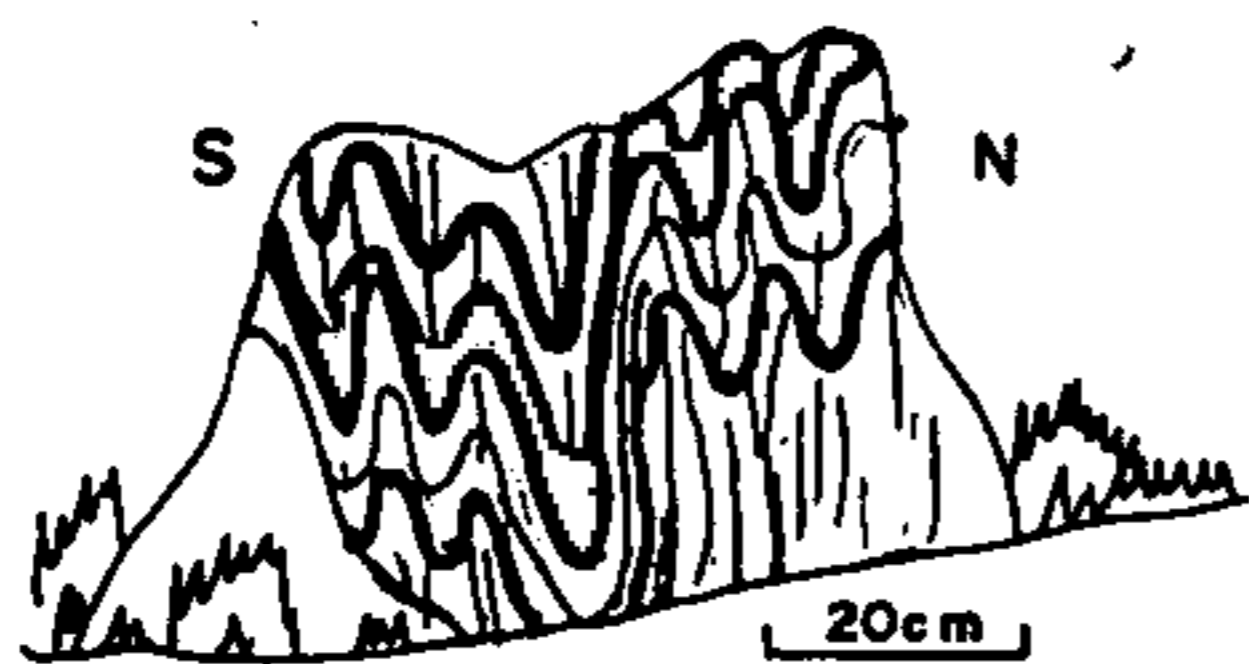


FIGURA 3 — DOBRAS FECHADAS COM FORTE FOLIAÇÃO DE PLANO AXIAL, EM VULCÂNICAS SURUMU

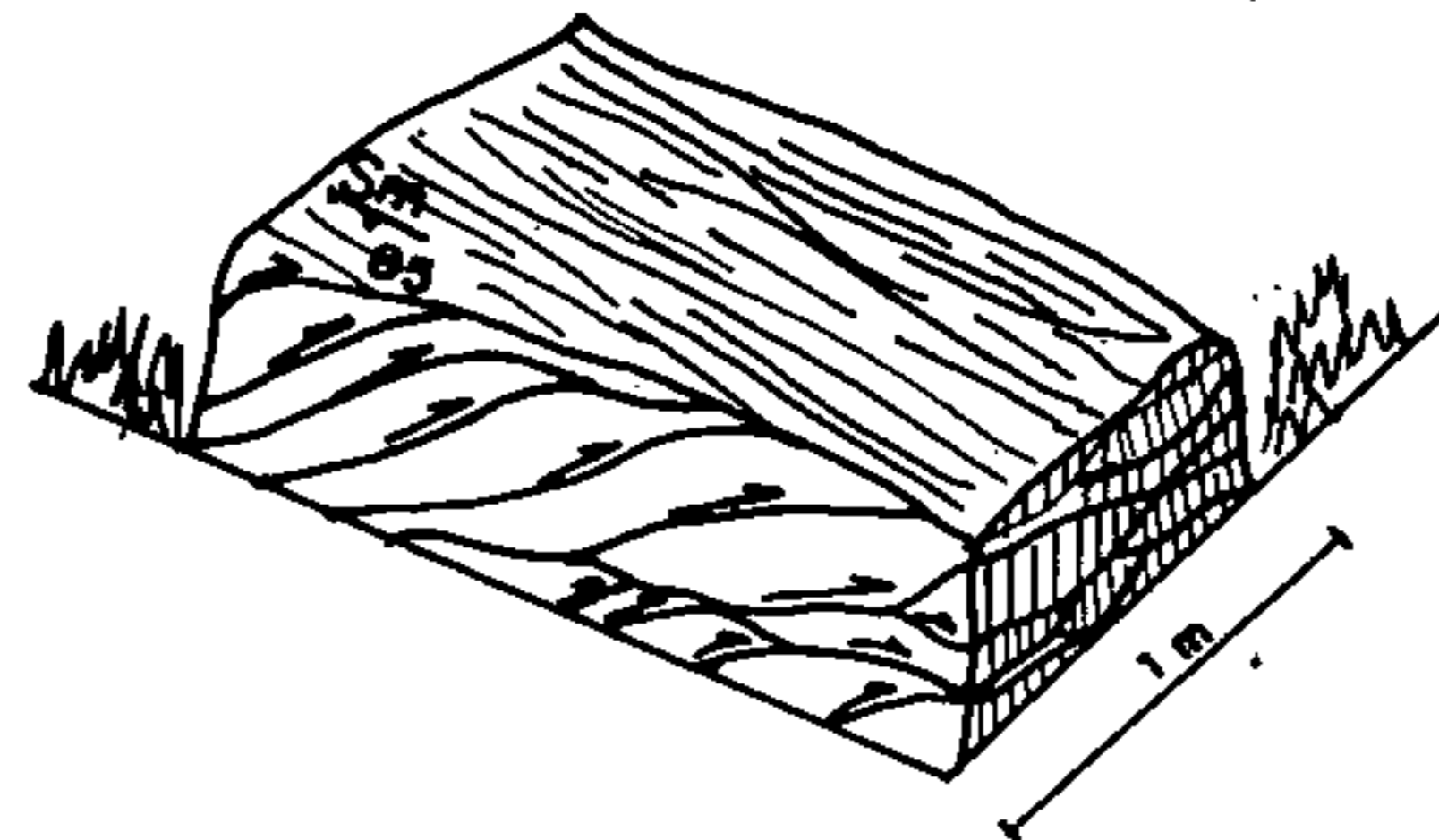


FIGURA 4 — CAVALGAMENTOS EM ARRANJO DE DUPLEXES SUPERIMPOSTOS À FOLIAÇÃO MILONÍTICA (Sm) SUBVERTICAL, EM GRANITOÍDE AVIAQUÁRIO.

PROJETO PARNAÍBA - REAVALIAÇÃO DA BACIA

ADISON M. DE O. GÓES, WALTER A. S. TRAVASSOS E KÁTIA C. NUNES
PETROBRÁS, Distrito de Exploração do Norte

A pesquisa de petróleo na Bacia do Parnaíba foi iniciada no final da década de 40 através do Conselho Nacional do Petróleo. Os trabalhos posteriores foram realizados pela Petrobrás e por companhias de contrato de risco que obtiveram um volume de dados considerado insuficiente para determinar, com segurança, o potencial petrolífero dessa vasta região. A atividade exploratória nessa bacia foi marcada pela alternância de períodos de moderada atividade com outros de abandono total.

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre crosta continental e sua provável origem está ligada a um megassistema de fraturas e aos efeitos de contração térmica e adensamento litosférico ocorridos no final da Orogênese Brasileira. As principais zonas de fraqueza herdadas do embasamento foram importantes não só na implantação da bacia, como também no seu desenvolvimento tectono-sedimentar até o eocarbonífero (quando então prevaleceram reativações episódicas até o Cretáceo), refletindo-se na bacia através de importantes eixos deposicionais, coincidentes com expressivos traços estruturais, denominados de Zona de Falha Transbrasiliana e de lineamentos Picos-Santa Inês (Cunha, 1986) e Marajó-Parnaíba. A partir do neocarbonífero até o jurássico os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, imprimindo à sedimentação um padrão de deposição concêntrica e à forma externa da bacia o aspecto ovalado, característico das sinéclises interiores. O preenchimento final da bacia ocorreu no Cretáceo, com os depocentros mais uma vez deslocados em relação às posições anteriores, desta feita para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da abertura do oceano Atlântico Equatorial.

A coluna sedimentar foi subdividida em cinco seqüências deposicionais, denominadas de Seqüências Siluriana, Devoniana, Permocarbonífera, Jurássica e Cretácica, separadas por discordâncias regionais e correlacionáveis a eventos orogênicos de caráter global. A natureza da

sedimentação é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcários, anidritas e sílex, além de diabásios e basaltos representativos de eventos magmáticos do neotriássico ao eocretáceo. As seqüências Siluriana e Devoniana representam ciclos transgressivo-regressivos com depósitos em ambiente continental, transicional e marinho. O máximo transgressivo ocorreu durante o Devoniano, representado pelos folhelhos da Formação Pimenteiras (gerador potencial), que juntamente com os arenitos da Formação Itaim, constituem-se no objetivo exploratório principal nesta bacia. A deposição da seqüência Permocarbonífera coincidiu com mudanças ambientais e tectônicas profundas na região ocupada pela Bacia do Parnaíba, onde mares abertos com ampla circulação e clima temperado (Caputo, 1984), característico dos ciclos anteriores, cederam lugar a mares com circulação restrita, muito rasos e de clima quente, culminando com a implantação de um amplo deserto no Triássico. As seqüências Jurássica e Cretácica são destituídas de interesse exploratório para petróleo e foram depositadas quase que exclusivamente em ambiente continental com uma transgressão marinha episódica na base desta última.

O preenchimento da bacia processou-se às custas de lenta subsidência, em região cratônica e longe da influência direta das grandes orogêneses. As atividades tectônicas foram basicamente restritas à reativação de falhas ou antigas zonas de fraqueza no embasamento, como atestado pela baixa taxa de sedimentação e pelos estratos pouco perturbados e com mergulhos regionais abaixo de 1 grau. A disposição arquitetônica desses estratos e a ocorrência de deformações e estilos estruturais associados, permitiram dividir a bacia em três compartimentos estruturais distintos, denominados de Homoclinal Norte, Homoclinal Sudoeste e Bloco Sudeste. O arcabouço estrutural apresentado é inédito (fig. 01). Nele são mostradas as principais feições estruturais identificadas na bacia, orientadas preferencialmente nas direções NE-SO, NO-SE e

N-S. Essas direções, como era de se esperar, são compatíveis com as do embasamento aflorante que bordeja a bacia.

As principais fases de estruturação são reflexos de tectonismos que ocorreram em áreas afastadas da bacia, deixando como registro altos estruturais e blocos falhados de idades eodevoniânica e eocarbonífera, geneticamente ligados aos efeitos das orogenias Famatiniana e Eo-Herciniana; Dobras de idade jurotriássica formadas por intrusões de diabásio que refletem os estágios iniciais de rompimento do Gondwana; Arcos regionais de idades neojurássica e eocretácica ligados à implantação das bacias de Marajó, São Luis e Barreirinhas, durante o processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial e

Anticlinais assimétricos eo e neocretácicos associados a falhas reversas (Fig 2) que foram desenvolvidos sob regime de esforços transpressivos, decorrentes da evolução da margem Equatorial.

Os temas diretamente ligados a geologia do petróleo foram exaustivamente tratados. Dentre estes ressaltamos as condições de reservatório, selo, trapa, relacionamento gerador x reservatório e sincronismo, que juntamente com os contextos de geotermia, hidrodinâmica e hidrogeoquímica e todos os demais dados geológicos comentados nos parágrafos anteriores, permitiram estabelecer em linhas regionais a geologia desta vasta bacia e conseqüentemente representam importantes subsídios à sua exploração econômica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAPUTO, M. V. 1984. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brasil. Ph.D. Thesis. University of California, Santa Barbara. 583p.
- CUNHA, F. M. B. 1986. Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico. Rio de Janeiro, RJ. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 107p.

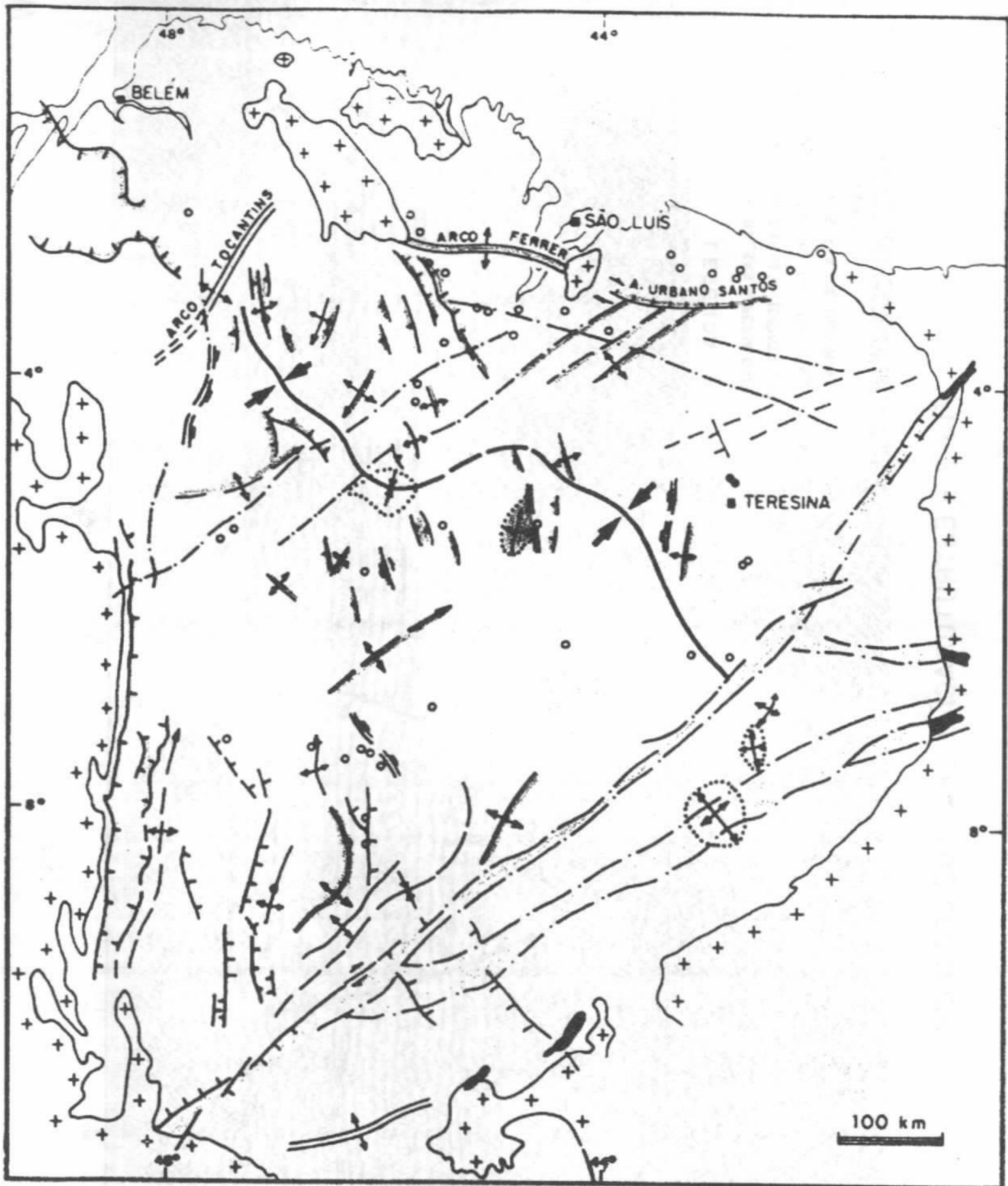


FIG. 1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL

SW

NE

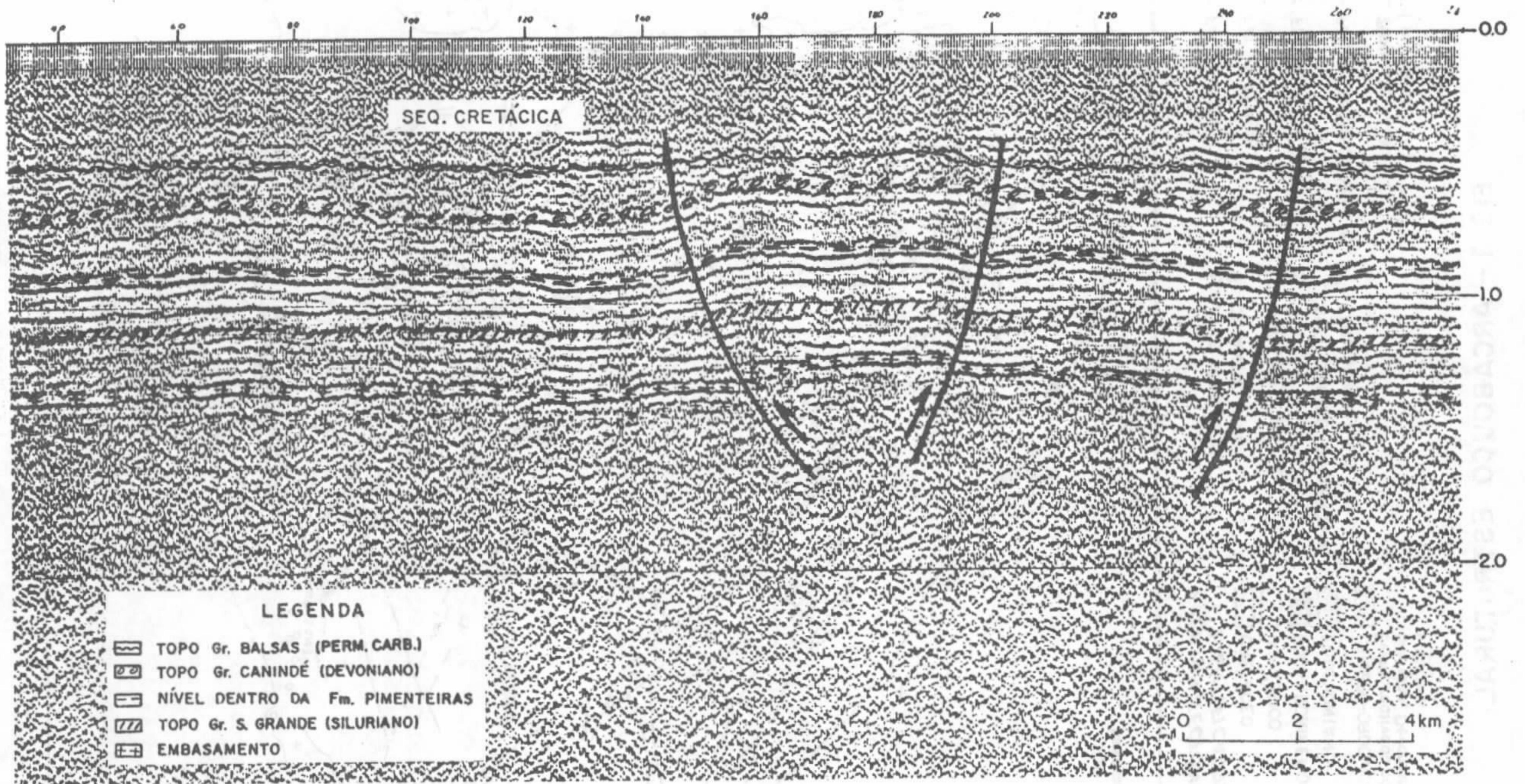


FIG. 2 - ESTRUTURAÇÃO DE IDADE CRETÁCICA

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA SERRA ARACÁ, AMAZONAS

JOÃO HENRIQUE LARIZZATTI - CPRM - SUREG/Ma

CARLOS ALBERTO GIOVANNINI - CPRM - SUREG/Pa

INTRODUÇÃO - A serra Aracá, localizada no centro norte do Estado do Amazonas (fig. 1), foi estudada por alguns autores, sempre a nível de reconhecimento. Morfologicamente, enquadra-se no Planalto Sedimentar Roraima, tratando-se de uma mesa aplanada, contornada por escarpas abruptas, em grande parte desnudas.

TIPOS LITOLÓGICOS - Na área afloram xistos, metaconglomerados e predominantemente quartzitos. Borges (1987) cita a ocorrência de arenitos nas porções NW da serra.

Os quartzitos são cinza-esbranquiçados, médios, bem selecionados, com textura maciça. Nas porções menos deformadas observou-se estruturas sedimentares primárias (estratificação cruzada acanalada, estratificação plano-paralela e marcas onduladas). Variam de puros a micáceos e apresentam andaluzita, silimanita, epidoto, clorita e opacos como acessórios.

Os moscovita xistos são cinza-esverdeados, médios a grossos, com textura lepidoblástica onde a orientação preferencial das micas define uma foliação e uma lineação. São comuns as lentes de remobilizados quartzosos e as intercalações de lâminas milimétricas de quartzito. Clorita, biotita e opacos são acessórios.

O metaconglomerado é cinza claro, ortoquartzítico, com textura fechada compacta. Os seixos são subarredondados, fraturados, centimétricos e elípticos. A matriz está orientada e apresenta moscovita, andaluzita, silimanita e opacos.

SISTEMA DEPOSICIONAL - As rochas metasedimentares de caráter fluvial da planície entrelaçada constituem a maioria do volume deposicional. São formados por seqüências grano-decrescentes cujos pacotes quartzíticos evidenciam alta maturidade textural e mineralógica. Subordinadamente, ocorrem lentes de metaconglomerados, possivelmente relacionados às barras de canal. No topo da seção, aparecem com freqüência camadas de metapelitos (micaxistos) (fig. 2).

As associações de litofácies individualizadas e a geometria das estruturas correspondentes permitem interpretar que as seqüências sedimentares parcialmente deformadas foram depositadas em ambiente continental de alta energia, em sistema fluvial entrelaçado ("braided") e de leque aluvial, este mais estrito.

Os depósitos de leque aluvial são associados aos falhamentos principais decorrentes da instalação da bacia e são representados por cunhas de clastos grosseiros.

DEFORMAÇÃO - Foram observadas foliações, lineações e falhas. As foliações se apresentam como clivagem espaçada e xistosidade, sendo geralmente paralelas ao bandamento composicional das rochas, evoluindo para uma foliação milonítica nas faixas de cisalhamento observadas.

A clivagem observada nos quartzitos apresenta morfologia suturada, sendo definida por filmes de argila residual, opacos muito finos e quartzo remobilizado entre os contatos dos grãos maiores. Localmente é definida por filmes de moscovita ou ainda pela presença de andaluzita e silimanita.

Nas rochas ricas em mica observou-se xistosidade em domínios definida pela orientação preferencial planar destes minerais, dos agregados lenticulares de quartzo e dos minerais opacos e acessórios. Sua morfologia é essencialmente anastomosada. Uma fraca clivagem de crenulação associada ao desenvolvimento de microdobras em chevron afeta a xistosidade. O eixo das microdobras mergulha em torno de 23° para WSW.

As lineações presentes nas rochas da serra Aracá são conferidas pela orientação de moscovita e de "rods" e agregados lenticulares de quartzo mergulhando entre 8° e 33° para SW (fig. 2).

As faixas de cisalhamento observadas têm espessura de dezenas de metros e direção NW-SE com mergulhos de baixo a médio ângulo para SW (fig. 2). Registram o caráter dúctil destas faixas a presença de rochas miloníticas (principalmente protomilonitos), foliação sigmoidal, sombras de pressão assimétricas, grãos fraturados

e deslocados, grãos com extinção ondulante e grãos cominuídos. A análise dos indicadores cinemáticos indica tratar-se de um cavalgamento de sul para norte com componente oblíquo.

Foram identificadas falhas normais relacionadas a uma deformação rúptil posterior, nas direções NW-SE e ENE-WSW, caracterizadas por ressaltos, além de espelhos e estrias de falha. Os dados sugerem que os blocos a sul desceram em relação aos blocos a norte.

METAMORFISMO - Foram estudadas petrograficamente doze amostras coletadas por Borges (1987) e dez amostras coletadas durante o Projeto Serra Imeri (Santos et al., no prelo), tendo sido identificados minerais metamórficos e estudada sua relação cronológica com as estruturas de deformação.

As análises dos concentrados de bateia coletados nestes dois trabalhos também acusaram vários minerais metamórficos: granada, estauroлита, cloritóide, cianita, andaluzita, silimanita, moscovita e espinélio.

Algumas paragêneses observadas indicam que as rochas da serra Aracá foram submetidas a um metamorfismo de baixa pressão, podendo ter atingido a zona da silimanita (andaluzita e silimanita nas amostras FB-R-06d e FB-R-23). As cianitas encontradas nos concentrados de bateia sugerem que houve metamorfismo de média pressão.

As amostras PV-R-71, PV-R-82, CG-R-26, CG-R-30 mostram grandes cristais de moscovita (aprox. 8mm) cortando a foliação principal em diversas direções, indicando uma fase termal posterior à fase tectônica.

Todas as amostras apresentam quartzo recristalizado e com extinção ondulante. Em locais isolados os grãos de quartzo são poligonais.

CONCLUSÕES - Os aspectos tectono-sedimen-

tares observados mostram-se compatíveis com bacias evoluídas em ambiente tectônico com estilo distensional em regiões intraplaca, com sedimentação clástica e condições deposicionais restritas às zonas de falha na base, e de estabilidade tectônica nas porções de topo de seqüência.

O quadro estrutural encontrado na serra Aracá inclui um pacote de rochas com diferentes graus de deformação, que adquirem texturas miloníticas em determinadas faixas. Tais faixas registram uma movimentação de cavalgamento oblíquo, com transporte de fatias tectônicas de sul para norte como indica o arranjo geométrico das foliações e lineações. As evidências de campo sugerem tratar-se de um leque imbricado com lascas de empurrão ou duplexes sintéticos cuja parte superior tenha sido erodida.

As rochas da Formação Aracá foram submetidas a um metamorfismo de baixa pressão, podendo ter atingido altas temperaturas localmente (zona da silimanita). Pressões maiores podem ter atuado isoladamente, gerando um metamorfismo tipo xisto verde.

Devido ao trabalho ter-se realizado em apenas parte da serra Aracá, os autores não apresentam uma idéia definitiva sobre a idade das rochas da Formação Aracá. Porém, com os dados disponíveis até o momento, opta-se pela vinculação da Formação Aracá às seqüências de topo da cobertura Roraima. Provavelmente encontra-se cavalgando sobre granitóides indiferenciados a norte da área, é afetado por um corpo granítico anorogênico da Suíte Intrusiva Tiquié a nordeste com conseqüente metamorfismo de contato (Borges, 1987), e a sul seu contato com o embasamento está encoberto por sedimentos da Formação Içá (fig. 4). O metamorfismo presente nas rochas é entendido como fruto da ação do Evento Metamórfico Nickerie (K'Mudku) numa região de fraqueza crustal (serra Curupira).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BORGES, F.R. 1987. Projeto Aracá. CPRM Trading Mineração, Manaus. 51pp.
MELO, A.F.F. de; SANTOS, C.A.; VILLAS BOAS, P.F. 1993. Geologia da região das serras Aracá e Darahá (nordeste do Estado do Amazonas). Relatório Interno. CPRM

/Manaus. II. 85pp.
SANTOS, C.A.; GIOVANNINI, C.A.; GOMES, H.A.; LARIZZATTI, J.H.; MELO, A.F.F.; SANTIAGO, A.F.; VILLAS BOAS, P.F. - no prelo. Projeto Serra Imeri. Relatório Interno. CPRM /Manaus. II.

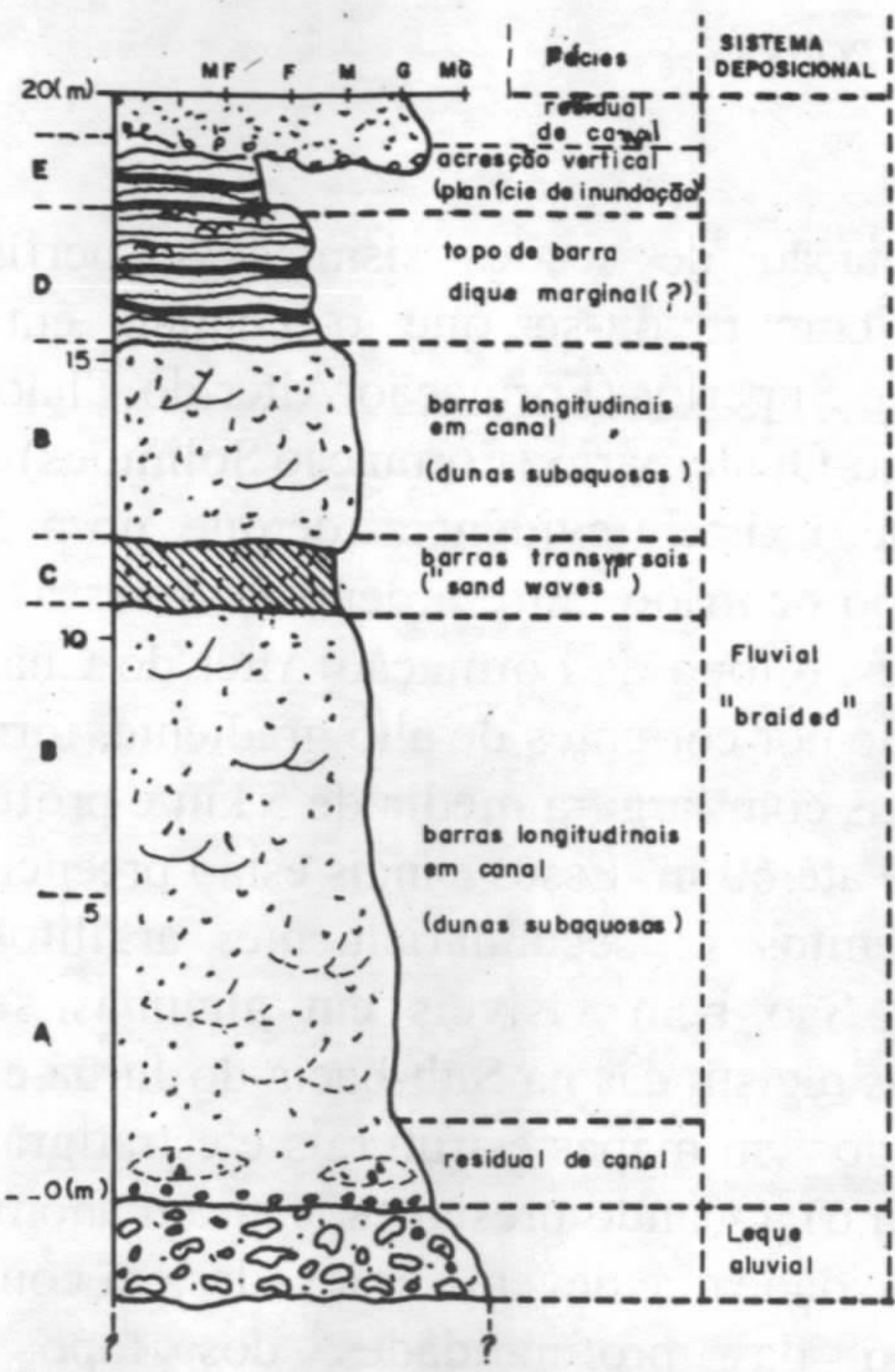


FIG. 2 - PERFIL COLUNAR ESQUEMÁTICO DE SEQÜENCIA CONTINENTAL COMPLETA

LITOFÁCIES DO SISTEMA FLUVIAL "BRAIDED"

- (A) Quartzito maciço ou com estratificação cruzada acanalada fracamente definida
- (B) Quartzito com estratificação cruzada acanalada bem definida
- (C) Quartzito com estratificação cruzada planar-tabular
- (D) Quartzito com estratificação planar e geometria tabular com marcas onduladas
- (E) Metapelito (micaxisto)

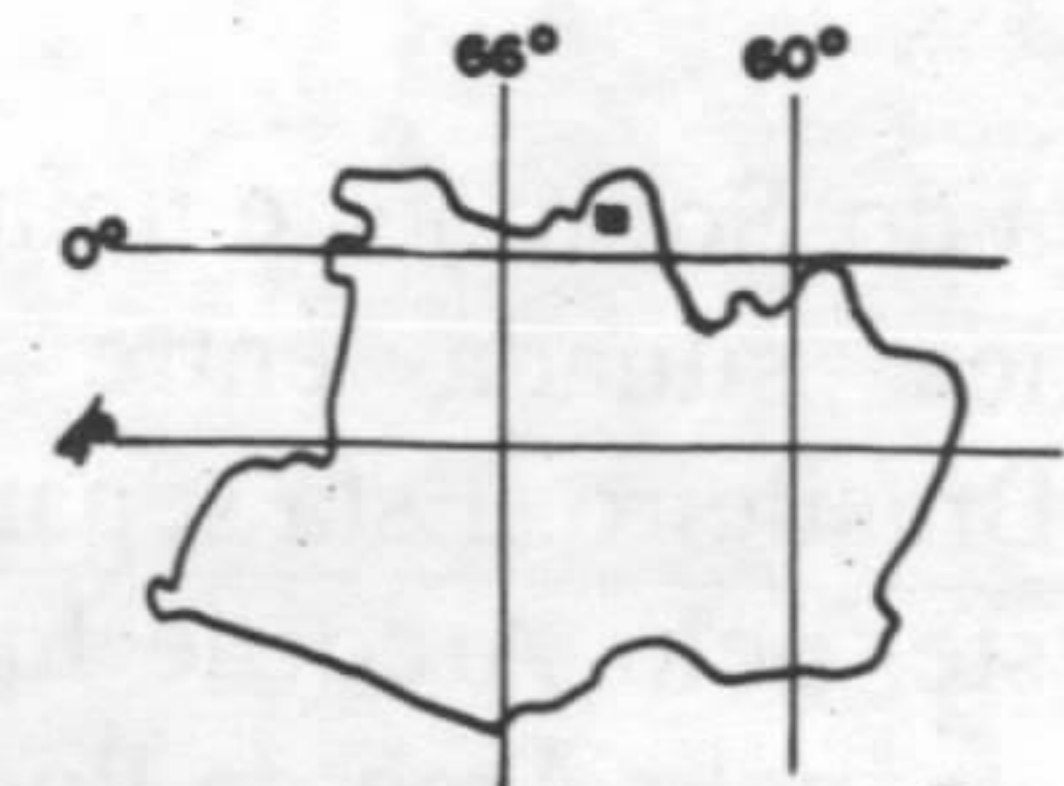


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO

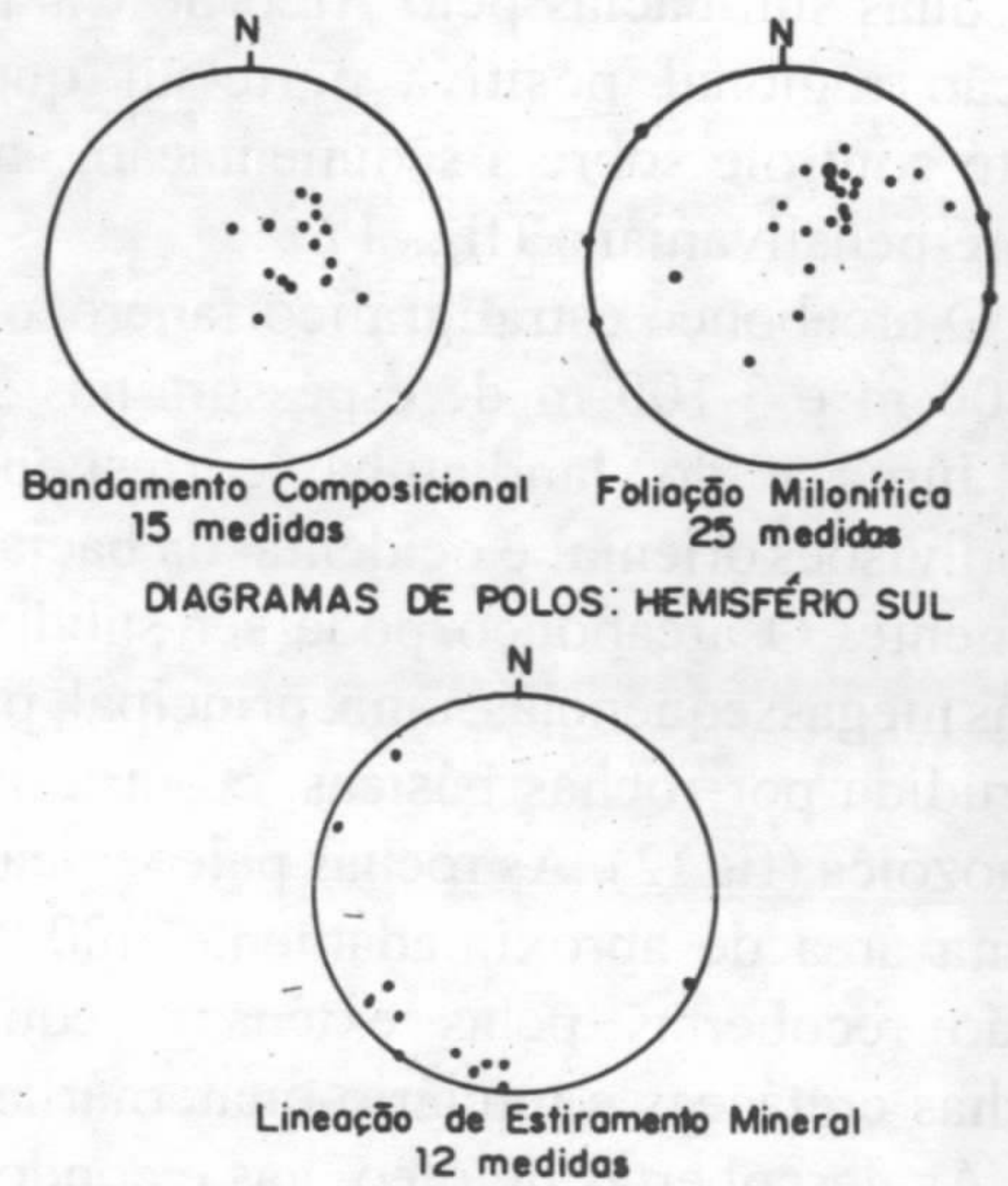
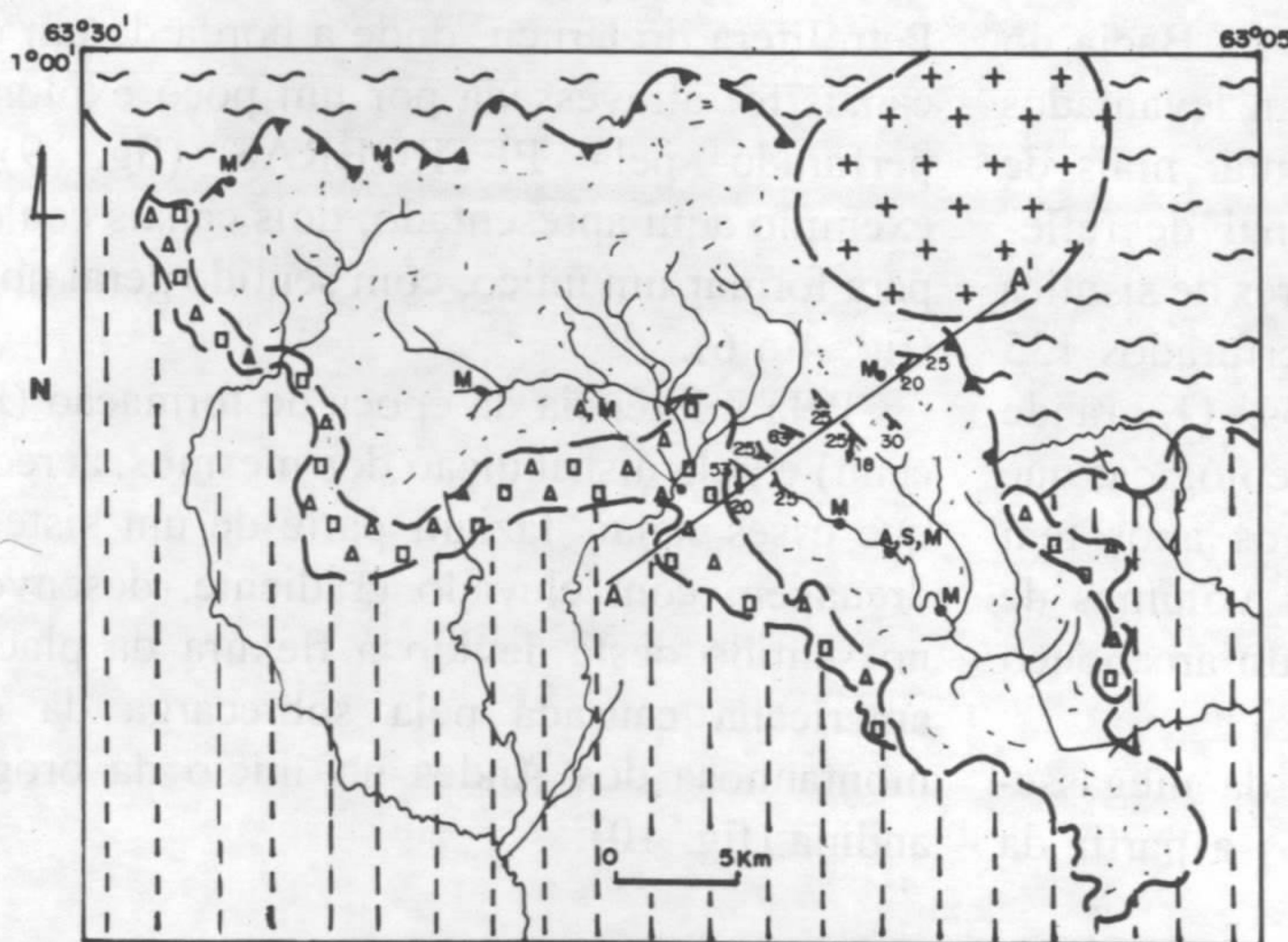


FIGURA 3 - Diagramas



LEGENDA

- Drenagem
- Estação geológica onde afloram metasedimentos com andaluzita (A), silimanita (S) e/ou moscovita (M)
- Bandamento composicional
- Foliação milonítica
- Lineação de estiramento mineral
- Eixo de microdobra
- Contato geológico aproximado
- Falha de empurrão provável, com componente oblíqua

LITOLOGIA

- Depósito de tálus
- Formação Içá
- Suíte Intrusiva Tiquié
- Formação Aracá
- Granitóides indiferenciados

FIGURA 4 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO (Modificado de BORGES, 1987)

CANAIS TERCIÁRIOS DA BACIA DO SOLIMÕES

AFONSO MAURO FILHO E JAIME FERNANDES EIRAS - PETROBRÁS

A Bacia do Solimões é uma bacia 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. É subdividida em duas sub-bacias pelo Arco de Carauari, uma feição regional positiva norte-sul que exerceu forte controle sobre a sedimentação, em especial a pré-pensilvaniana (fig. 1).

O arcabouço estratigráfico fanerozóico atinge 3.800 m e 3.100 m de espessura nas sub-bacias do Juruá e do Jandiatuba, correspondentes às subdivisões oriental e ocidental da bacia, respectivamente. O arcabouço pode ser subdividido em duas megasseqüências: uma, principal, paleozóica, intrudida por rochas básicas, e outra mesozóico-cenozóica (fig. 2). As rochas paleozóicas ocorrem numa área de aproximadamente 400.000 km² e estão recobertas pelas extensas seqüências de rochas cretáceas e terciário-quadernárias (fig. 1).

As descobertas de óleo, gás e condensado nas províncias do Juruá e Urucu, em 1978 e 1986, respectivamente, incentivaram a PETROBRÁS a incrementar a pesquisa de petróleo na Bacia do Solimões. Como consequência, foram levantados até o momento nessa área sedimentar mais de 55.000 km de sísmica bidimensional de reflexão (2D), registrados 4.465 km lineares de sísmica tridimensional de reflexão (3D) e perfurados 135 poços exploratórios e explotatórios. O grande número de informações sísmicas e geológicas que vem sendo adquirido nesses últimos anos tem facilitado a descoberta de maiores volumes de petróleo e o melhor entendimento do arcabouço estrutural e estratigráfico da bacia.

Com base em estudos recentes da megasseqüência mesozóico-cenozóica, feitos a partir da

interpretação de seções sísmicas e perfis de poços, comprovou-se que o contato entre o Cretáceo Superior (Formação Alter do Chão) e o Terciário-Quadernário (Formação Solimões) é discordante. Existem evidências de que, no período de tempo ocorrido entre a deposição dessas duas unidades, o topo da Formação Alter do Chão foi escavado por correntes de alto gradiente, formando canais com largura média de 5 km e profundidade de até 60 m. Esses canais estão preenchidos por arenitos e, secundariamente, argilitos ou siltitos. São bem visíveis em algumas seções sísmicas registradas na Sub-bacia do Juruá e bem delineados em mapas estruturais e estratigráficos (fig. 3 a 6). Quando presentes, causam anomalias de velocidade que devem ser levadas em conta na previsão das profundidades dos topos das unidades estratigráficas a serem atravessadas pelos poços. De acordo com a modelagem apresentada nas tab. I e II e na fig. 8, a diferença na estimativa dos topos das unidades situadas abaixo do canal pode atingir 6 m. Os melhores exemplos mapeados ocorrem na Província Petrolífera do Urucu, onde a borda de um desses canais foi atravessada por um poço exploratório perfurado pela PETROBRÁS (fig. 9). No exemplo aqui apresentado, dois canais coalescem para formar um único, com sentido geral noroeste (fig. 4 a 6).

Pela inferência da época de formação (Paleoceno) e pela distribuição dos mesmos, acredita-se que esses canais faziam parte de um sistema de drenagem com elevado gradiente, desenvolvido no sentido oeste devido à flexura da placa sul-americana causada pela sobrecarga da cadeia montanhosa dos Andes no início da orogênese andina (fig. 10).

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

EIRAS, J.E.; BECKER, C.R.; SOUZA, E.M.; GONZAGA, F.G.; SILVA, J.G.F.; DANIEL, M.L.F.; MATSUDA, N.S.; FEIJÓ, F.J. 1993.

Bacia do Solimões - Resumo da Revisão Estratigráfica. Belém, PETROBRÁS/DEXNOR. (Rel. Int.).

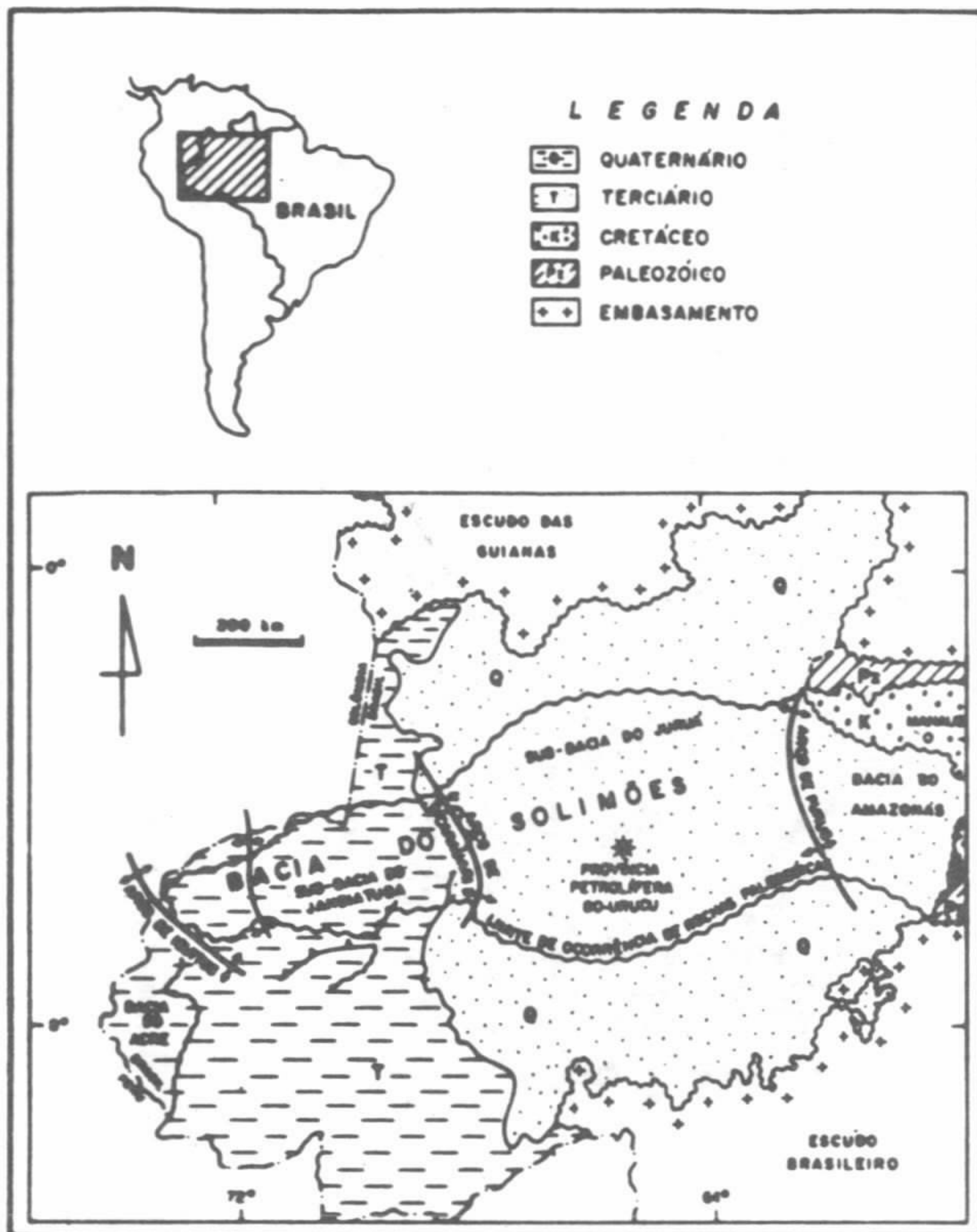


Fig. 1 - Situação geográfica e geológica da Bacia do Solimões.

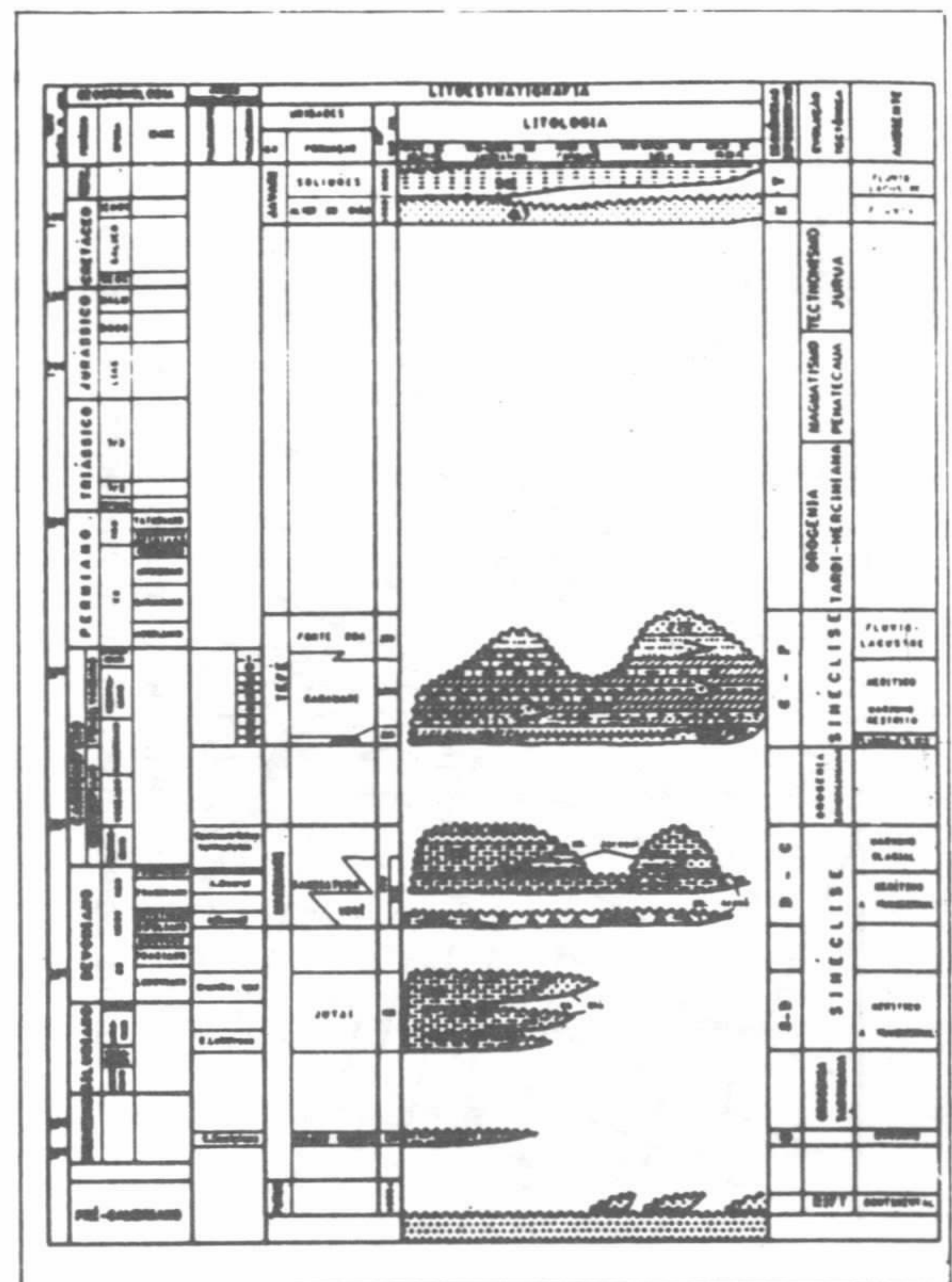


Fig. 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Solimões (Eiras et al, 1993).

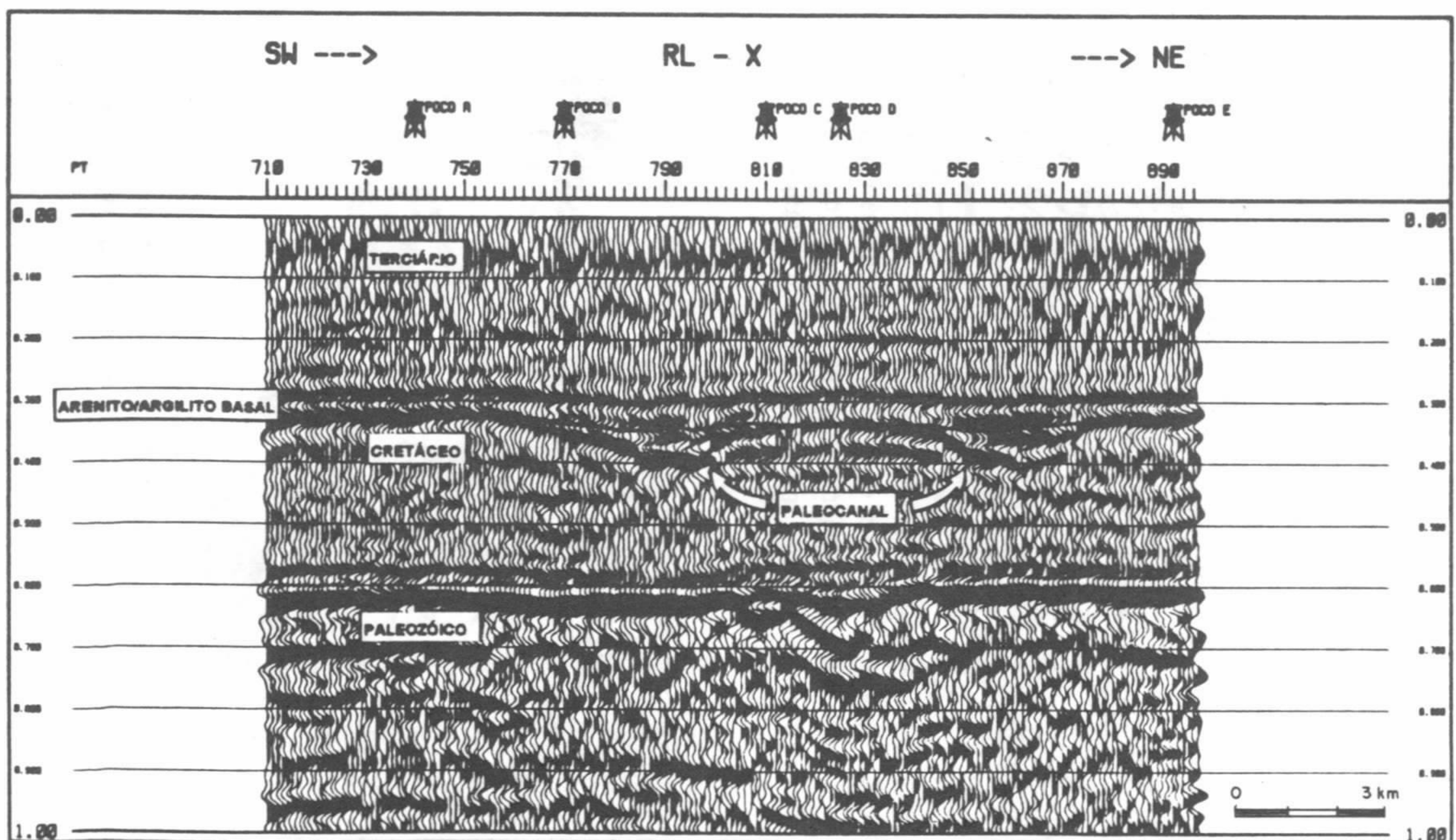


Fig. 3 - Canais terciários em seção sísmica de reflexão bidimensional (2D) registrada na Província Petrolífera do Urucu, Bacia do Solimões.



Fig. 4 - Canais paleocenos delineados em mapa estrutural sísmico, em tempo duplo (milissegundo), do topo do Cretáceo - (Formação Alter do Chão - área do Urucu).

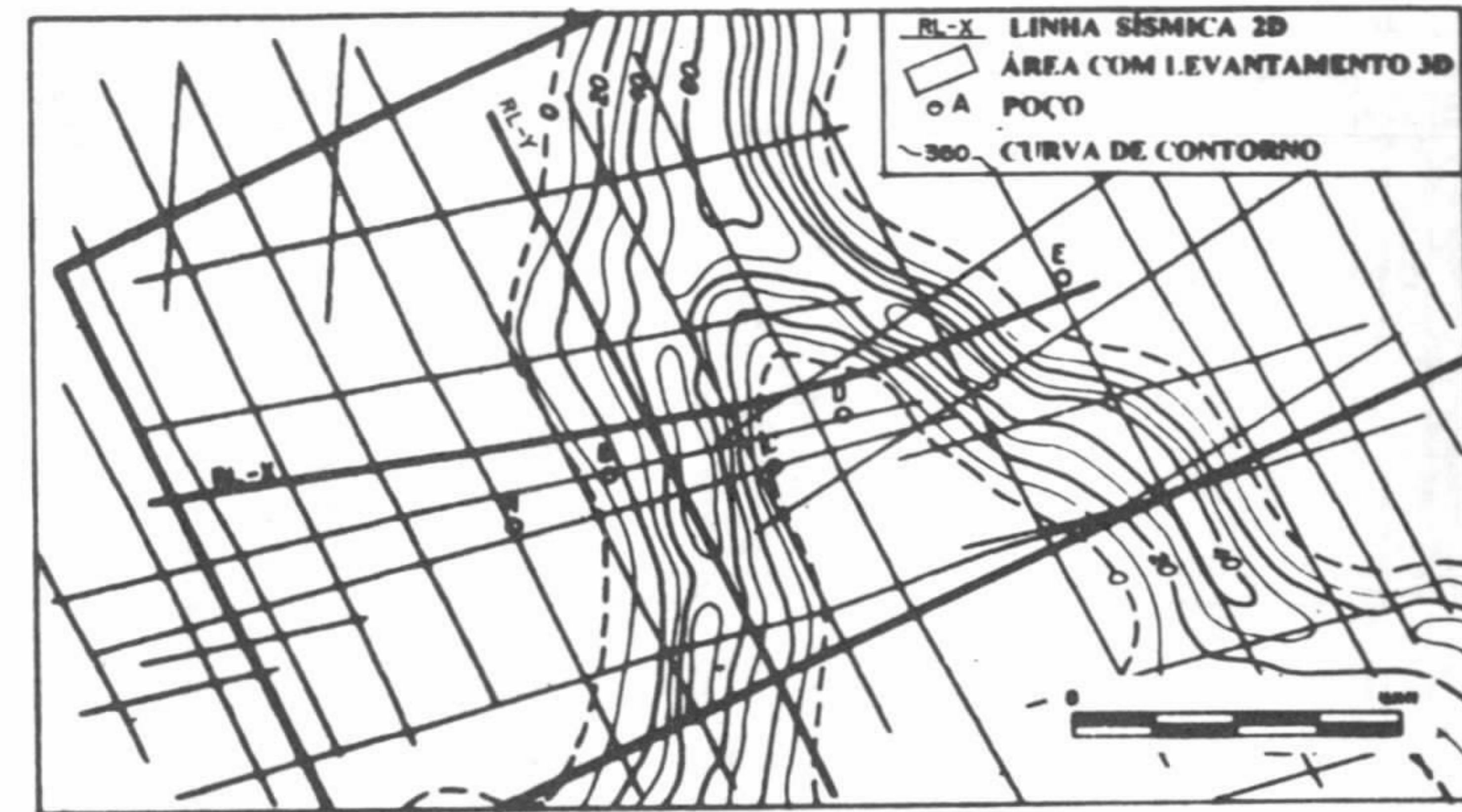


Fig. 5 - Mapa de isópaca, em metro, dos clásticos que preenchem os canais paleocenos do Urucu mapeados na figura 4.



Fig. 6 - Canais paleocenos em seção horizontal ("time slice"), ao nível do tempo de 300 mseg, obtida a partir de levantamento sísmico tridimensional (3D) da área do Urucu.

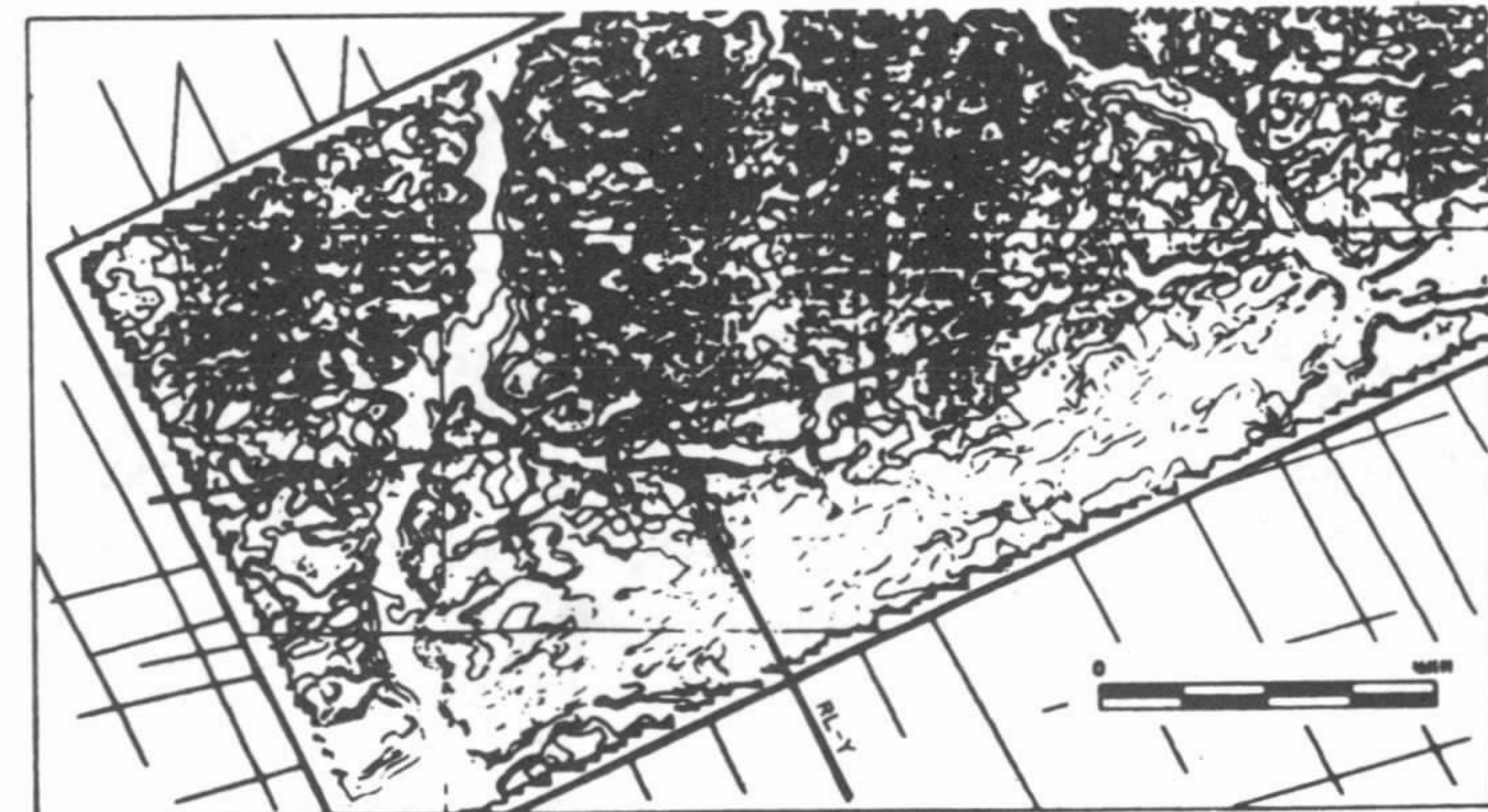


Fig. 7 - Altimetria da área do Urucu coberta por levantamento sísmico 3D. A drenagem fluvial atual está orientada aproximadamente no sentido dos paleocanais mostrados nas figs.4,5 e6.

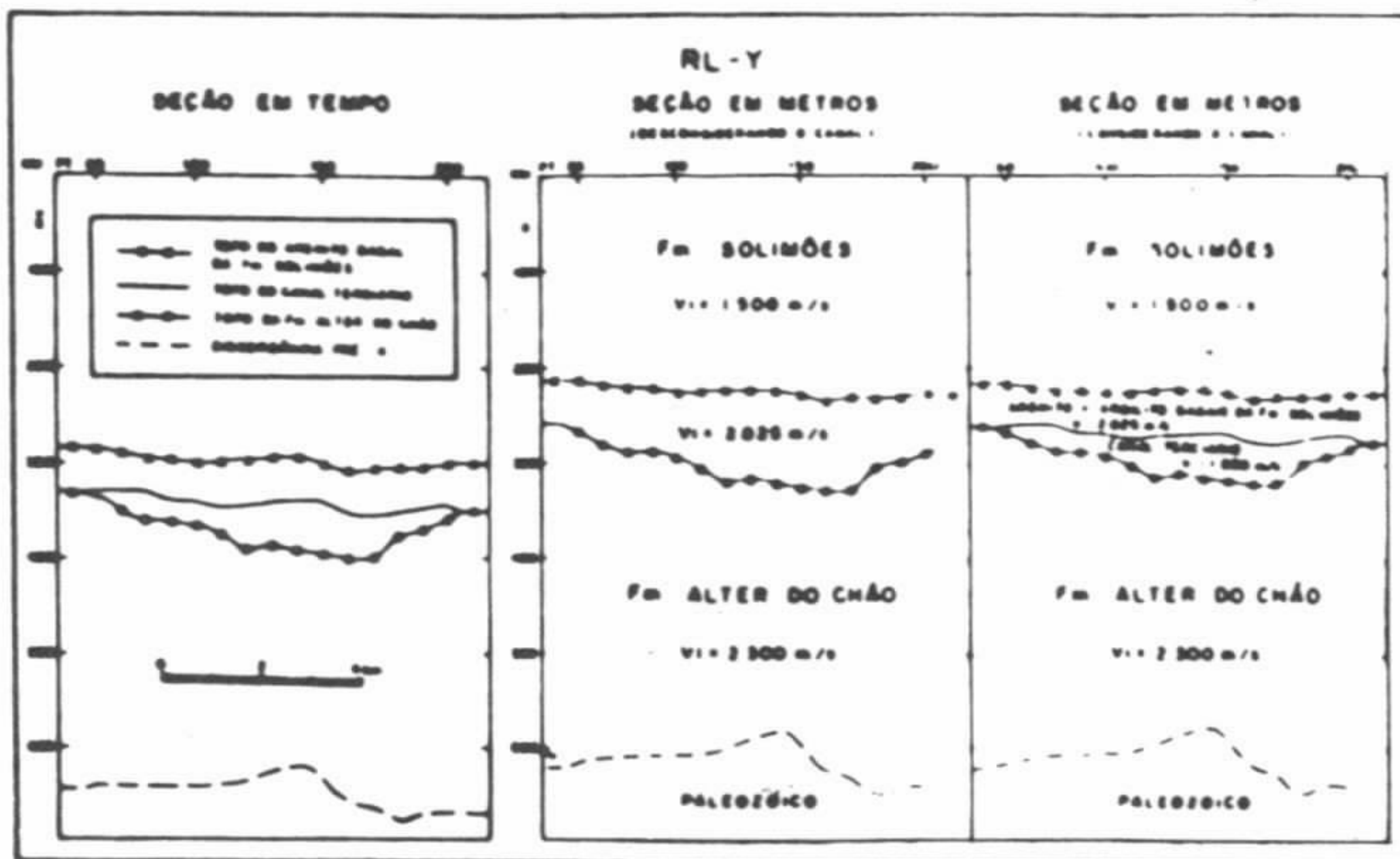


Fig. 8 - Modelagem sísmica utilizando os dados das Tabelas I e II.

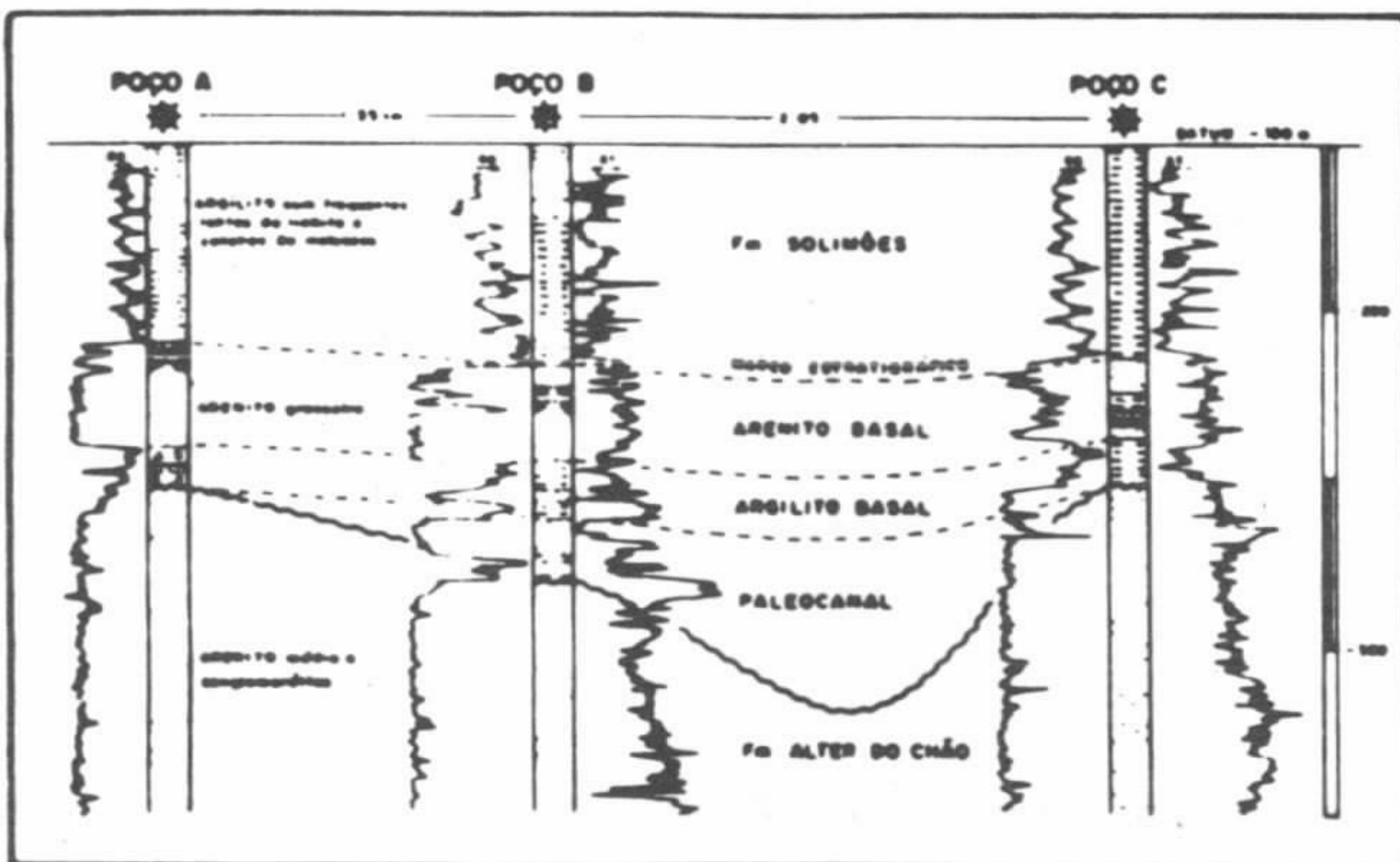


Fig. 9 - Correlação estratigráfica entre as seções superior da Formação Alter do Chão (Cretáceo) e basal da Formação Solimões (Terciário) nos poços A, B e C, identificados nas figuras 3 a 7.

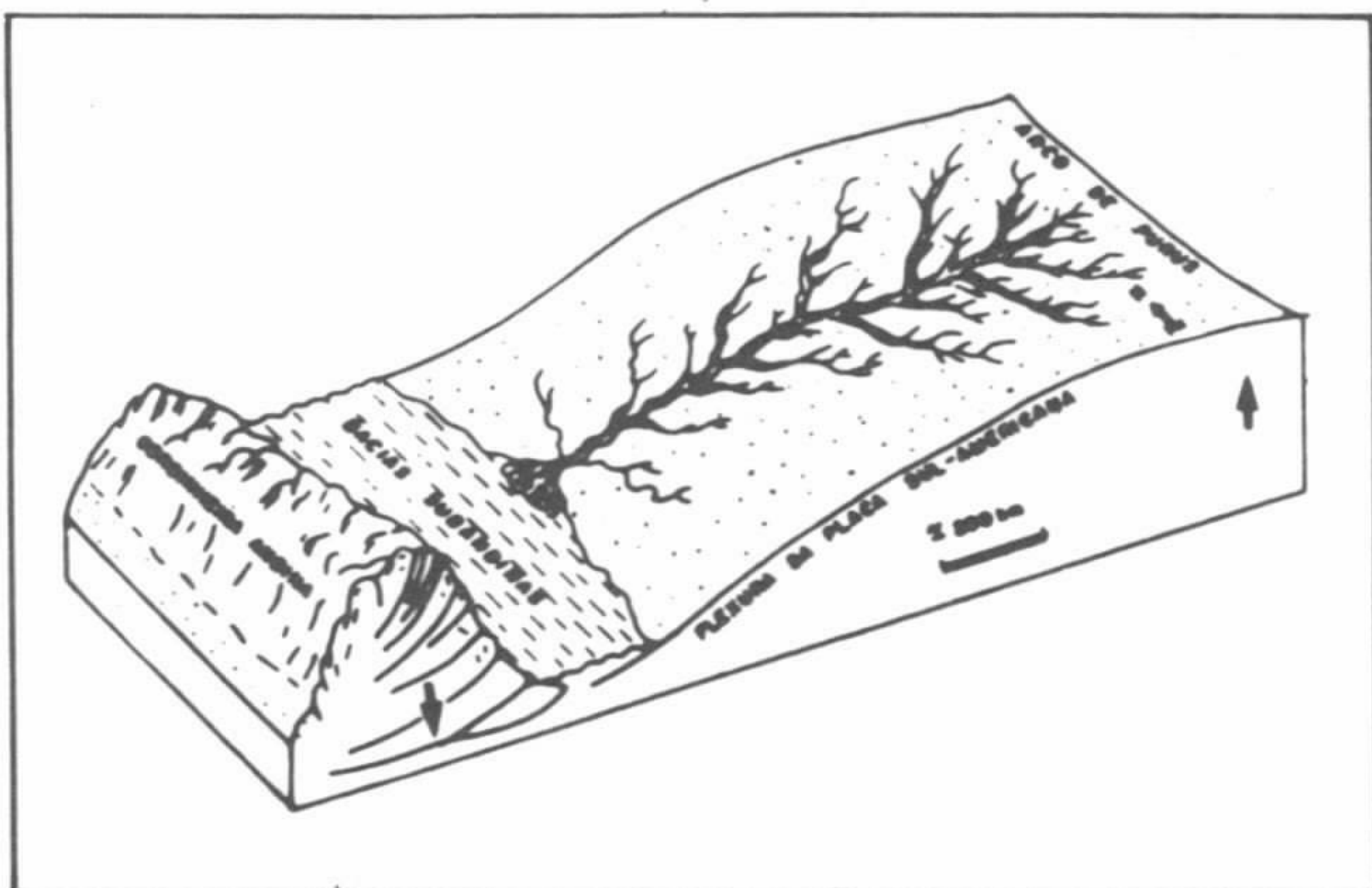


Fig. 10 - Representação esquemática do controle geomórfico da flexura da placa sul-americana na escavação de canais na Bacia do Solimões durante o Paleoceno.

RL - Y Modelagem Sísmica															
tempo	NM	tARN	tIARN	tASA	tASA	tC	tIC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC		
56	0	285	214	45	48	330				330	258	315	382	645	622
60	0	285	214	50	51	330				335	264	305	351	640	615
65	0	285	214	55	56	330				340	268	300	345	640	614
70	0	290	218	60	61	330				350	278	290	334	640	612
75	0	290	218	60	61	330				350	278	290	334	640	612
80	0	295	221	65	66	330				360	287	280	327	640	608
85	0	295	221	65	66	340				360	287	280	322	640	608
90	0	295	221	65	66	340				360	287	280	322	640	608
95	0	295	221	65	66	340				360	287	280	322	640	608
100	0	300	225	70	71	340				365	291	275	316	640	607
105	0	295	221	75	76	342				370	297	265	305	635	602
110	0	300	225	75	76	345				375	301	265	305	640	608
115	0	300	225	80	81	345				385	311	255	293	640	604
120	0	295	221	85	86	348				390	317	245	282	635	599
125	0	295	221	85	86	342				390	317	240	278	630	593
130	0	295	221	80	81	340				385	312	240	278	625	588
135	0	290	218	100	101	336				390	318	230	265	620	583
140	0	295	221	85	86	340				390	317	230	265	620	582
145	0	295	221	100	101	340				395	323	225	258	620	581
150	0	300	225	85	86	340				395	321	240	278	635	597
155	0	300	225	100	101	348				400	328	250	288	660	614
160	0	310	233	90	91	368				400	324	280	299	680	623
165	0	308	229	85	86	368				400	325	285	306	686	630
170	0	308	229	85	86	368				400	325	285	306	686	630
175	0	308	229	85	86	360				390	315	280	322	670	637
180	0	308	229	70	71	360				375	300	308	351	680	660
185	0	300	225	70	71	348				370	298	300	348	670	641
190	0	308	229	85	86	348				370	298	300	348	670	640
195	0	300	225	80	81	342				390	298	310	357	670	642
200	0	300	225	80	81	342				390	298	310	357	670	642
205	0	300	225	80	81	360				350	278	320	388	670	644

Tab. I - Dados de tempo sísmico da seção RL-Y, convertidos em profundidade desconsiderando anomalia de velocidade causada pela presença do paleocanal.

RL - Y Modelagem Sísmica															
tempo	NM	tARN	tIARN	tASA	tASA	tC	tIC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC	tIAC		
56	0	285	214	45	48	330	258	0	0	330	258	315	382	645	622
60	0	285	214	45	48	330	258	5	5	336	264	305	351	640	615
65	0	285	214	45	48	330	258	10	9	340	268	300	345	640	613
70	0	290	218	40	41	330	258	20	18	350	278	290	334	640	610
75	0	290	218	40	41	330	258	20	18	350	278	290	334	640	610
80	0	295	221	35	36	330	257	30	27	360	284	280	322	640	608
85	0	295	221	45	46	340	267	20	18	380	286	280	322	640	607
90	0	295	221	45	46	340	267	20	18	380	285	280	322	640	607
95	0	295	221	45	46	340	267	20	18	380	285	280	322	640	607
100	0	300	225	40	41	340	268	25	23	385	288	275	318	640	604
105	0	295	221	47	48	342	268	28	25	370	284	285	306	636	599
110	0	300	225	45	46	348	271	20	18	375	288	285	306	640	602
115	0	300	225	45	46	348	271	40	38	385	307	255	293	640	600
120	0	295	221	50	51	348	272	45	41	390	312	245	282	636	594
125	0	295	221	47	48	342	268	48	43	390	312	240	278	630	588
130	0	295	221	45	46	340	267	45	41	385	307	240	278	625	583
135	0	290	218	45	46	338	263	55	50	390	313	230	268	620	577
140	0	295	221	45	46	340	267	50	45	390	312	230	265	620	576
145	0	295	221	45	46	340	267	55	50	395	318	225	268	620	575
150	0	300	225	40	41	340	268	55	50	395	315	240	278	635	581
155	0	300	225	45	46	345	271	55	50	400	320	250	288	660	608
160	0	310	233	45	46	368	278	45	41	400	318	280	299	680	618
165	0	308	229	50	51	368	279	45	41	400	320	285	306	686	625
170	0	308	229	50	51	368	279	45	41	400	320	285	306	686	625
175	0	308	229	45	46	360	274	40	38	390	310	280	322	670	632
180	0	308	229	45	46	360	274	25	23	375	297	305	351	680	648
185	0	300	225	45	46	348	271	25	23	370	293	300	348	670	638
190	0	308	229	40	41	348	269	25	23	370	292	300	348	670	637
195	0	300	225	42	43	342	268	18	16	380	284	310	357	670	640
200	0	300	225	42	43	342	268	18	16	380	284	310	357	670	640
205	0	300	225	50	51	360	276	0	0	380	276	320	388	670	644

Tab. II - Idem tabela I, porém considerando anomalia de velocidade causada pelo paleocanal.

GEOLOGIA DA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO - SETOR NOROESTE DO ESTADO DO AMAZONAS.

ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO - CPRM-BELÉM

PAULO FERNANDO VILLAS BOAS - CPRM-MANAUS

INTRODUÇÃO - Este trabalho sintetiza as informações concernentes a uma área de aproximadamente 136.000 Km² situada no setor noroeste do estado do Amazonas e que foi mapeada na escala de 1: 500.000, sob a égide do convênio CPRM/DNPM, durante a execução do Projeto Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas 1993). Tal área abrange a Bacia do Rio Negro (alto curso) e corresponde a doze folhas de escala 1:250.000, sendo três inteiras (NA.19-Z-C, SA.19-X-A e SA.19-X-B) e nove fracionadas (NA.19-Y-B, NA.19-Y-D, SA.19-V-B, NA.19-X-C, NA.19-Z-A, NA.19-X-D, NA.19-Z-B, NA.19-Z-D, e NA.20-Y-D). Os trabalhos foram realizados no período de 1986 a 1989 em áreas selecionadas a partir de informações bibliográficas disponíveis e incluíram, além do mapeamento geológico, também prospecção geoquímica e aluvionar. Em função dos raríssimos trabalhos de mapeamento geológico executados nessa região, o nível de conhecimento da mesma é bastante precário. Os trabalhos mais completos da área foram desenvolvidos por Pinheiro et al. (1976) e Fernandes et al. (1977), os quais apresentaram informações geológicas compatíveis com a escala de 1:1000.000. Após os trabalhos de Fernandes et al. (1977) a região do alto Rio Negro somente voltou a ser geologicamente estudada com apoio de dados de campo, a partir de 1986 com o início dos trabalhos do Projeto Alto Rio Negro. Excetuando, portanto, o Projeto Alto Rio Negro, todos os trabalhos geológicos publicados sobre essa região no período de 1977 a 1986 foram elaborados a partir de reavaliações e reinterpretções dos dados obtidos por Pinheiro et al. (1976), aliados a estudos bibliográficos e/ou fotogeológicos e especialmente à datações geocronológicas, tais como os apresentados por Montalvão & Bezerra (1985), Tassinari (1981), Cordani et al. (1979), Lima (1984), Lima & Pires (1985) e Hasui et al. (1984).

SÍNTESE GEOLÓGICA - Com base na integração dos dados obtidos em estudos fotointerpretativos, geofísicos, bibliográficos, de campo, petrográficos e químicos, foram individualizadas

e delimitadas na área do Projeto Alto Rio Negro 11 (onze) unidades litoestratigráficas figura 1. As unidades mais antigas da área compõem dois domínios geotectônicos referidos como Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, ambos interpretados no contexto do Arqueano Superior ao Proterozóico inferior.

O Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro corresponde a um conjunto petrotectônico estabilizado, tipo granito-greenstone antigo, materializado por um substrato de natureza granito-migmatítica (Complexo Traíras) ao qual sobrepõe-se uma sequência metassedimentar com subordinada contribuição vulcânica (Grupo Tunuí) que é seccionada por batólitos de granitóides tardi-tectônicos pós-tectônicos (Suíte Xié). A Suíte Xié engloba granitóides a titanita e granitos a duas micas, sendo os primeiros originados a partir da fusão de rochas granitóides/ anfibolíticas do Complexo Traíras enquanto que o segundo, em função de seu caráter peraluminoso denunciante do estrito relacionamento genético com as rochas do Grupo Tunuí, é entendido como derivado do primeiro a partir de um processo de assimilação de sedimentos de natureza principalmente aluminosa do Grupo Tunuí. O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central estende-se no setor sudeste da área do projeto e corresponde a uma faixa de rochas predominantemente graníticas miloníticas a protomiloníticas, orientada preferencialmente segundo NE-SW, seccionada por zonas de cisalhamento discretas orientadas nas direções WNW-ESE a NW-SE, nas quais ocorrem embutidos quartzitos, xistos miloníticos e metavulcanitos ácidos que, juntamente com as litologias anteriormente descritas integram o Complexo Cauaburi. Este cinturão tem sua estruturação geral NE-SW mantida também fora do âmbito do projeto através da porção extremo-nordeste do Estado do Amazonas, Roraima, Suriname e Guiana e apresenta mergulhos normalmente para NW, bem como lineações de estiramento em torno de 60° para WNW, além de indicações de movimentação dextral caracterizando um regime compressivo oblíquo com cinemá-

tica essencialmente dextral e transporte de massas de WNW para ESE. O Supergrupo Roraima e a Suíte Intrusiva Tiquié integram os produtos litológicos relacionados ao evento distensivo de abrangência regional ocorrido durante o Proterozóico Médio. O Supergrupo Roraima é representado por quartzo-arenitos e conglomerados, relacionados a leques aluviais que evoluíram distalmente para um sistema fluvial "Braided" com formação de barras transversais e longitudinais, sendo subsequentemente retrabalhados por ação eólica. A Suíte Intrusiva Tiquié abrange corpos de composição predominantemente granítica e caráter anorogênico cujo emplaçamento processou-se em torno de 1500 Ma durante o Episódio Parguazense (1600-1300 Ma). Tais corpos correspondem a granitos tipo A de Chappel & White (1974) e apresentam espetacular especialização estanífera. A unidade Diabásio Cujubim representa magmatismo básico de caráter toleítico ocorrido no Proterozóico Superior (\pm 1000 Ma) relacionado a reativações cronologicamente subsequentes ao controverso Evento Compressivo K²Mudku (\pm 1200 Ma). O caráter toleítico dos diabásios dessa unidade 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). Os diques básicos relacionados ao Mesozóico e os corpos carbonatíticos, considerados provisoriamente com essa mesma idade, são materializados pelas unidades Diabásio Uaraná e Alcalinas Seis Lagos, respectivamente. Os diques da unidade Diabásio Uaraná tem caráter toleítico e por apresentarem idades de 250-200 m.a. são entendidos como correlacionáveis temporalmente ao desenvolvimento do Gráben Tacutu o qual teve como condicionamento estrutural as anisotropias antigas relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. A unidade Alcalina Seis Lagos é materializada por três corpos intrusivos de natureza carbonatítica aos quais podem estar associadas rochas ultrabási-

cas, sendo tal conjunto, no presente trabalho, posicionado, em caráter provisório, no Mesozóico, apesar da inexistência de dados geocronológicos. As unidades cenozóicas, são representadas pela Formação Içá e Coberturas Aluvionares. A Formação Içá corresponde a uma sequência de arenitos fluviais de idade quaternária que, fora dos limites da área do projeto, recobre discordantemente os sedimentos terciários da Formação Solimões. Tal unidade tem sua deposição relacionada a um sistema de drenagem semelhante ao atual, decorrente do levantamento Andino e bloqueio do sistema hidrográfico que atuava durante o Terciário. As Coberturas Aluvionares correspondem aos cordões aluvionários os quais, em virtude da escala de trabalho adotada, somente foram cartografados ao longo das drenagens de maior porte. Na área existe uma jazida de nióbio associada as rochas de natureza carbonatítica do morro Seis Lagos (Alcalinas Seis Lagos), bem como os garimpos de ouro Peoá e Traíras, Cauaburi e Pico da Neblina, os quais relacionam-se às unidades Grupo Tunuí, Complexo Cauaburi e Supergrupo Roraima, respectivamente. Discreta ocorrência de sulfetos (pirita/calcopirita) associada a zona de contato de quartzitos/quartzo-arenitos com xisto pelítico carbonoso do Grupo Tunuí, além de camada de turfa (30 - 50 cm) ocorrente no barranco do rio Tiquié, também foram identificadas na área do projeto. Finalmente, ressalta-se que em amostras de concentrados de bateia e/ou sedimento de corrente e solo foram registrados numerosos indícios de mineralizações para ouro, cassiterita/columbita e Cr-Cu-Ni, em contexto de interação dos metassedimentos Tunuí com granitóides da Suíte Xié e até possivelmente da Suíte Tiquié, além de prováveis corpos básicos e/ou ultrabásicos. Indícios de mineralização para cassiterita e/ou columbita, nos mesmos tipos de amostras citadas, foram igualmente assinalados em associação com corpos graníticos anorogênicos da Suíte Tiquié.

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. 177-148.
- 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).
- HASUI, Y., HARALY, N.L.E., SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMP. AMAZ.,

- 2., Manaus, 1984. Anais...Manaus, DNPM/CNPq. p. 129 - 147.
- LIMA, M.I.C. 1984. Províncias geológicas do cráton Amazônico em território brasileiro. In: SYMP. AMAZ., 2., Manaus, 1984. Anais...Manaus, DNPM/CNPq, p. 09-23.
- 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, v.1, p. 140-154.
- MELO, A.F.F., VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro; relatório preliminar. Manaus; CPRM. 3 v. [Relatório Inédito].
- MONTALVÃO, R.M.G., BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém. 1985. Anais..., Belém, SBG, V.1, p. 287-297.
- PINHEIRO, S.S., FERNANDES, P.E.C.A., PEREIRA, E. R., VASCONCELOS, E.G., PINTO, A.C., MONTALVÃO, R.M.G., ISSLER, R.S., DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, W., FERNANDES, C.A.C. 1976. Geologia da Folha NA.19 - Pico da Neblina. Rio de Janeiro, DNPM/RADAM. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., BASEI, M.A.S. 1979. Caracterização das Províncias geocronológicas da Amazônia. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 50(4): 776-777 [Resumos].

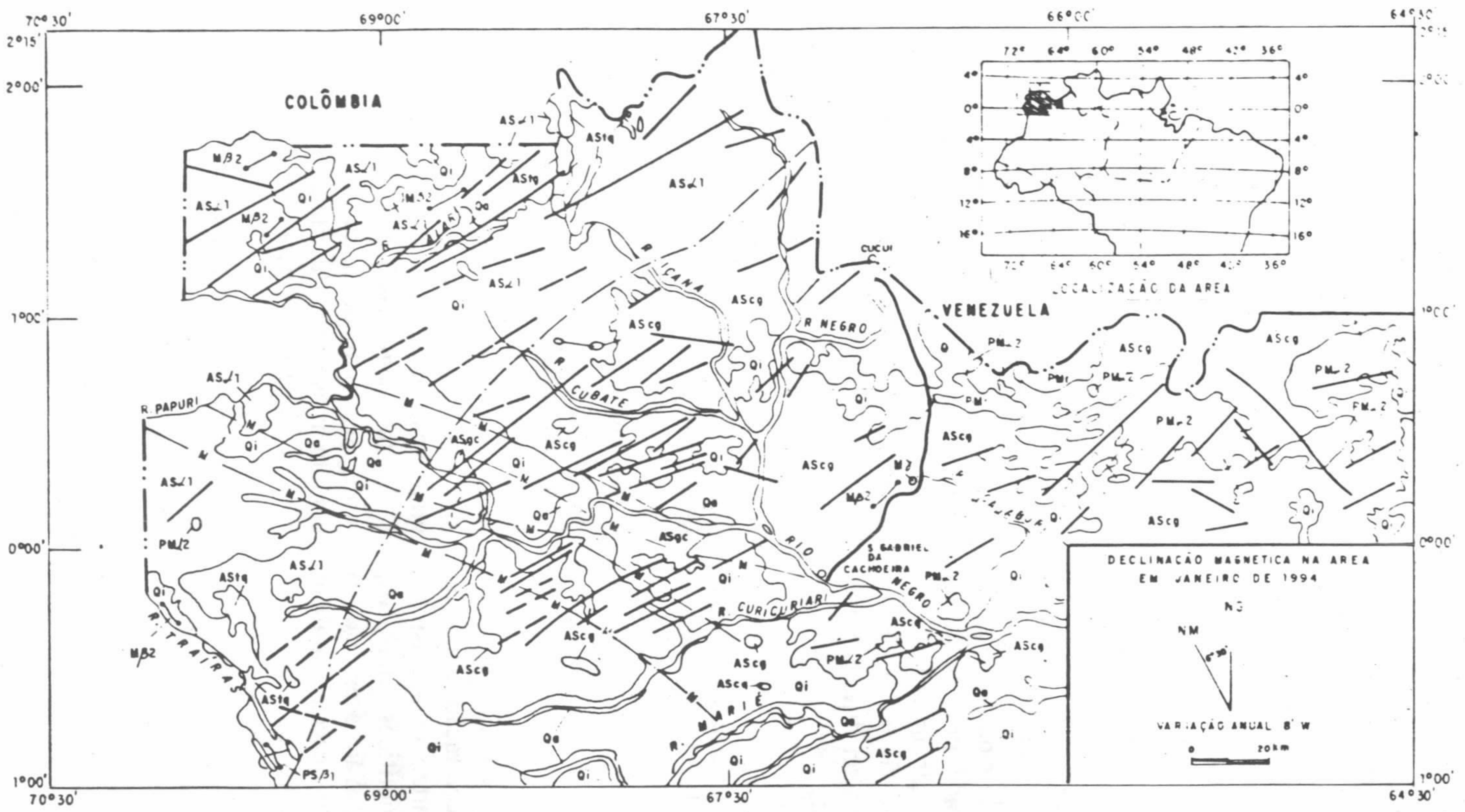


Figura 1 — Mapa geológico da área do Projeto Alto Rio Negro

Qa	Aluvião	AScg	Granitóides Miloníticos	Complexo Cauduburi	—	Falha Encoberta
Qi	Formação Içá	AScg	Metassedimentos/Metavulcanitos		---	Limite aproximado entre o Terrano de Baixo e Médio Grau Metamórfico Caparra e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central
M/2	Alcalinas Seis Lagos	AS/1	Suíte Xie	—	—	Dique de Diabásio
M/2	Diabásio Uarandá	ASq	Grupo Tunuí	—	—	Rede de Drenagem
PS/1	Diabásio Cujubim	ASq	Complexo Trairas	—	—	Rodovia Federal
PM/2	Suíte Intrusiva Tiquié	—	Contato Geológico	—	—	Limite Internacional
PM	Supergrupo Roraima	—	Limite de Zona de Cisalhamento locado através de dados magnetométricos	—	—	Município
			Falha Indiscriminada			

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA REGIÃO DAS CABECEIRAS DO RIO MUCAJÁ, ESTADO DE RORAIMA

NILO SÉRGIO DE VARGAS NUNES - *CPRM-Manaus*
 ABDORMAN FERREIRA SANTIAGO - *CPRM-Goiânia*
 SANDOVAL DA SILVA PINHEIRO - *CPRM-Manaus*

INTRODUÇÃO - A área estudada, ocupando aproximadamente 160 km², situa-se na porção oeste do Estado de Roraima, distando cerca de 300 km de Boa Vista, na serra Parima, principal divisor de águas da região onde estão as nascentes do rio Mucajá. O limite sul faz fronteira com o território venezuelano. O reconhecimento geológico da área foi fruto de uma campanha executada no final de 1991 pela CPRM, onde foi realizado um mapeamento geológico na escala de 1:500.000, acompanhado por uma prospecção geoquímica previamente planejada através de coleta de sedimento de corrente e da obtenção do concentrado de bateia, voltada principalmente para ouro, o bem mineral mais importante da região. Os resultados obtidos foram altamente promissores, o que não poderia ser diferente haja visto a existência de inúmeras catas e garimpos (forçadamente desativados) na região.

GEOLOGIA - A geologia da área consiste de um amplo domínio de rochas de origem sedimentar reconhecida regionalmente como uma unidade de topo de uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo "greenstone belt" denominada Suíte Metamórfica Parima (Arantes e Mandetta, 1970; Pinheiro et al., 1981). Esta unidade está representada na área por metassedimentos muitas vezes de composição arcoseana, de coloração cinza ou rosada, constituídos por quartzo e k-feldspato, com ou sem plagioclásio, biotíticos, cloríticos, podendo ocorrer muscovita. São acessórios o epidoto, o zircão, a apatita e opacos. Também ocorrem termos mais biotíticos ou quartzosos descritos respectivamente como biotita-quartzo xistos e quartzitos micáceos. É comum na área a existência de rochas calcisilicatadas portadoras de epidoto e hornblenda, secundariamente de carbonato e diopsídio, além de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, clorita, actinolita e turmalina. Podem ser derivadas de sedimentos margosos contendo abundante carbonato recristalizado, ou então como produtos de natureza vulcanogênico-exalativa associados a formações ferríferas bandadas, constituindo importantes prospectos, relativamente depósitos do tipo SE-

DEX, de sulfetos maciço e ouro. Na presente área, tendo em vista as dificuldades de acesso peculiares das áreas cobertas por floresta equatorial densa, com as rochas sujeitas a uma ação enérgica do intemperismo químico, perfil de solo espesso, dificuldades na localização de contatos litológicos, impediram-nos na definição sobre a origem destas rochas. Formações ferríferas bandadas não foram observadas na área estudada e rochas vulcânicas são restritas, sugerindo-se a princípio uma origem sedimentar para estas rochas. Porém, as características petrográficas reconhecidas sugerem para estas rochas uma semelhança muito grande com aquelas encontradas em ambientes vulcanogênicos, como as rochas calcisilicatadas pertencentes ao Grupo Cauarane (Montalvão et al., 1975), e localizadas na porção centro-leste do Estado, comprovadamente de origem exalativa. O metamorfismo impresso nas rochas metassedimentares indica que as condições atuantes foram em regime de baixa temperatura e pressão com paragêneses minerais correspondentes ao fácies xisto verde, zona da clorita-biotita. Esta seqüência é cortada por duas intrusões graníticas na linha de fronteira Brasil-Venezuela, sendo uma destas intrusões, sob a forma de "stock", pertencente a Suíte Intrusiva Surucucus (Pinheiro et al., 1981), representada por um granito de composição adamelítica, granulação grosseira, composto por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita como minerais principais, contendo ainda clorita, apatita, zircão, epidoto, muscovita, fluorita e opacos. No contato com as encaixantes (metassedimentos) ocorre um metamorfismo termal do granito cortando a rocha hospedeira. A outra intrusão corresponde a porção de um batólito que tem sua continuidade além dos limites da área, a leste e a sul dentro do território venezuelano. É constituído por um granito leucocrático isento de deformação, composto basicamente por quartzo e K-feldspato, além de plagioclásio e biotita, pertencente provavelmente à Suíte Metamórfica Urariqüera (Pinheiro et al., 1981), representando um estágio final intrusivo do ciclo Transamazônico. Suas relações de contato com os metassedimentos não

estão bem definidas, mas presume-se que represente um corpo intrusivo de nível crustal mais profundo que os granitos do tipo Surucucus. Outros corpos intrusivos de dimensões reduzidas também afloram na área. Cortado pelo igarapé Cunarribiu, um pequeno corpo granítico foi reconhecido. No igarapé Homoxi, ocorre uma pequena intrusão de natureza gabróica, descrita como um leucogabro de coloração cinza, granulação grosseira, contendo cristais de tamanho centimétrico de plagioclásio e augita dispersos sem orientação, além de olivina, serpentina, biotita, hornblenda, epidoto, titanita e opacos. Outras rochas de ocorrência inexpressiva também foram reconhecidas. Dois afloramentos constituídos por rochas gnáissicas ocorrem no extremo leste da área. Um às margens do rio Mucajaí e o outro no igarapé Xereú, descritos como biotita-gnaisses de composição tonalítica. Além destas ocorrências também afloram corpos de rochas básicas, um constituindo um corpo diabásico e outro um derrame basáltico de origem incerta. Os dados estruturais obtidos indicam um forte trend WNW, evidenciados por uma foliação milonítica muitas vezes com comportamento sigmoidal. A média das atitudes medidas é N70W; 70NE. Os indicadores cinemáticos mostram uma tectônica transcorrente dextral. Superimposta observa-se uma rede de fraturamentos com predomínio NE representados no mapa, algumas vezes associados a zonas de cisalhamento, como aquela do rio Mucajaí nas proximidades da pista Homoxi, importante na mobilização dos fluidos hidrotermais enriquecidos em ouro.

MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS - Entre os aspectos geoeconômicos da área investigada

destacam-se aluviões auríferos de grande possança com cascalhos espessos distribuídos em várzeas largas (100 a 200m) para o tamanho do vale do Mucajaí e seus afluentes, no alto curso. Estes aluviões apresentam seixos com acentuado grau de arredondamento os quais devem provir dos metassedimentos originais e seixos facetados ou angulosos bem como fragmentos de rochas derivadas do substrato rochoso constituído pelos metamorfitos citados acima. São bem visíveis dois níveis de cascalhos, um na posição de terraços mais antigos que os do leito atual. Nas extensões percorridas do vale do Mucajaí e da maior parte de seus afluentes verificou-se que os placeres auríferos foram explorados por garimpeiros numa lavra de certa forma predatória, pois os rejeitos ainda contém cerca de 2,5 a 3,0 g/m³ de ouro, em avaliação com bateamento manual. Foi investigada a relação Au/rocha através de amostragem de rocha e de saprólito triturada com marreta, obtendo-se fagulhas de ouro no material bateado proveniente do metassedimento e de rochas calcisilicatadas. Geologicamente, a mineralização primária está associada às zonas de cisalhamento, intersecção de falhas, estruturas dobradas (dobras de arrasto), vias de acesso propícias à migração de fluidos mineralizadores, podendo ser encontrada em veios de quartzo hidrotermais, relacionados a metassedimentos psamopelíticos e rochas calcisilicatadas milonitizadas, bordejadas por intrusões notadamente de composição granítica, atuando também como agente mobilizador do minério contido nas encaixantes. Indicamos abaixo os dados geoquímicos obtidos pelos concentrados de bateia, mostrando alguns teores muito altos em ouro, fornecendo uma idéia do alto potencial aurífero da área.

Amostra no.	Au (ppm)	Amostra no.	Au (ppm)	Amostra no.	Au (ppm)
AS-01	83	AS-05B	300	NN-25	160
NN-02	1,8	AS-06	50	NN-27	132
AS-03	1,6	AS-10	108	AS-28	11
NN-04	81	AS-12	28	NN-31	600
AS-04	132	NN-17	90	AS-36	5,6
NN-05	1000	AS-22	102	AS-38	180
AS-05A	8,5	NN-23	950	AS-40	66

CONCLUSÕES - Os aspectos geológicos da área indicam tratar-se de uma seqüência com amplo domínio sedimentar de natureza psamopelítica metamorfizada em fácies xisto verde, com possível contribuição exalativa devido a presença constante de rochas calcisilicatadas, afetada por

sistemas de cisalhamento, representados por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e intrudida por corpos graníticos de dimensões variadas e por uma pequena intrusão gabróica. Apesar dos conhecimentos geológicos regionais ainda serem pouco estudados devido as grandes dificuldades

de acesso à região, esta seqüência parece pertencer a uma unidade maior denominada Seqüência Metamórfica Parima (op. cit.), com estratigrafia e idade ainda não bem definidas, mesmo assim apresenta associações do tipo "greenstone belt", com um domínio metavulcânico de composição básica a ácida, e outro domínio predominantemente sedimentar representado por formações ferríferas bandadas, rochas calcissilicadas e metassedimentos, com vulcânicas subordinadas. O amplo domínio sedimentar da seqüência e a grande quantidade de sedimentos arcoseanos aqui bem definidos aliados ao padrão estrutural (ausência de dobramentos isoclinais), podem

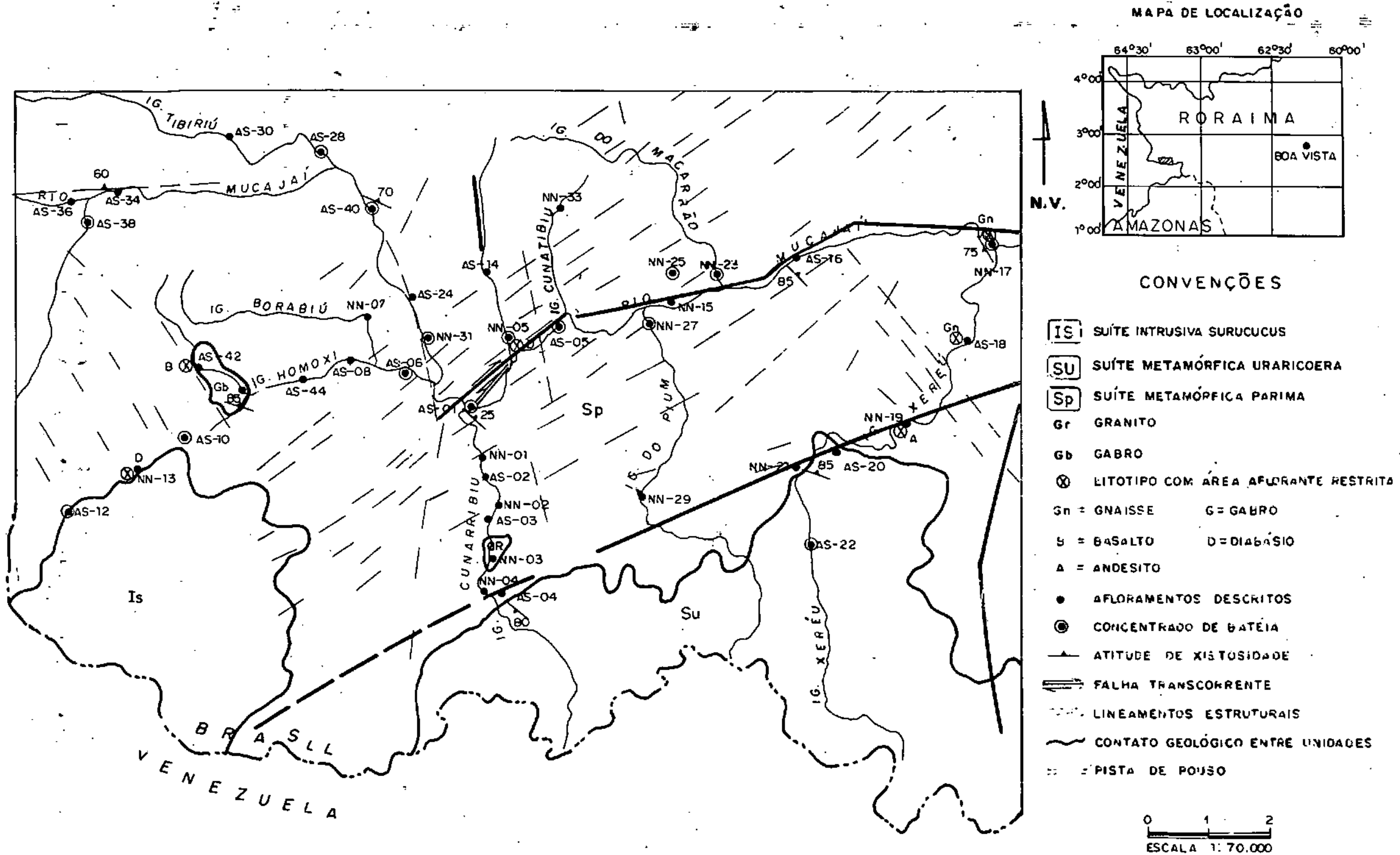
significar não tratar-se de uma seqüência típica de idade Arqueana, sendo mais adequada àquelas típicas do Proterozóico Inferior, porém sugerimos que os conhecimentos aqui obtidos estendam-se regionalmente para um melhor entendimento do contexto geológico global. Os aspectos econômicos obtidos através de pesquisas preliminares indicam ser o ouro a principal riqueza mineral, mostrando possuir a área um notável potencial aurífero, destacando-se aluviões de grande posança. A mineralização primária ocorre associada a veios de quartzo hidrotermalizados e a rochas miloníticas sedimentares e/ou exalativas localizadas em zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARANTES, J.L.G. & MANDETTA, P. 1970. Relatório Preliminar da viagem de reconhecimento geológico ao longo dos rios Auaris, Parima, Aracaçá e Uraricoera. DNPM, Belém.

MONTALVÃO, R.M.G. et al. 1975. Geologia da folha NA.20 - NA.21 - NB.20 e NB-21. Projeto RADAMBRASIL.

PINHEIRO, S. S. et al. 1981. Projeto Catrimâni-Uraricoera. CPRM- Manaus.



ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DAS CAÇEIRAS DO RIO MUCAJAI

AUTOR: N. S. V. NUNES

OS TERRENOS METAVULCANOSSEDIMENTARES DO ESTADO DE RORAIMA

SANDOVAL DA SILVA PINHEIRO E NELSON JOAQUIM REIS - CPRM/Manaus

INTRODUÇÃO - A região cratônica que engloba a quase totalidade do norte da plataforma sul-americana, tem sido paulatinamente palco de trabalhos de mapeamento de variada escala. Assim são do conhecimento da comunidade científica, extensas faixas irregulares e descontínuas de rochas de baixo a médio grau metamórfico atribuídas à evolução dos cinturões de rochas verdes. No Estado de Roraima, duas unidades têm sido motivo de enfoque no Cráton das Guianas: suítes Parima e Cauarane, ressaltando-se seu posicionamento e caráter estratigráfico, estabelecimento geocronológico, arranjo estrutural, quimismo e potencial mineral. Novos conhecimentos advindos de estudos petrográficos do setor oeste, bem como do reconhecimento geológico ora em andamento na sua porção central, levam a conferir um quadro bastante promissor às investigações dos citados cinturões supracrustais.

SUÍTE METAMÓRFICA PARIMA - A terminologia "Parima" foi empregada primeiramente por Arantes & Mandetta (1970) para agrupar além de gnaisses e anfíbolitos, rochas metavulcanosedimentares aflorantes ao longo do cognato rio. Pinheiro et al. (1981), em mapeamento das porções oeste de Roraima, ampliaram sua área de distribuição, elevando-a à categoria de "Suíte Metamórfica". Lima et al. (1982) redefiniram-na como "Complexo Rio Parima", fazendo referência a um cinturão granulítico naquela citada região, sendo que Reis & Souza (1984) revelaram a prioridade cronológica do emprego do termo "Parima", evidenciando a exclusividade de rochas de baixo a médio grau metamórfico em contraposição aos granulitos. A Suíte Parima (Pinheiro et al., op. cit.) inclui um conjunto de rochas metamórficas tais como xistos, quartzitos, metapiroxenitos e enclaves anfíbolíticos de suposta idade arqueana. Na sua área de ocorrência, na porção ocidental de Roraima, está configurada através de elevadas serranias, que perfazem a zona fronteira entre Brasil e Venezuela (figura 1). Nessa extensa região, implantou-se no final da década de 80, mais de uma centena de garimpos direcionados principalmente para ouro. Este fato, consolidador de uma grande província metalogenética, veio respaldar a importância dos terrenos Parima a nível de faixas de um "greenstone". Na atualida-

de, à luz da revisão petrográfica de dezenas de rochas anteriormente coletadas por Pinheiro et al. (op. cit.), bem como do reconhecimento geológico executado por Reis et al. (1991) e Nunes et al. (1991), ampliaram-se os tipos litológicos constituintes daquela unidade supracrustal. Incluem-se piroxenitos notadamente komatiíticos, metacherts, metaconglomerados, metasiltitos, paragnaisses e formações ferríferas à seqüência anteriormente descrita, sendo que ainda algumas exposições básico-ultrabásicas postuladas como corpos intrusivos, representam na verdade seqüências de xistos básicos e anfíbolitos, estes, em grande parte, quimicamente relacionados à linhagens komatiítica e toleítica (Reis & Souza, 1984; Montalvão, 1985a). A mesopotâmia Urariqüera-Mucajá, estendendo-se para leste até a bacia do rio Apiaú, constitui também um setor onde afloram descontinuamente rochas metavulcanosedimentares, um possível elo de ligação aos litotipos Cauarane.

SUÍTE METAMÓRFICA CAUARANE - Esta unidade foi definida como grupo por Montalvão & Pitthan (1974) para incluir quartzitos, anfíbolitos e xistos, aflorantes na porção mediana do Estado de Roraima (figura 1). Dados de campo do Projeto Roraima Central (Pinheiro et al., em andamento) têm revelado uma predominância de termos metasedimentares ao longo das bacias dos rios Urariqüera e Amajari, com quartzitos, formações ferríferas bandadas, metacherts, paragnaisses, anfíbolitos e xistos básicos/ultrabásicos. Algumas exposições (a norte da capital Boa Vista) têm evidenciado a presença de gnaisses kinzigíticos e calcisilicatadas de elevado grau metamórfico. Mais a oeste, ao longo do rio Uraricaá, a unidade Cauarane aflora na forma de metavulcânicas de composição ácida a intermediária, além de xistos derivados. Na região da serra da Lua, em domínio do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, têm sido mapeadas algumas porções metasedimentares, até então correlacionadas ao Grupo Kwitaro da Guiana (Reis & Pinheiro, 1986). Neste trabalho, adota-se a terminologia "Suíte Metamórfica" para agrupar os diversos tipos rochosos a variado grau metamórfico da supracitada unidade.

GEOCRONOLOGIA - Os dados geocronológi-

cos disponíveis em terrenos supracristais do Cráton das Guianas, demonstram que o evento transamazônico em 2.0-2.2 Ga constituiu um importante período orogênico. Pinheiro et al. (1981) assinalaram idades K/Ar em 2092 ± 39 e 1857 ± 45 Ma, respectivamente para um metapiroxenito e xisto da Suíte Parima. Gibbs & Olszewski (1982) relevaram pelo método U/Pb uma idade de 2227 ± 39 Ma para uma grauvaca do cinturão Barama-Mazaruni (Guiana), sendo que Montalvão et al. (1975) e Gaudette et al. (1993) estabeleceram idades em 1920 Ma (K/Ar) e 2235 ± 19 Ma (U/Pb), respectivamente para um anfíbolito e paragnaisse da Suíte Cauarane. Os valores radiométricos na faixa 1.8-1.9 Ga, têm sido atribuídos ao excesso em argônio.

ASPECTOS ECONÔMICOS - O cinturão Parima-Cauarane constitui importante metalotecto para o ouro, haja vista que no período 1987-1991, um impressionante "boom aurífero" levou

a abertura de aproximadamente 140 pistas de pouso, envolvendo um contingente de 30 mil garimpeiros, cuja produção de Au chegou a atingir 2t/mês (Santos & Reis, 1992). Na ocasião, ações governamentais levaram à intervenção de grande número de pistas, fundamentadas principalmente pela sua situação geográfica em área indígena ianomâmi e proximidade da fronteira com a Venezuela. Potencialmente correlacionadas a outros GB's do cráton, como o Supergrupo Pastora (Venezuela), Supergrupo Barama-Mazaruni e Grupo Kwitaro (Guiana), Grupo Marowijne (Suriname), Série Paramaka (Guiana Francesa) e Supergrupo Vila Nova (Amapá) (figura 1), as suítes Parima e Cauarane evidenciam elevada favorabilidade à pesquisa de ouro e sulfetos, cuja prospecção em escala de detalhe em rochas sedimentares exalativas e em zonas de cisalhamento que bordejam as diversas faixas que compõem o cinturão, constitui importante ferramenta ao seu desenvolvimento mineral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARANTES, J.L. & MANDETTA, P. 1970. Relatório Preliminar da viagem de reconhecimento geológico ao longo dos rios Auaris, Parima, Aracaçá e Uraricoera. Belém. DNPM, 10p.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J.; SANTOS, J.O.S. 1993. Geochronology of precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, State of Roraima-Brasil. Proposal to the NSF (USA) and CNPq (Brazil). 32p.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana Greenstone Gneiss Terrane. *Precamb. Res.* 17: 199-214.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P. & TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, v.1, p. 147-162.
- MONTALVÃO, R.M.G. & PITTHAN, J.H.L. 1974. Grupo Cauarane. Projeto RADAM, Relatório Interno, 21-G, Belém, PA, 7p.
- MONTALVÃO, R.M.G. 1985a. Petrologia das rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Vila Nova (Greenstone Belt) e Grupo Parima (Greenstone Belt) e encraves na região do Parima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais... Belém, SBG, v.2, p. 110-124.
- NUNES, N.S.; SANTIAGO, A.F.; PINHEIRO, S.S. 1991. Geologia e mineralizações auríferas da região das cabeceiras do rio Mucajá, Estado de Roraima. CPRM, Relatório Interno, s. ident., 4p.
- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; RIKER, S.R.L.; WILDNER, W. 1981. Projeto Catrimâni-Uraricoera; Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, v. IA, il.
- PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J.; FRAGA, L.M.B.; RIKER, S.R.L.; NUNES, N.S. de V. 1994. Projeto Roraima Central. Sureg/Manaus. (em andamento).
- REIS, N.J. & SOUZA, C.J.M., 1984. Aspectos petroquímicos de básicas/ultrabásicas arqueanas no Território Federal de Roraima. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. 1984. Anais... Rio De Janeiro, SBG, p. 2680-96.
- REIS, N.J. & PINHEIRO, S.S. 1986. Síntese Estratigráfica do Território Federal de Roraima. CPRM/Manaus, Relatório Interno, /s.ident./ 32p.
- REIS, N.J.; FRAGA, L.M.B.; PINHEIRO, S. da S. 1991. Reconhecimento geológico da região do rio Uatatas - setor oeste do Estado de Roraima. CPRM, Relatório Interno, s. ident., 8p.
- SANTOS, J.O.S. & REIS, N.J. 1992. Uso multidisciplinar de sensores remotos no setor ocidental de Roraima-Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Anais... São Paulo, SBG, v.1, p. 36-38.

SANTOS, J.O.S. & REIS, N.J. 1992. Uso multidisciplinar de sensores remotos no setor ocidental de Roraima-Brasil. In: CONG.

BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Anais... São Paulo, SBG, v.1, p. 36-38.

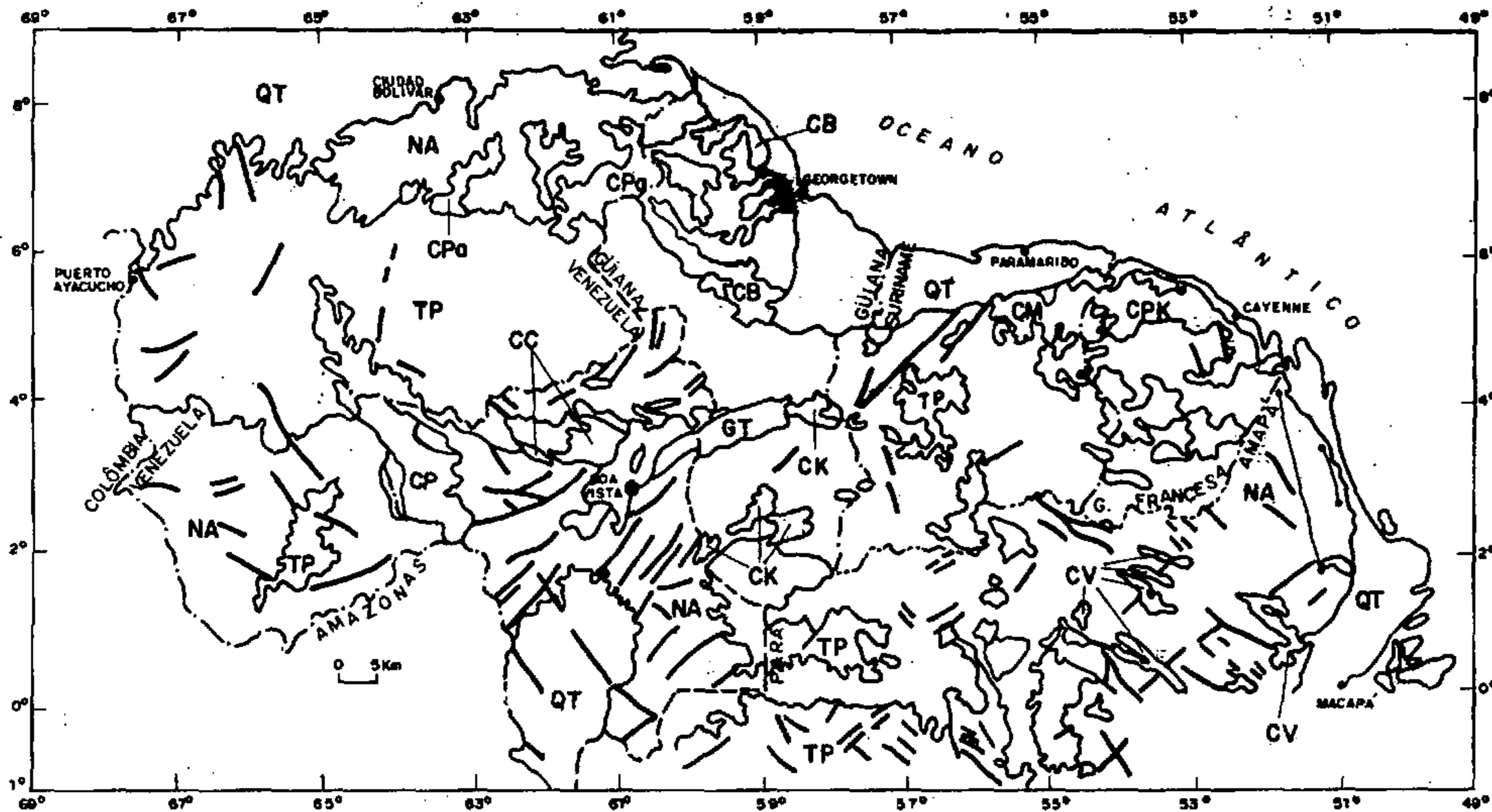


FIGURA 1 — ESBOÇO GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO CRÁTON DAS GÜIANAS (PARCIAL)

TERRENOS TRANSAMAZÔNICOS

Cinturão Parima (CP)
 Cinturão Couarane (CC)
 Cinturão Pastora (CPa)
 Cinturão Barama - Mazaruni (CB)
 Núcleos antigos (médio/alto grau) (NA)

COBERTURA MESOZÓICA

Groben Tacutu (GT)

TERRENOS PÓS-TRANSAMAZÔNICOS

(incluem vulcano-plutonismo Uatumã; sedimentação Roraima; poroxismo Paraguanense; magmatismos, básico, básico-ultrabásico e alcalino) (TP)

Cinturão Kwitara (CK)
 Cinturão Marowijne (CM)
 Cinturão Paramaka (CPK)
 Cinturão Vito Nova (CV)

COBERTURA CENOZÓICA (QT)

~~~~~ Limite internacional  
 - - - - - Limite interestadual

PINHEIRO & REIS, 1994

## RECONHECIMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO RIO UATATÁS - SETOR OESTE DO ESTADO DE RORAIMA

NELSON JOAQUIM REIS, LEDA MARIA BARRETO FRAGA E SANDOVAL DA SILVA PINHEIRO - CPRM/Manaus

**INTRODUÇÃO** - A área objeto deste estudo, situa-se na porção oeste do Estado de Roraima, integrando parte de extensa bacia do rio Parima, notadamente seu alto tributário rio Uatatás (figura 1A). A intensa atividade garimpeira (1988/1991), veio confirmar a importância econômica das associações geológicas existentes naquele setor, como metalotectos de ouro e de cassiterita. Este trabalho relata dados preliminares sobre a geologia da região, cujo mapeamento executado pela CPRM como parte do programa de levantamento geológico básico, teve como principal objetivo, uma melhor caracterização da seqüência metavulcanossedimentar Parima (principal fonte do ouro) além do rastreamento de corpos graníticos responsáveis pela mineralização em cassiterita. A região estudada situa-se no escudo das Guianas, cuja história geológica ao longo do Proterozóico Inferior, encontra-se representada por extensos terrenos tipo granito-"greenstone", cinturões de rochas de alto grau metamórfico, além de seqüências predominantemente metassedimentares e granitóides intrusivos. Formados anteriormente ao Ciclo Transamazônico, os "greenstone belts" (GB's) são geralmente creditados ao Proterozóico Inferior, estando incluídos neste setor de Roraima na Suíte Metamórfica Parima (Pinheiro et al., 1981). Os complexos granito-gnássicos que envolvem os GB's fornecem idades radiométricas transamazônicas, sendo em parte referidos à Suíte Metamórfica Urariqüera (Pinheiro et al., op. cit.). De idade proterozóica média, encontram-se corpos granitóides relacionados à Suíte Intrusiva Surucucus.

**DESCRIÇÃO DAS LITOLOGIAS** - Foram identificadas na região, três seqüências litológicas (figura 1B):

**Seqüência Gnássica** - Predominam gnaisses acinzentados, grossos a muito grossos, com agregados lenticulares de quartzo e feldspato envolvidos por lâminas anastomosadas de biotita. A rocha é composta por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e minerais micáceos. Como minerais acessórios estão presentes epidoto, zircão e sillimanita. Sua textura é protomilonítica à milonítica. Com menor freqüência ocorrem gnaisses

finos a médios, laminados. Os minerais essenciais correspondem a quartzo, feldspato e biotita. Muscovita e turmalina estão presentes como acessórios. O anfibolito é cinza-esverdeado, médio, composto essencialmente por hornblenda, plagioclásio (alterado para argilominerais) e biotita. Quartzo, clorita, apatita, epidoto são acessórios.

A presença de sillimanita no gnaisse grosso, predominante na seqüência, sugere sua paraderivação. Por outro lado, o gnaisse fino, laminado, intercalado ao primeiro, não contém minerais aluminosos ou outras características distintivas marcantes, sendo provavelmente um ortoderivado. Regionalmente, os ortognaisses são incluídos na Suíte Metamórfica Urariqüera, conquanto os paraderivados relacionam-se à Suíte Metamórfica Parima.

**Seqüência Metassedimentar** - Recobre mais de 80% da área, com apenas uma ocorrência vulcânica. Ocorrem quartzo-biotita filitos e quartzitos, finos a muito finos, acinzentados, integrando uma seqüência laminada e acamadada à semelhança de turbiditos. Como minerais essenciais estão presentes quartzo, k-feldspato e ocasionalmente biotita. Os minerais acessórios são biotita, clorita, muscovita, opacos, e turmalina, zircão, titanita e epidoto em pequenas quantidades. Intercalados nessa seqüência litológica, ocorrem rochas calcissilicáticas compostas por quartzo e k-feldspato, com subordinados carbonatos. Actinolita, epidoto, clorita, biotita, zircão, titanita, turmalina e opacos são acessórios. Blocos de rocha basáltica, afanítica, amigdaloidal, coloração negra, foram observados na porção sudeste da área (figura 1B). As amígdalas, compostas predominantemente por quartzo, são contornadas por grãos submilimétricos de sulfetos. Trata-se de rocha vulcânica, komatiítica, com textura microspinifex característica, composta essencialmente de clinopiroxênio e serpentina, com quartzo, carbonato e minerais opacos como acessórios. O komatiito não apresenta evidências de deformação ou metamorfismo sin-cinemático.

**Granitóides Anorogênicos** - Inclui dois

corpos da Suíte Surucucus, intrusivos na seqüência de metassedimentos Parima e gnaisses Urariqüera (figura 1B). O stock corresponde a um monzonito de granulação média a grossa, composto por plagiocásio, k-feldspato e augita, tendo como acessórios, olivina, uralita, apatita e opacos.

**ESTRUTURAS** - À excessão dos granitóides e do komatiito, as rochas mapeadas encontram-se deformadas em maior ou menor grau. É característica marcante a presença da foliação S1, definida nos metapelitos Parima, pela orientação preferencial de minerais micáceos e dos eixos maiores de grãos de quartzo, anfibólio, turmalina e epidoto. S1 ocupa posição paralela à superfície axial de dobras isoclinais a fechadas, tendendo à similares, bem como ao bandamento composicional da rocha. Dobras abertas, assimétricas, deformam o bandamento // S1. Os eixos destes dois arranjos de dobras estão representados na figura 1B. Nos gnaisses, S1 adquire por vezes característica de uma foliação milonítica, conferida pela orientação preferencial da biotita e muscovita, além de agregados lenticulares assimétricos de quartzo e feldspato. De uma forma geral essa foliação mergulha de 40 a 70 graus para nor-nordeste (figura 1B). Localmente observou-se uma lineação mineral L1 contida no plano da foliação, sendo definida pela orientação preferencial de agregados estirados de quartzo e feldspato. Falhas com superfícies paralelas a sub-paralelas ao bandamento composicional, foram observadas nos metapelitos.

**METAMORFISMO** - As seqüências metapelítica e gnássica, apresentam registros da atuação de dois eventos metamórficos, um progressivo e outro retrógrado. O metamorfismo progressivo de caráter sin-cinemático, alcançou na seqüência gnássica, condições de T e P da fácies anfíbolito, caracterizadas pela presença de quartzo, k-feldspato, biotita, muscovita e sillimanita. Já na seqüência metapelítica, a assembléia mineralógica, com quartzo, k-feldspato, biotita, sericita, actinolita, epidoto e turmalina, registra um evento metamórfico na fácies xisto-verde. Um evento metamórfico retrógrado, sob condições da fácies xisto-verde, está registrado tanto nos gnaisses como nos metapelitos, onde se verifica cloritização da biotita e anfibólio.

**ASPECTOS ECONÔMICOS** - A garimpagem concentrou-se ao longo de dois igarapés (figura

1B), tendo seus cursos desviados. Para a cassiterita, foram lavados paleoaluviões dispostos em terraços mais elevados, sendo marcante a ausência ou os baixos teores do metal no leito atual das drenagens. O material trabalhado mostra grande predomínio de seixos de quartzo sobre metapelitos, além da ausência de clastos de rocha granítica. O quartzo apresenta-se leitoso ou esfumaçado, podendo ocorrer associado a turmalina ou à cassiterita, sugerindo uma relação genética da mineralização com veios de quartzo hidrotermais ligados à intrusões graníticas. Ressalta-se que os igarapés trabalhados seccionam extensos e contínuos afloramentos metassedimentares, não tendo sido localizados corpos graníticos próximos. Estes, devem estar fora dos limites da área mapeada, ou encontram-se em subsuperfície. A cassiterita ocorre geralmente em grãos subarredondados com 1 a 5 mm.

O ouro ocorre em concentrações entre 7.5 a 150 ppm nos aluviões do leito atual das drenagens que cortam a seqüência metapelítica. Na pista Cassiterita (figura 1B), foi lavado solo argiloso avermelhado, obtendo-se um teor de 200 ppm de Au. Na área de influência de rochas granito-gnássicas, os teores registrados são da ordem de 0.02 a 0.04 ppm. Os dados preliminares sugerem desta forma, que a seqüência metassedimentar configura-se como principal fonte aurífera da região do rio Uatatás, tendo processos deformacionais, hidrotermais e metamórficos contribuído para a concentração do metal.

**CONCLUSÕES** - A predominância de foliações com mergulhos para norte-nordeste, e lineações com "rakes" de até 45 graus apresentando baixos mergulhos para noroeste, associada a ocorrência de rochas miloníticas e de inúmeras superfícies de falha, sugerem a atuação de uma movimentação reversa oblíqua dextral, durante a deformação dos pacotes rochosos mapeados. A presença de gnaisses metamorfisados na fácies anfíbolito mergulhando para NNE sobre metassedimentos na fácies xisto-verde, bem como a intercalação de tipos orto e paraderivados na seqüência gnássica, registram provavelmente a instalação de falhas e zonas de cisalhamento dúctil com transporte tectônico dirigido para sudeste durante essa etapa deformacional. A sul do "stock" granítico, ocorre variação local na orientação S1 e L1, registrando a presença de faixas com movimentação transcorrente de direção N-S.

A Suíte Parima é representada na área por pacotes metapelíticos com calcissilicáticas sub-

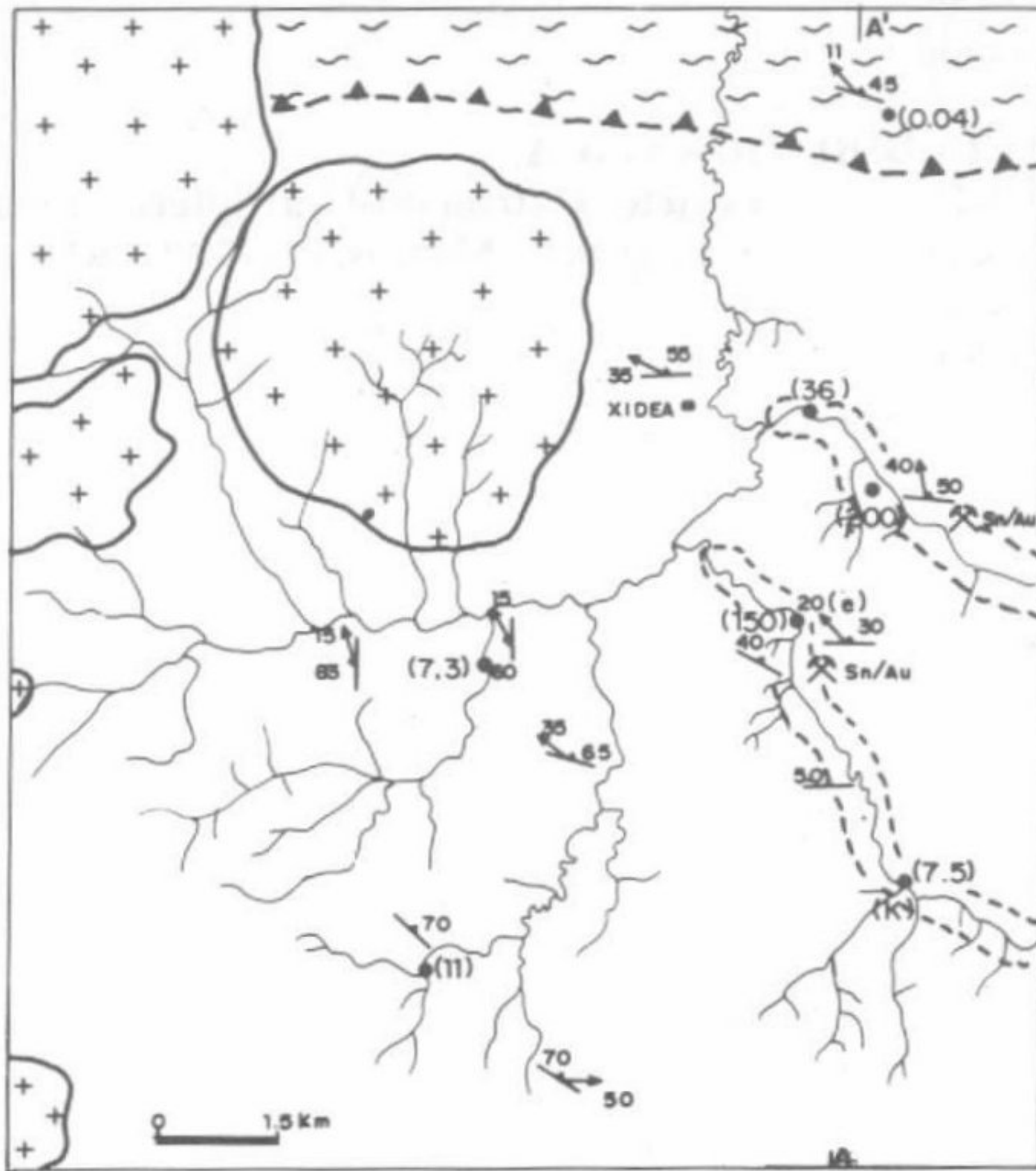
ordinadas, associação rochosa ainda não descrita nesta unidade. O komatiíto, observado apenas em uma estação, representa o primeiro registro deste litotipo na literatura geológica de Roraima, sendo

interpretado tentativamente como integrante do "greenstone Belt" Parima, preservado em região menos afetada pela deformação e metamorfismo.

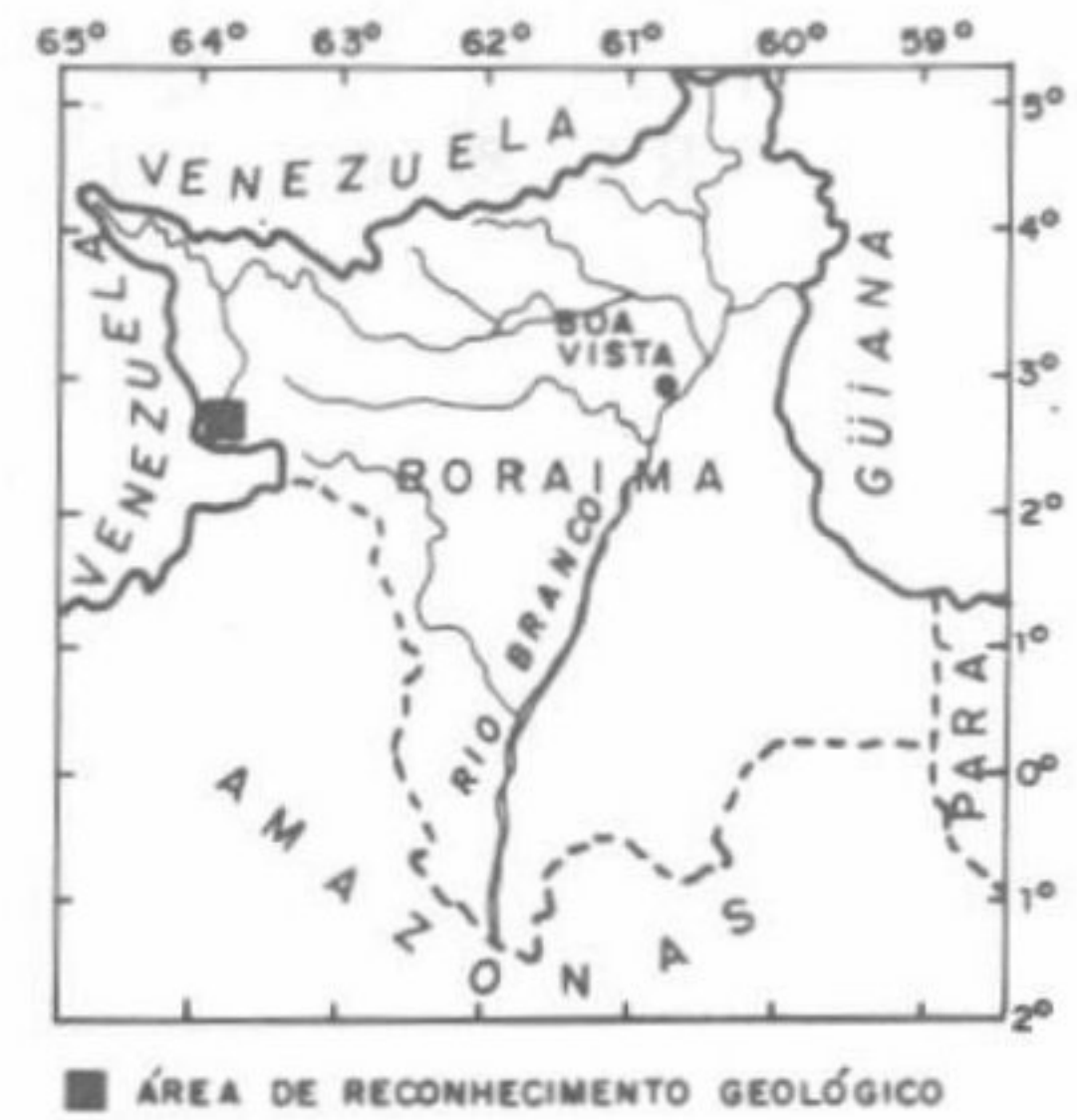
#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; RIKER, S.R.L & WILDNER, W. 1981.

Projeto Catrimâni-Urariqüera, Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, v. IA, il.

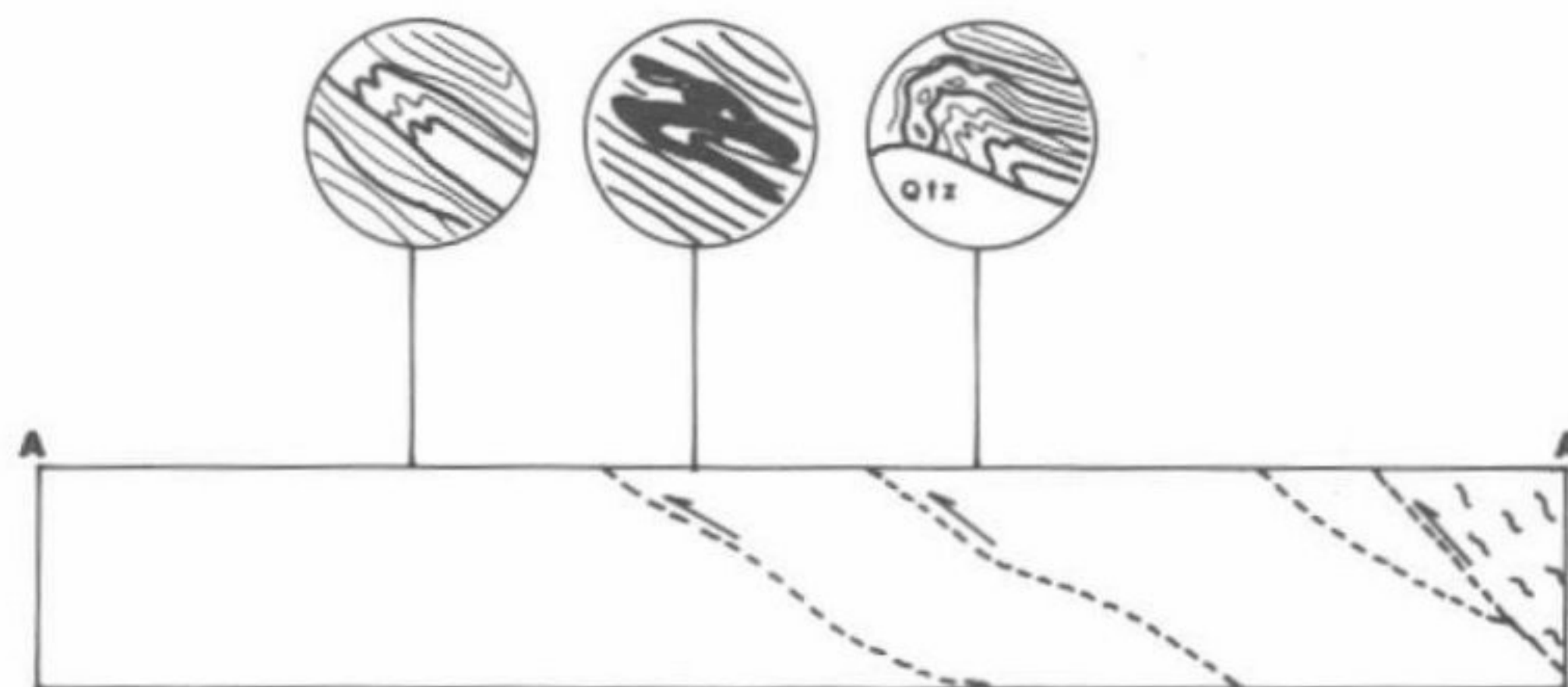


A - MAPA DE SITUAÇÃO



B - Esboço geológico da região do rio Uatát

- PROTEROZÓICO MÉDIO**
- monzonito
- PROTEROZÓICO INFERIOR**
- gnaisses e anfíbolitos (para e ortoderivados indiscriminados)
  - quartzitos, calcisilicáticas e filites; subordinado komatiito (K)
  - atitude de foliação
  - lineação mineral
  - eixo de dobra
  - falha reversa oblíqua
  - contato inferido
  - contato fotointerpretado
  - área de garimpagem
  - (200) teor (ppm) de Au em concentrado/solo



C - Perfil esquemático A-A'

FIGURA 1

## GEOLOGIA DO FLANCO SUDESTE DA SERRA DO CEU (REGIÃO DE INDIANÁPOLIS AO VALE DOS SONHOS), MUNICÍPIO DE BARRA DO GARÇAS - MT.

DEOCLECIANO BITTENCOURT ROSA - *Departamento de Geografia /UFMT.*

**INTRODUÇÃO** - A região em referência compreende a folha de Vale dos Sonhos (SD-2-1.Y.D-1), na escala 1:100.000 e fica situada a aproximadamente 400 Km a leste de Cuiabá, e a 64 Km de Barra do Garças, sendo conhecida localmente como Serra do Roncador.

Esta área foi mapeada na escala 1:50.000, e integra um programa de estudos geológicos desenvolvido sobre as rochas do Grupo Cuiabá e suas zonas de contato, com outras unidades litoestratigráficas no Estado de Mato Grosso.

Os principais estudos de cunho geológico realizados na área em questão, estão referidos a Almeida (1948), Ribeiro Filho (1975), Olivati e Ribeiro Filho (1976), Drago et al. (1981), Schobbenhaus et al. (1984), Rosa (1993) e Rosa et al. (1993).

**GEOLOGIA REGIONAL** - A folha de Vale dos Sonhos apresenta-se constituída geologicamente por uma sequência de unidades litoestratigráficas de origem sedimentar que caracterizam episódios deposicionais do Pré-Cambriano Superior (Grupo Cuiabá), Paleozóico (Grupo Paraná) e Terciário - Quaternário (Cobertura Detrito Laterítica).

**Grupo Cuiabá** - Esta unidade que constitui o embasamento do alto topográfico da Serra do Roncador, apresenta na sua constituição metamorfitos de baixo grau, onde os litótipos predominantes são filitos, contendo intercalações de metarenitos, metaconglomerados, metadiamicritos, metagrauvascas, metassiltitos e quartzitos. Esta sequência pode estar por vezes disposta ritmicamente, com fortes evidências de cisalhamento, e localmente podemos observar duas gerações de veios de quartzo, onde a mais antiga é concordante com a foliação principal, e a mais recente que ocorre como preenchimento das fraturas, que estão orientadas ortogonalmente, à direção geral das estruturas do Grupo Cuiabá N15-40E, 30-50NW.

**FILITOS** - Estas rochas possuem as colorações cinzenta-clara, avermelhada clara, amarelada, marrom clara e esverdeada. A granulometria é fina. A estrutura pode ser laminar e xistosa. Mostram-se foliadas e deformadas, com evidência de cisalhamento. Em lâmina delgada apresentam

textura lepidoblástica a granolepidoblástica, granulometria variando de fina a muito fina. Contém mineralogicamente, quartzo, plagioclásio (raros), clorita, sericita, muscovita, biotita e apatita, zircão, epidoto, turmalina e opacos como acessórios. Os grãos de quartzo presentes constituem por vezes níveis, que se intercalam com níveis micáceos, ricos em sericita.

Diversas vênulas de composição quartzosa ocorrem apresentando-se microdobradas e microfalhadas, com sintomas de recristalização.

Os filitos podem ser classificados como Quartzo-Clorita-Sericita-Filitos. Ocorrem lentes e níveis intercalados de metarenitos apresentando textura granolepidoblástica e matriz areno-argilosa de granulação fina a média. Constituem-se essencialmente de quartzo, clastos de feldspato, sericita e como acessórios apatita, zircão, turmalina, opacos e óxido de ferro. Estes metarenitos gradam localmente para metaconglomerados.

**METADIAMICTITOS** - Estão caracterizados por uma coloração avermelhada pálida, ou cinzento avermelhada. A granulometria é fina a grossa, a estrutura xistosa. Na matriz ocorrem clastos com diâmetros superiores a 0.9 cm. Microscopicamente apresentam textura granolepidoblástica, com os minerais quartzosos não possuindo uma orientação segundo a foliação principal. Contém também plagioclásio, muscovita, sericita, clorita, opacos e fragmentos de rocha que correspondem a rochas quartzíticas, areníticas e silexitos.

**METAGRAUVACAS** - Tem coloração cinzenta clara, granulometria fina, estrutura xistosa. Contém quartzo com extinção ondulante e rolante, feldspatos (microclina e plagioclásio pertencente ao polo albita-oligoclásio), clorita, sericita, epidoto e opacos.

**METASSILTITOS** - Estas rochas possuem as colorações bege e avermelhada clara, textura granolepidoblástica, granulometria fina. Apresentam quartzo, feldspato, biotita, sericita, clorita e acessórios como zircão, apatita, turmalina e opacos.

**QUARTZITOS** - Rochas de colorações esbranquiçadas, rósea clara, avermelhada e amarelada. A granulometria é variável de fina a grossa. Estrutura maciça, silicificados. Em escala de

afloramento mostram diversas transformações, como segregação e decomposição, que dão a rocha um aspecto multiforme.

Em lâmina delgada apresentam textura granoblástica, granulometria de fina a grossa, contendo quartzo, raros feldspatos, opacos e sintomas de recristalização. Os grãos de quartzo apresentam golfos de corrosão e aureólas de silicificação. O que se observa é que a recristalização mascarou inteiramente as características do antigo sedimento, sendo então dificultada a identificação acerca da esfericidade e do arredondamento dos grãos quartzosos.

**Grupo Paraná** - Está representado pela Formação Furnas, que se sobrepõe às rochas do Grupo Cuiabá em discordância angular. Constitui as escarpas e os altos topográficos da Serra do Céu, regionalmente.

A Formação Furnas apresenta-se localmente numa morfologia em relevos tabulares e com algumas aparições em forma de cuesta e estruturas ruiformes. A estratificação é plano-paralela ou cruzada. Esta unidade está constituída por arenitos e conglomerados que contém intercalações de siltitos e argilitos. Fósseis não foram encontrados na área de estudos.

**ARENITOS** - Estes psamitos tem coloração avermelhada, lilás-avermelhada, esbranquiçada e rósea acinzentada. Granulometria de fina a grossa, contem níveis conglomeráticos.

Em lâmina delgada estão presentes o quartzo, feldspato alterado, muscovita, opacos e óxido de ferro. O cimento é essencialmente silicoso e em alguns casos silico-ferruginoso.

**CONGLOMERADOS** - Apresentam a coloração avermelhada e lilás-avermelhada, matriz arenosa, granulometria grossa. Contém feldspato e minerais argilosos. Os seixos são geralmente quartzosos, com diâmetros variando entre 1 e 25 cm.

Os siltitos e argilitos apresentam a coloração avermelhada escura, granulometria fina e constituem finas camadas intercaladas nos arenitos. Estes pelitos são micromicáceos, ferruginosos e compactos.

**Cobertura Detrito Laterítica** - Esta unidade está sobreposta em discordância erosiva, recobrando as rochas do Grupo Cuiabá. As espessuras podem variar de 0,5 a 2,5 metros, estando constituída por detritos eluvionares coluvionares e aluvionares.

Os detritos aluvionares estão relacionados às redes hidrográficas dos rios Pindaíba e Corrente

e do Ribeirão Insula e seu respectivos tributários. Estes aluviões se constituem por uma matriz areno-argilosa, fina a grossa, mal classificada, que engloba fragmentos, cascalhos e seixos de quartzo, filitos, quartzitos e metarenitos, em geral arredondados, sub-arredondados e angulares, apresentando grau de esfericidade baixa a média. A espessura destes aluviões podem atingir por vezes 6 metros.

As lateritas constituem crostas de óxido de ferro de cor avermelhada escura e ocorrem maciçamente, ou em ólitos e pisólitos, por vezes irregularmente. As formas maciças estão caracterizadas por níveis de crostas regulares de espessura de alguns centímetros (0,5 a 5 cm). As oolíticas e pisolíticas correspondem a nódulos de segregação de óxido de ferro. Grãos de quartzo ocorrem dispersos na crosta laterítica.

**GEOLOGIA ESTRUTURAL** - Na evolução estrutural da área em apreço, foram reconhecidas três fases de deformações, assim como quatro séries de fraturas: a) NE/NW - concordantes com a foliação metamórfica; b) NE/SE; c) NW/SW e d) NW/NE, os dois últimos com direções subortogonais à direção da foliação metamórfica.

As superfícies identificadas nos trabalhos de campo foram: So - acamamento sedimentar original, caracterizado pela alternância de sedimentos pelíticos e psamíticos, representada regionalmente por variações na coloração; S1 - foliação metamórfica penetrativa, bem observada tanto em afloramento, como microscopicamente, com N25-50E, 35-60NW; S2 - clivagem de crenulação com direção N25-50E e mergulho para NW, com valores menores que 80 graus.

O acamamento sedimentar So, possui orientação paralela à foliação metamórfica, S1, tornando-se ortogonais entre si nas regiões de charneiras das dobras menores.

A partir destes dados, podemos considerar a possibilidade da existência de dois domínios deformacionais diferentes: O Domínio Tectônico Plástico e o Domínio Tectônico Ruptil, com o primeiro englobando as deformações que originam os dobramentos e as superfícies S1 e S2, bem como a série de fraturas NE/NW paralela a S1, enquanto que o segundo envolve as séries de fraturas com orientações transversais à S1.

**AGRADECIMENTOS** - Este trabalho foi realizado com o auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Agradeço também aos amigos Bernadete



e Enio Araujo da televisão de Nova Xavantina e os setores.  
demais amigos desta cidade, pelo apoio em todos

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1948. Contribuição à Geologia dos Estado de Goiás e Mato Grosso. Notas Preliminares e Estudos de Divisão de Geologia e Minerologia, Rio de Janeiro, (46):1-15
- DRAGO, W.A.; PINTO, A. C.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, C.A.C., TASSINARI, C.C.G., 1981. Projeto RADAMBRASIL, Geologia, Folha SD.22-Goiás. Levantamento de Recursos Naturais, 25:27-300.
- OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W., 1976. Revisão da Geologia do Centro-Norte de Mato Grosso; Projetos Centro Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul, BRASIL. DNPM/CPRM, Goiânia, 51p.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J.S., ABREU FILHO, W. 1975. Projeto Serra Azul, BRASIL; DNPM/CPRM, Relatório do Arquivo técnico de DGM (2407), V.1, 104p.
- ROSA, B.D. 1993. Um Estudo para Preservação Ambiental da Região do Vale dos Sonhos, Município de Barra do Graças, MT. In: Encontro Nacional de Estudos do Meio Ambiente, 4, Cuiabá, 1993. Anais... Cuiabá, UFMT, (no prelo).
- ROSA, B.D.; GARCIA NETTO, L. R.; ARRUDA, M.W., LIMA, P.R.M. 1993. Uma Reflexão Analítica Geo-ambiental para a Região do Vale dos Sonhos como uma Contribuição ao seu Planejamento de Uso da Terra. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, 5, São Paulo, 1993, Poster e Vídeo, USP.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUZ, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente, incluindo Depósitos Minerais. BRASIL. DNPM/MME, BRASÍLIA, DF. 501p.

## ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS DA REGIÃO DAS SERRAS DO TARAME E TABACO, PORÇÃO CENTRO NORDESTE DO ESTADO DE RORAIMA

CLAUZIONOR LIMA DA SILVA, JOÃO DA SILVA CARVALHO E JOSÉ DUARTE ALECRIM

*Departamento de Geociências - ICE/UA.*

**RESUMO** - Levantamentos geológicos de semi-detalle desenvolvidos na região das serras do Tabaco e Tarame, porção centro nordeste do Estado de Roraima, culminou com uma melhor definição dos aspectos estratigráficos e estruturais daquela região, onde foram identificados granitóides da unidade Granito Aviaquário, de idade Proterozóica Inferior, e efusivas ácidas (riolitos e riodacitos) do Grupo Surumu (Supergrupo Uatumã), referidas ao Proterozoico Médio. Na sequência ocorrem rochas sedimentares Cenozóicas da Formação Boa Vista (depósitos arenosos e argilosos, inconsolidados) e depósitos recentes. As feições estruturais revelam que esses terrenos foram submetidos a três grandes eventos tectônicos: O **Transamazônico**, responsável pela formação dos granitóides Aviaquário e dos lineamentos com direção geral NW-SE e E-W; o evento **Uatumã**, de carácter fissural, responsável, na área, pelas rochas efusivas Surumu, e o evento tectono-terminal **K'Mudku**, de carácter cisalhante e compressivo, responsável por reativações de antigas falhas.

**INTRODUÇÃO** - Recentes pesquisas geológicas (Silva et al., 1993) desenvolvidas na região das Serras do Tabaco e Tarame, porção centro nordeste do Estado de Roraima (Fig.1), somados aos trabalhos anteriormente elaborados pelo projeto RADAMBRASIL (Montalvão et al., 1975) e pela CPRM (Bonfim et al., 1974; Melo et al., 1978; Pinheiro et al., 1981 e 1991), forneceram importantes subsídios para uma melhor caracterização estratigráfica e um modelo tectono-estrutural mais apropriado para a área. Este trabalho tem, portanto, por objetivo principal, proceder uma síntese desses resultados até aqui obtidos.

**ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS** - Nessa região destacam-se rochas granitóides pertencentes a unidade Granito Aviaquário (Melo et al., op. cit.), de idade referida ao Proterozóico Inferior, constituída de biotita-granodioritos e microgranitos, aflorantes normalmente na forma de *boulders* (destacando-se os corpos que constituem o Morro do Balde e Pedra

Pintada) e lajedos nos leitos dos rios Parimé e Jauari, além de predominarem na porção nordeste da área (Fig.2). Esses corpos apresentam-se fraturados nas direções N10°-30°E, N40°-70° W e N-S (Silva et al., op. cit.) com alguns afloramentos mostrando indícios de cataclase. As falhas são normalmente preenchidas por veios de composição granítica similar, formando enxames, predominantemente nas direções N10°-30°E.

Predominam no entanto nessa área, rochas efusivas de composição ácida, representadas por riolitos e riodacitos, constituindo as principais elevações da área (Serras do Tabaco e Tarame), relacionadas à unidade Grupo Surumu, do Supergrupo Uatumã (Melo et al., op. cit.) referida ao Proterozóico Médio. Esses litotipos apresentam-se fraturados segundo as direções N40°E, N70°W, N-S e E-W, sendo tais falhas frequentemente preenchidas por veios de quartzo (Silva et al., op. cit.). O contato com os granitóides do embasamento encontram-se normalmente encobertos por sedimentos cenozóicos da Formação Boa Vista, sendo portanto do tipo discordante.

Recobrimo indistintamente esses litotipos mais antigos ocorrem sedimentos arenosos e argilosos, inconsolidados, de coloração variando de branca a marrom, incluindo ainda concreções ferruginosas, pertencentes a Formação Boa Vista (Andrade Ramos, 1956), de idade referida ao Terciário.

Predominando nos leitos e margens dos principais cursos d'água da área (rios Parimé e Jauari, e seus tributários), ocorrem depósitos aluvionares recentes e sub-recentes, representados por sedimentos conglomeráticos, arenosos e argilosos, depositados indistintamente sobre as unidades anteriores.

**CONCLUSÕES** - Da análise dos dados fornecidos através dos levantamentos supramencionados, conclui-se que:

1. Na área em apreço destacam-se rochas de idade Proterozóica (Inferior a Médio), incluindo os granitóides do embasamento e as representantes vulcânicas do magmatismo Uatumã, ocorrendo um marcante hiato, denotado pela inexistência de

representantes Paleozóicos e Mesozóicos, e somente voltando a ocorrer registro de litotipos Cenozóicos, representados pelos sedimentos Terciários e Holocênicos.

2. As informações dos alinhamentos gerais obtidas através da fotointerpretação e de dados de campo conduzem à conclusão que as feições estruturais da área coincidem com a estruturação regional conhecida. As principais falhas encontradas são dos tipos normais (Sub-verticais), inversas e cavalgantes, nas direções NE, NW e E-W. Esses falhamentos, por estarem em sua maior parte mascarados por sedimentos Cenozóicos,

podem ser facilmente identificados através de feições tais como zonas de silicificação, cisalhamentos de rochas e *steps*.

3. As características mineralógicas dos enclaves (autólitos) nos granodioritos do embasamento sugerem serem devidos ao magmatismo gerado no ciclo Transamazônico. Todavia, o evento tectônico de maior relevância na área foi o episódio K'Mudku, de caráter compressivo, cisalhante e rúptil na direção NW-SE. A presença de estruturas sigmoidais em algumas rochas graníticas (Aviaquário) cisalhadas, reflete também o caráter dúctil desse esforço.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, RAMOS, J. R., 1956. Reconhecimento Geológico do Rio Branco. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G. R. & Asmus, H. E. - 1984 - Geologia do Brasil. Brasília, DNPM, p. 57-91.
- BONFIM, F.C.; ROSA, P.B.; GIANCURSI, F. D.; SOUZA, F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, J.B.; MEDEIROS, J.B.; OLIVEIRA, J.F.; VIEGAS FILHO, J.R.; MANDETTA, P.; MAIA, R.G.N.; SOUSA, S.L., PINHEIRO, S.S., 1974. Projeto Roraima. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, V. 5A.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T. P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G. 1978. Projeto Molibdênio de Roraima. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, V.I A.
- MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20 Boa Vista e partes das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. Rio de Janeiro. Projeto RADAMBRASIL/DNPM, V.8, p.15-119.
- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTY, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; RIKER, S.R.L.; WINDNER, W. 1981. Projeto Catrimãni Urariquera (Relatório de Progresso). Texto (parte I e II). Manaus, DNPM/CPRM, V. IA e IB.
- PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T.; 1991. Projeto Caburai. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM.
- SILVA, C. L. da, CARVALHO, J. da S., ALECRIM, J. D., 1993. Geologia da Região das Serras do Tabaco e Tarame - Porção Nordeste do Estado de Roraima. Trabalho de Conclusão de Curso. Manaus, DEGEO /UA, 71 p.

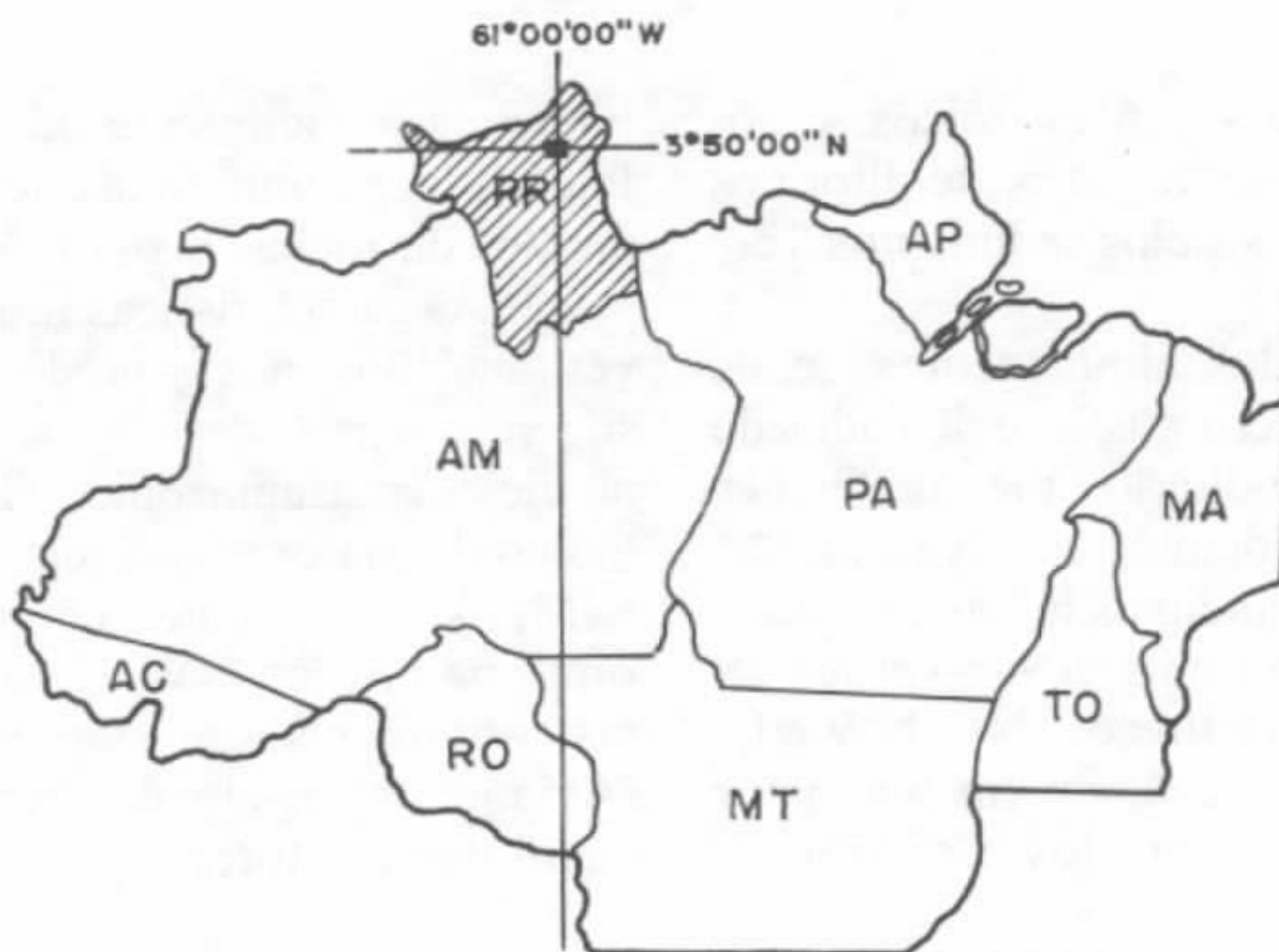


Fig. 1 - Localização da área

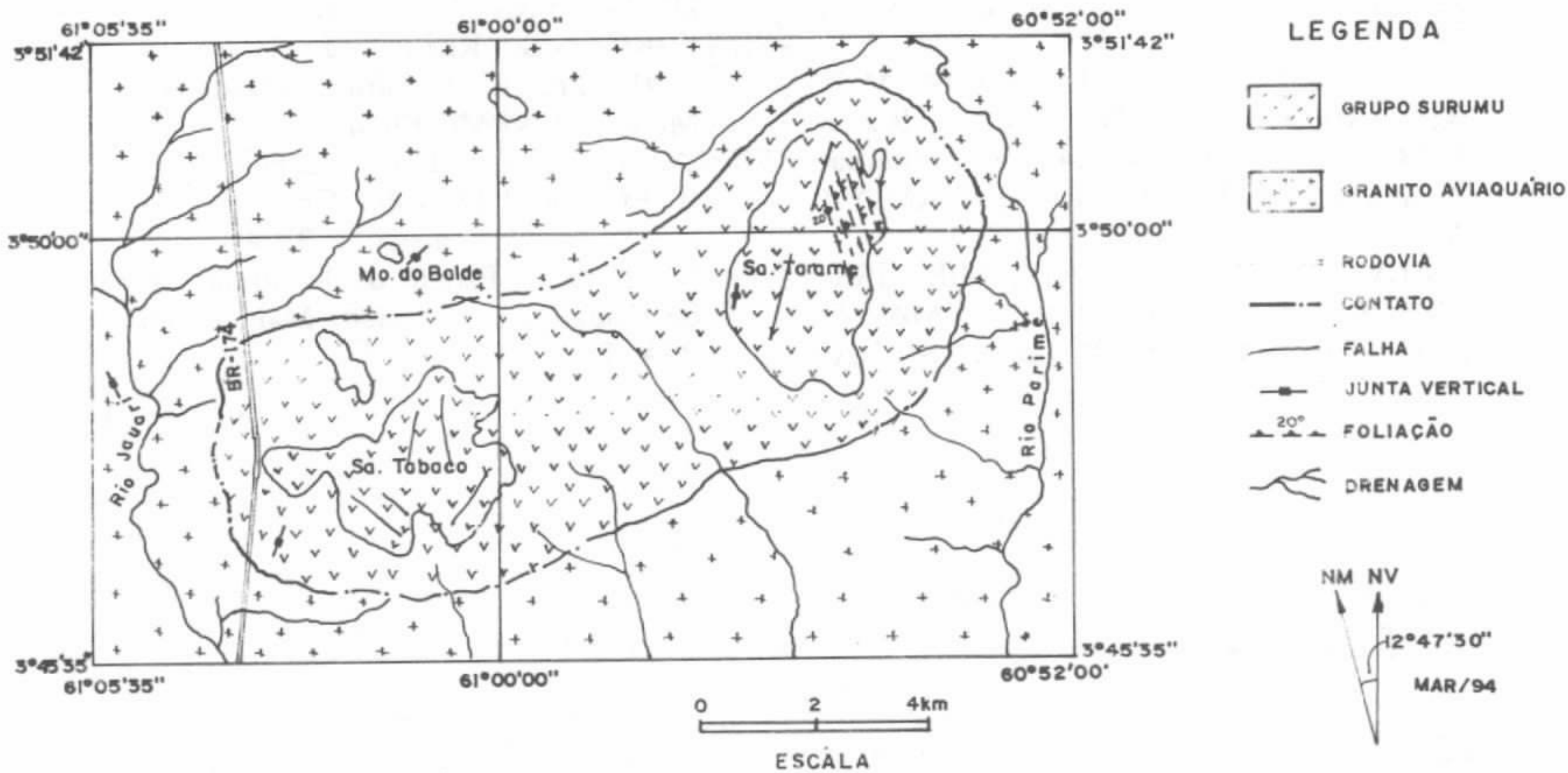


Fig. 2 - Mapa geológico simplificado da área

# GEOTECTÔNICA GEOLOGIA ESTRUTURAL GEOMORFOLOGIA

## ASPECTOS MORFOTECTÔNICOS DA REGIÃO DE CURUÇÁ NE DO ESTADO DO PARÁ

MAURÍCIO DA SILVA BORGES - *UFPa*

JACIRENE IAZODARA DE SOUZA LIMA - *UFPa*

RUTH LÉA BEMERGUY - *UFPa*

Na região de Curuçá a morfografia consiste de uma faixa litorânea que evolui a norte do município e que se apresenta com uma certa disposição NE-SW. Apresenta-se como uma costa baixa, estuarina cortada pelas Baías de Curuçá e Cajuteua. Estas são margeadas por planícies argilosas (mangues), drenadas por freqüentes canais de maré. Localizada a sul e a sudeste do município encontra-se uma faixa de tabuleiros sustentados por rochas mais antigas que aquelas da faixa litorânea.

O relevo litorâneo do Município de Curuçá sugere que a costa apresenta-se em submersão, similar ao quadro regional de rias proposto por Barbosa & Pinto (1973). O quadro também é símile aquele descrito por Ab'Saber (1986), onde trata a fachada atlântica do Pará e Maranhão como uma costa de vales afogados, muito obliterada pela sedimentação pelítica flúvio-marinha. A nível de correlação com uma compartimentação geomorfológica importante do litoral norte do Brasil, deve-se destacar aquela proposta por Barbosa & Pinto (op. cit) que individualizaram como unidades morfoclimáticas e morfo-estruturais: litoral de rias e lençóis maranhenses além do planalto rebaixado da Amazônia. Preferiu-se aqui, a exemplo de Costa et al. (1992), descrever o relevo de litoral de rias utilizando-se do termo planície flúvio-marinha (a norte de Curuçá), mas mantendo a terminologia de planalto rebaixado da Amazônia para caracterizar a unidade de relevo existente a sul do município.

### Planalto Rebaixado da Amazônia

Grande parte das formas de relevo da área fazem parte do Planalto Rebaixado da Amazônia e estão elaborados tanto nas rochas do Grupo Barreiras como em depósitos pleistocênicos do Pós-Barreiras. Destaca-se o sistema colinoso.

Sistema Colinoso: Tratam-se de colinas extensas de topo plano, localmente arredondado, com formas irregulares. São de pequena amplitude, vinculando-se cotas que não ultrapassam 60 m. As declividades são baixas com valores menores que 5%.

### Planície Flúvio-Marinha

Esta unidade regional ocorre a norte do Município de Curuçá e desenvolve-se com certa orientação NE-SW, adentrando o relevo continental nas direções NW-SE e N-S. Como sistemas ocorrem: o de Planícies Costeiras, o de Terraços Marinhos e o de Mangues.

Sistema de Planícies Costeiras: Tratam-se de terrenos mais ou menos planos ocorrendo descontinuamente ao longo da orla litorânea. Como formas representativas encontram-se os cordões litorâneos, as praias, as dunas, além de barras emersas e bancos pré-litoral. Bons exemplos de expressão desse sistema encontra-se nas várias ilhas em particular as da margem direita da Baía de Curuçá.

Sistema de Mangues: É o mais importante na planície flúvio-marinha na região de Curuçá,

sendo caracterizada por terrenos baixos, sub-horizontais, sujeitos as oscilações das marés e sustentados por pelitos.

Sistema de Terraços Marinhos: Também constituem superfícies aplainadas por agradação, contudo atualmente sofrendo em parte efeitos erosivos em função da atividade das marés. Morfograficamente são terraços planos, com topografia elevando-se acima das planícies costeiras. Este sistema de relevo excelentemente representado pelos terraços da Ilha de Ipomonga, indicam que existiram variações do nível do mar, as quais por agradação forneceram depósitos correlativos. Utilizando-se do conceito de "surfaces sommitales" de Deffontaines (1990) foi possível a identificação de 4 ordens de superfícies topográficas na região de Curuçá.

#### Análise da Rede de Drenagem

A análise da rede de drenagem seguiu a proposição de Phillips & Schumm (1987) onde foi privilegiada a apreciação dos canais primários, em busca de uma visualização mais clara dos padrões da rede.

Destaca-se o retangular angulado no Planalto da Amazônia, indicando que o controle estrutural é dominante (Deffontaines, op. cit). Na Planície Flúvio-Marinha, no Sistema de mangues, sobressai o padrão retangular, indicando também a ocorrência de falhas ou fraturas em alto ângulo. Deve-se destacar que quando se analisa os canais secundários juntamente com os primários, caracteriza-se um forte padrão pinado. Outro

importante padrão de drenagem ocorre na margem esquerda da Baía de Curuçá, nas Ilhas de Ipomonga e Mariteua que se caracteriza pelo tipo recurvado ou composto.

Em termos de desenvolvimento da rede de drenagem deve-se destacar que as falhas e fraturas que controlam a instalação da rede de drenagem no relevo de degradação, parecem ser as mesmas que controlam a instalação ao longo da planície flúvio-marinha. Neste contexto destaca-se a orientação do Rio Curuçá a NW-SE que afeta tanto o sistema colinoso quanto o de mangues de forma importante. Deve-se destacar também, que os cursos d'água ao longo dos quais se instalam as baías, apresentam padrões anastomóticos, contrastando com os anteriormente descritos e ainda dispõem-se em nítida orientação N-S. O padrão anastomótico N-S parece truncar os padrões retangular e composto, indicando assim uma fase mais jovem de instalação da rede de drenagem.

Deve-se enfatizar que a ausência dos padrões de drenagem comuns, para esse tipo de unidades geomorfológicas, como o dendrítico e o paralelo indicam que o controle do curso atual dos rios não se dá pelas inclinações regionais do terreno e sim pelo traçado de falhas e fraturas. Diante desse quadro, pode-se visualizar uma rede de drenagem que corria para NW e que foi interrompida pela superimposição de outra rede N-S, a qual vincula-se a uma estrutura que se imprime no relevo continental pela presença de padrões tipo treliça de falha.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. 1986. A geomorfologia da Região. In: Carajás: Desafio Político. Ecologia e Desenvolvimento. São Paulo. Brasiliense. CNPq. p.88-124.
- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia da Folha SA-23 São Luís e Parte da Folha SA-24 Fortaleza. In: Brasil, D.N.P.M. Projeto Radam. Folha SA-23 São Luís e Parte da Folha SA-24 Fortaleza, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 3) Parte 2, p.3-26.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JÚNIOR, P.S.C.; COSTA, M.L. 1992. Geologia. In: Folha Salinópolis. Relatório Técnico/91. IBAMA/SECTAM/IDESP. Belém. Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social. 1992. Tema 4, p. 18-58.
- DEFFONTAINES, B. 1990. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale. Analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain: Applications au nord-est de la France. Thèse de Doctorat de L'Université de Paris VI. 223p.
- PHILLIPS, L.F. & SCHUMM, S.A. 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15: 813-816.

## O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARNAÍBA NA REGIÃO DE BALSAS (MA)

MAURÍCIO DA SILVA BORGES - *UFPA*

OFIR MORAES JÚNIOR - *UFPA*

ARNALDO QUEIROZ DA SILVA - *UFPA*

JOSÉ FERNANDO PINA ASSIS - *UFPA*

A sul da Cidade de Balsas, na região SW do Estado do Maranhão, na Bacia Sedimentar do Parnaíba, ocorre uma seqüência deposicional, de idade permocarbonífera, pertencente ao Grupo Balsas (Góes et al., 1989) a qual inclui as Formações Piauí (Carbonífero Superior) e Pedra de Fogo (Permiano), além de rochas magmáticas jurássicas atribuídas a Formação Mosquito.

A Formação Piauí engloba litotipos associados aos ambientes flúvio-eólico-lacustre de um sistema deposicional desértico. É constituída, de maneira geral, por arenitos com estratificação de grande porte. Localmente encontram-se arenitos de granulação fina com estratificação cruzada de baixo ângulo com truncamentos e que contém icnofósseis (próximo do contato com a Formação Pedra de Fogo). A Formação Pedra de Fogo representa uma ingressão marinha e tem como litotipos dominantes siltitos avermelhados associados em parte a ambiente de planície de maré. Localmente associam-se níveis arenosos com estratificação cruzada acanalada, intercalada aos siltitos. Destaca-se a presença de sílex na forma de leitos maciços ou por vezes oolíticos/oncolíticos (?), ou com moldes cúbicos ou ainda como bolachas. Como fósseis, encontram-se na Formação Pedra de Fogo estromatólitos e restos de vegetais silicificados do gênero *Psaronius* além de outros de tronco lenhoso.

Diabásios da Formação Mosquito encontram-se alojados nos falhamentos do Mesozóico.

Os registros de movimentos tectônicos ligados a fragmentação do Gondwana no Mesozóico, são principalmente estruturas do tipo hemi-grabens, cujas falhas normais compõem feixes orientados nas direções N-S a N25E, com caimento para E e SE respectivamente e que tem componente de movimentação normal/oblíqua dominante. Localmente existem falhas que apresentam

mergulhos para NW e W, e são classificadas como antitéticas.

As falhas normais promovem importantes desnivelamentos na pilha estratigráfica, alcançando rejeitos decamétricos utilizando-se como marcador o contato entre as Formações Piauí e Pedra de Fogo. A estas falhas associam-se anticlinais e sinclinais de capa ou teto, bem como corpos doleríticos, indicando que tais descontinuidades tem raízes profundas, servindo de condutos para a ascensão de magmas básicos e podem estar ligadas a um descolamento sub-horizontal em profundidade. Existem também depósitos correlativos interestratificados que incluem brechas e arenitos, cujas fontes são as rochas das Formações Piauí e Pedra de Fogo, aparentemente correspondentes a depósitos ligados a fluxo de detritos ou mesmo porções de leques aluviais. Na Formação Mosquito desenvolvem-se espelhos de falhas cujas fibras apontam sistematicamente para NE, corroborando assim a posição espacial do eixo distensivo proposto por Costa et al. (1991) durante o Mesozóico, onde o transporte tectônico foi de SW para NE. Em termos de evolução cinemática, ainda não foi possível avançar, mas a presença de estrias orientadas com caimento para NE indica que a movimentação ao longo das falhas normais sugere que estas descontinuidades devam estar relacionadas ao evento de separação Brasil-África. Nesse sentido, as descontinuidades NE-SW poderiam representar falhas de transferência ou compartimentais.

Durante o Cenozóico a neotectônica/tectônica ativa é caracterizada pela geração de falhas transcorrentes, que por vezes retomam a movimentação ao longo das descontinuidades mesozóicas. A análise da rede de drenagem e dos sistemas de relevo indica que as falhas NW-SE a WNW-ESE truncam as estruturas orientadas a NNE-SSW.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991. O Quadro Tectônico Regional do Mesozóico da Região N do Brasil. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 3. Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. v.1, p.166-173.
- GÓES, A.M.O; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Bol. Geociên. Petrobras, 4(1): 55-64.



## ARCABOUÇO TECTÔNICO MESO-CENOZÓICO DA REGIÃO DA CALHA DO RIO AMAZONAS

JOÃO BATISTA SENA COSTA - UFPA

YOCITERU HASUI - UNESP

MAURICIO DA SILVA BORGES - UFPA

RUTH LÉA BEMERGUY - UFPA

ALLAOUA SAADI - UFMG

PAULO SUCASAS DA COSTA JÚNIOR - UFPA

Nos últimos anos, os seguintes pesquisadores contribuíram decisivamente para a compreensão dos aspectos tectônicos da região Amazônica no Meso-Cenozóico: Campos & Teixeira (1988); Travassos & Barbosa Filho (1990); Costa et al. (1991); Wanderley Filho & Costa (1991); Bemerguy & Costa (1991); Villegas et al. (1992); Costa et al. (1993); dentre outros. Este artigo discute os resultados de investigações tectônicas realizadas ao longo da calha do Amazonas, entre as cidades de Manaus e Belém.

O arcabouço tectônico da região da calha do rio Amazonas é formado por elementos estruturais e unidades geomorfológicas vinculadas ao evento Sul-Atlântico e a Neotectônica. O evento Sul-Atlântico, de idade mesozóica, expressa-se, na região da Calha do Amazonas, através de dois compartimentos lito-estruturais distintos e denominados Alto-Médio Amazonas (CAMA) e Baixo Amazonas (CBA) (Figura 1a).

O CAMA compreende a área entre as cidades de Manaus e Gurupá e inclui dois depocentros principais separados pelo arco do Baixo Tapajós (ABT) alongado na direção ENE-WSW. Nas depressões a leste e a oeste do ABT estão depositados sedimentos da Formação Alter do Chão, cujas espessuras máximas são da ordem de 1 000 m em direção as cidades de Almeirim e Itacoatiara; sobre o ABT há registros também de um pacote de sedimentos cretáceo-eocênico, mas sua espessura não é expressiva (Travassos & Barbosa Filho, 1990). O ABT representa o ombro das depressões adjacentes e é decorrente de movimentações ao longo de falhas normais NNE-SSW e NE-SW, que controlaram a posição espacial dos diques do evento Penatecaua. Com base nos dados regionais disponíveis, a exemplo da ocorrência de diques de diabásio, é previsível a existência de outros feixes de falhas normais

NNE-SSW passando na região de Manacapuru. A julgar pela orientação geral dos diques, deduz-se que o arcabouço tectônico do CAMA deve-se à atuação de um tensor extensional WNW-ESE. Quanto ao desenvolvimento desse compartimento, admite-se uma fase de subsidência tectônica incipiente, acompanhada de uma fase de magmatismo básico e seguida de uma fase de subsidência termal que incide sobretudo na região do ABT.

O CBA engloba o conjunto de sub-bacias (Limoeiro, Cametá, Mocajuba e Mexiana) que compõem a bacia de Marajó e é caracterizado por falhas normais e transcorrentes de direções NW-SE e NE-SW, respectivamente (Figura 1a). As falhas normais, classificadas em sintéticas e antitéticas (Villegas et al. 1992) controlaram a deposição de espessa pilha sedimentar neocretácea - cenozóica. O sistema sintético é formado por falhas predominantemente listricas, mergulha para NE e compõe os ombros das sub-bacias. O sistema antitético define o limite nordeste das sub-bacias, mergulha para SW e tem perfil planar/listrico. As falhas transcorrentes marcam os limites laterais das sub-bacias, são interpretadas como zonas de transferência/compartimentais e orientam-se aproximadamente na direção do tensor extensional (Costa et al. 1991, Villegas et al. op. cit.). A orientação do tensor extensional é corroborada pela disposição espacial dos diques de diabásio (evento Cassiporé) associados a este regime distensivo.

As estruturas neotectônicas estão relacionadas a dois episódios de movimentação no Terciário Superior e Quaternário. A compartimentação estrutural do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) engloba três domínios denominados transpressivo, direcional e distensivo, de oeste para leste (Figura 1a).

O domínio transpressivo situa-se na região entre Manaus e Santarém e é formado por três segmentos principais identificados como 1, 2, e 3. O segmento 1, entre as cidades de Manaus e Itacoatiara caracteriza-se pela presença de vários feixes de falhas inversas na direção NE-SW e inclinados preferencialmente para SE. As melhores exposições encontram-se ao longo da rodovia AM-010, no trecho entre os rios Preto da Eva e Urubu, onde ocorrem duplexes e sistemas imbricados afetando os sedimentos da Formação Alter do Chão. As acomodações entre as falhas inversas se traduzem em dobras métricas de estilos variados.

O segmento 2, entre as cidades de Itacoatiara e Parintins, compõe-se de dois feixes de falhas transcorrentes de direção NE-SW, os quais formam o Lineamento Tupinambarana. A interação dos feixes de falhas resultam na formação de uma bacia "pull-apart" com falhas normais de direção E-W.

O segmento 3 corresponde a região do Baixo Tapajós, é caracterizado por dobras quilométricas e falhas inversas orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW. As dobras afetam extensas áreas, variam de suaves a fechadas e têm planos axiais subverticais, e as falhas inversas geralmente definem estruturas em flor (Travassos & Barbosa Filho, 1990). Em superfície as estruturas em flor positiva e as dobras são observadas nas falésias de sedimentos da Formação Alter do Chão na

margem direita do Rio Tapajós, entre Alter do Chão e Santarém.

O domínio direcional, situado entre Prainha e Gurupá (Figura 1a), é formado por vários feixes de falhas transcorrentes de direção ENE-WSW, as quais compõem o Lineamento Comandáí.

O domínio distensivo, entre Gurupá e o litoral paraense (Figura 1a), é caracterizado por uma bacia assimétrica alongada na direção NW-SE e seccionada por falhas transcorrentes ou de transferência NE-SW, as quais controlaram a instalação dos sedimentos da Formação Pirabas e dos grupos Barreiras e Pará. Esta movimentação deve constituir a fase final, no continente, do evento extensional que formou a margem passiva equatorial.

A compartimentação estrutural do Quaternário se refere ao desenvolvimento de duas junções triplíce aqui denominadas Baixo Tapajós e Marajó-Mexiana (Figura 1b). Destaca-se também que nas adjacências de Manaus-Itacoatiara existem falhas normais NW-SE que afetam os sedimentos da Formação Solimões.

A junção triplíce Baixo-Tapajós é do tipo R-R-T; os ramos distensivos orientam-se nas direções WNW-ESE (R1) e NNE-SSW (R2), e o ramo transcorrente volta-se para ENE (T1). A junção triplíce Marajó-Mexiana é do tipo T-T-R; os ramos transcorrentes orientam-se nas direções NE-SW (T2) e ENE-WSW (T1), e o ramo distensivo volta-se para NW (R3).

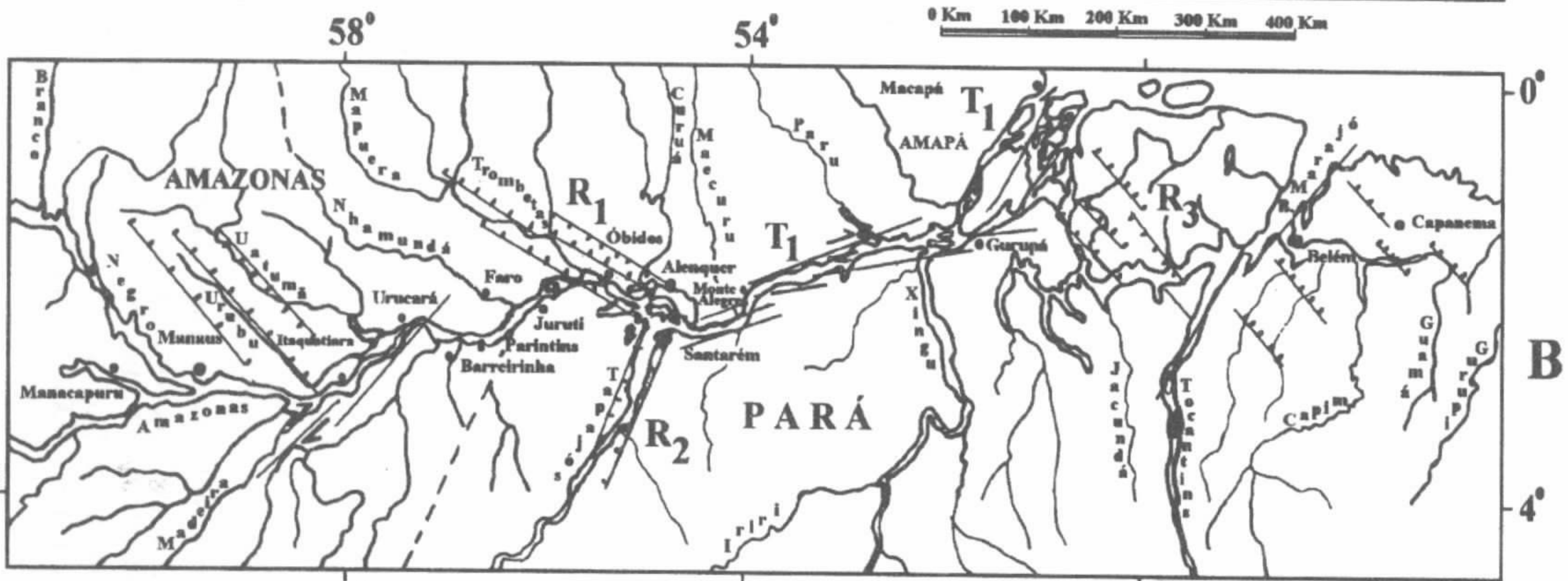
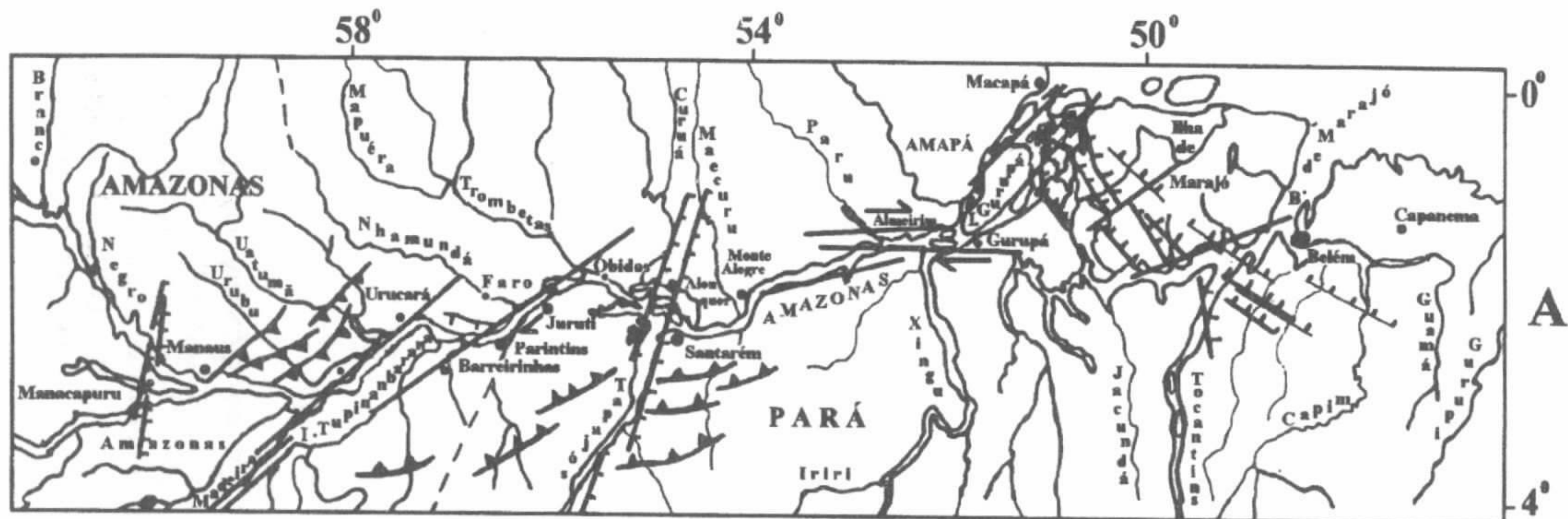
#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. do Museu Paraense Emílio Goeldi., p.75-97.
- CAMPOS, J.N.P. & TEIXEIRA, L.B. 1988. Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas. CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.5. p.2161-2172.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991. O Quadro Tectônico Regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais... Belém. SBG. p.166-178.
- COSTA, J.B. , HASUI, Y., BEMERGUY, R.L., BORGES, M.S. ; COSTA, A.R., TRAVASSOS, J.A.M., IGREJA, H.L.S. 1992. Aspectos fundamentais da Neotectônica da Amazônia Brasileira. In: SIMP. INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1992, Manaus, Bol... Manaus. UA. INPA. UNESCO, p.103-106.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte. SBG, p.1-31.
- TRAVASSOS, W.A. S.; BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Bol. Geociên. Petrobrás. Rio de Janeiro,

1990.4(3): 221-340

WANDERLEY FILHO, J.R.; COSTA, J.B.S.  
1991. Contribuição a evolução estrutural da  
Bacia do Amazonas e sua relação com o  
embasamento. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3.  
1991, Belém. Anais... Belém. SBG, p.766-  
771.

VILLEGAS, J.M. , COSTA, J.B.S., HASUI, Y.,  
MATSUDA, N.S. 1992. Evolução tectono-  
estrutural do Rife do Marajó. In: SIMP.  
BACIAS CRETÁICAS BRASILEIRAS, 2,  
Rio Claro, 1992. Resumo... Rio Claro, UNESP.



**Figura 01 - Principais Elementos Estruturais do Mesozóico e Terciário Superior (A), e do Quaternário (B) da Região da Calha do Rio Amazonas.**

|                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                               |                                                |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| <p><b>Quaternário</b></p> <p><b>R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub>-T<sub>3</sub></b> - Ramos da Junção Triplíce Baixo Tapajós</p> <p><b>T<sub>1</sub>-T<sub>2</sub>-R<sub>3</sub></b> - Ramos da Junção Triplíce Marajó - Mexiana</p> <p> Falhas Normais</p> <p> Falhas Transcorrentes</p> | <p><b>Terciário Superior</b></p> <p> Falhas Inversas</p> <p> Falhas Normais</p> <p> Falhas Transcorrentes</p> | <p><b>Mesozóico</b></p> <p> Falhas Normais</p> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|

## EVIDÊNCIAS DE TECTÔNICA GLACIAL NA FORMAÇÃO CABEÇAS, DEVONIANO SUPERIOR, SW DA BACIA DO PARNAÍBA

JOÃO BATISTA SENA COSTA  
AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA  
ANA MARIA GÓES  
WERNER TRUCKENBRODT

*Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências*

**INTRODUÇÃO** - Estruturas produzidas por campo de tensões gerado pelo deslocamento de geleiras têm sido descritas desde o início do século (Lamplugh 1903, Slater 1927; *apud* Thomas 1984) e atualmente são analisadas através da interação entre estudos estruturais e estratigráficos (Belthelsen 1978, *apud* Berthelsen 1979; Thomas 1984). Os exemplos mais conhecidos que se referem à glaciação pleistocênica proporcionaram a compreensão da natureza das estruturas e dos mecanismos de deformação.

Este trabalho descreve estruturas glacio-tectônicas observadas nos sedimentos da Formação Cabeças, Devoniano Superior da Bacia do Parnaíba. Evidências da glaciação devoniana nesta bacia foram apresentadas por Carozzi *et al.* (1975) e Caputo (1984). A área investigada corresponde à seção ao longo da estrada, ainda em construção, que liga a cidade de Pedro Afonso (TO) à cidade de Alto Parnaíba (PI) (Fig.1). Nesta seção, a Formação Cabeças é constituída principalmente por arenitos finos a grossos com estratificação cruzada e lobos sigmoidais, folhelhos e diamictitos com seixos estriados, facetados e exóticos. Os depósitos representam, em parte, sistemas costeiros com a presença de canais e lobos deltáicos.

Tratam-se de resultados preliminares de um programa, em desenvolvimento na UFPa, que busca o entendimento de quadros geométricos e cinemáticos decorrentes de deslocamentos de geleiras, bem como de ambientes deposicionais da Formação Cabeças. Nesta oportunidade, são apresentados e discutidos apenas os principais arranjos geométricos da seção mostrada na figura 2.

**GEOMETRIA** - As rochas deformadas, de modo geral, estão foliadas penetrativamente, à exceção da parte interna de algumas camadas dobradas e de lentes/*boudins* de arenitos. A foliação se expressa, principalmente, nos diamictitos através

de planos pouco espaçados e irregulares que lembram uma laminação ou uma trama de transposição. No caso dos arenitos a foliação é definida por um arranjo amendoado similar ao encontrado nas rochas da série milonítica. Esse arranjo, em escala mesoscópica, é caracterizado pela ocorrência de *boudins* de arenito envolvidos por diamictitos foliados. Alguns *boudins* apresentam internamente faixas foliadas concordantes com a foliação externa. Outro padrão estrutural comum refere-se ao aleitamento tectônico de pelitos foliados com camadas de arenitos. Todos esses arranjos estruturais são entendidos a partir de deformação por cisalhamento simples heterogêneo se comparados com aqueles dos cinturões miloníticos.

As faixas foliadas correspondem a zonas de concentração de movimentação ou zonas de cisalhamento hidrolásticas resultantes de movimentos tangenciais. Na parte leste da seção os planos principais de movimentação estão suavemente inclinados para leste, projetam-se sobretudo na interface pelito-psamito e, no ponto 1, compõem um par antiformal-sinformal de duplex. No duplex antiformal, as camadas de arenito se acunham em direção aos flancos, não apresentam deformação interna e realçam a estrutura maior. Por outro lado, as zonas de movimentação secundária se propagam nas camadas pelíticas e se ligam ao plano de deslocamento principal na base do duplex. No duplex sinformal a geometria interna é marcada por lenticularização generalizada das camadas de arenito e por forte imbricação no interior das camadas de pelito devido à presença de duplexes decimétrico a métricos. A oeste deste ponto, a zona de deslocamento basal acha-se ondulada e define o contato entre os sedimentos foliados e não deformados. As acomodações na terminação dessa zona são representadas por dobras com topo chato ou em *kink*, desenvolvidas em camadas de

arenito. A leste desta área, nas adjacências do ponto 3, são também comuns estruturas tipo duplex com zonas de movimentação inclinadas para leste, não exibindo ondulação. Neste caso, as camadas de arenito acham-se boudinadas formando um arranjo amendoado.

Na parte central do perfil (pontos 4, 5 e 6) as zonas de movimentação desenham uma dobra ampla e suave, cujo padrão estrutural interno também é caracterizado por vários duplexes métricos e centimétricos superpostos. O flanco ocidental é realçado por *boudins* métricos de arenito envolvidos por zonas de cisalhamento inclinadas para oeste e o flanco oriental é limitado por uma zona de cisalhamento fortemente inclinada para leste. No teto deste zona ocorrem camadas de arenito afetadas por dobras métricas, anisópacas e com eixos mergulhando para NE (ponto 7). Esse conjunto de dobras é truncado a leste por uma zona de cisalhamento tangencial inclinada para oeste e interpretada como um retrocavamento. No ponto 9, existem

pacotes de arenito não deformados enquanto que no extremo leste do perfil voltam a ocorrer zonas de movimentação suavemente inclinadas para oeste com padrão similar ao da parte ocidental da área.

**COMENTÁRIOS FINAIS** - A geometria, natureza e posição espacial das estruturas mostram que as rochas da Formação Cabeças foram submetidas à atuação de um binário tangencial. Como a deformação não afetou as formações soto e sobrepostas, sua origem é atribuída a processos glacio-tectônicos. A presença de seixos estriados, facetados e exóticos corrobora a ação glacial. Carozzi *et al.* (1975) têm proposto para a região próxima à cidade de Pedro Afonso uma movimentação de SE para NW das massas de gelo. Embora a maioria das estruturas descritas possa sugerir tal deslocamento, ainda é necessário uma análise detalhada da geometria e do quadro cinemático.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERTHELSEN, A. 1979. Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: an example of gravity tectonics. *Geologie en Mijnbouw*. 58(2): 253-260.
- CAPUTO, M.V. 1984. Glaciação neo-devoniana no continente Gondwana Ocidental. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.725-739.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.H.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R.; CONTREIRAS, C.J.A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, seção: Exploração de Petróleo, nº 7.
- THOMAS, G. 1984. The origin of the glacio-dynamic structure of the Bride Moraine, Isle of Man. *Boreas*, 13: 355-364.

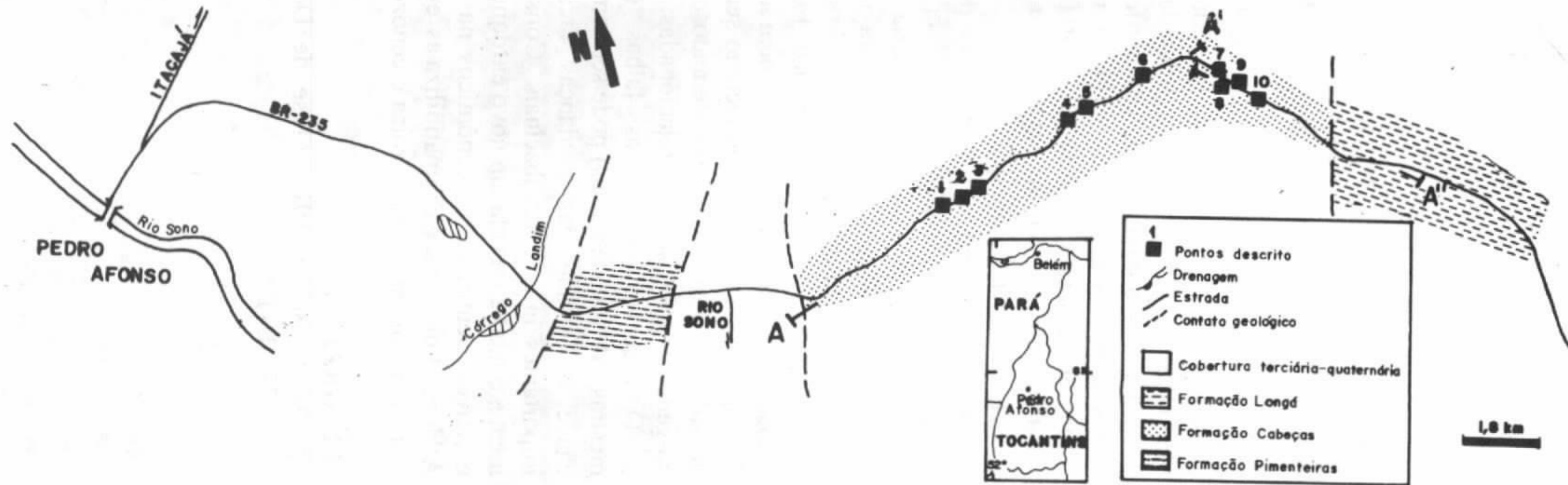


Figura 1. Mapa de localização e geológico do perfil investigado.

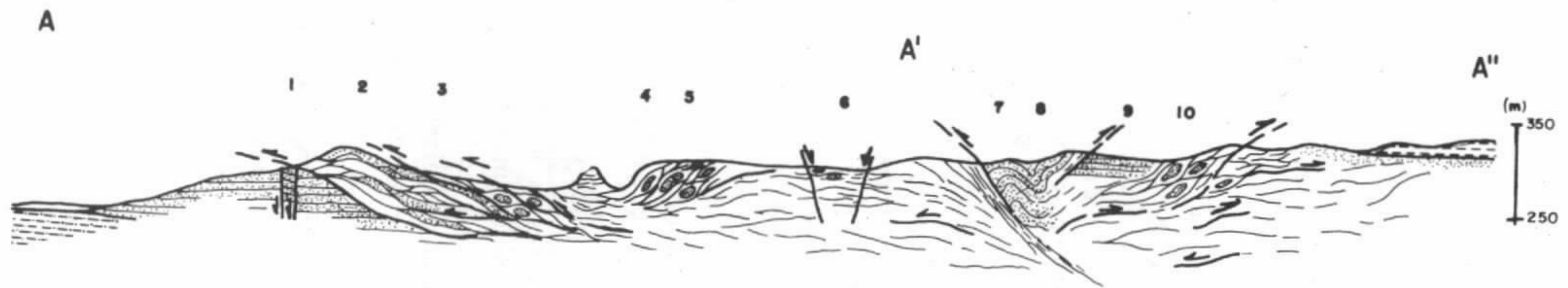


Figura 2. Seção geológica esquemática das estruturas glacio-tectônicas da Formação Cabeças, na parte SW da Bacia do Parnaíba. A orientação do perfil é mostrada na figura 1.

ESC. HORIZ. = 1.000.000  
ESC. VERT. COM EXAG. 2,0

## PROPOSTA DE UM NOVO MODELO DE ABERTURA (MESOZÓICA) PARA O ATLÂNTICO EQUATORIAL

HAILTON IGREJA - *DMME-PA/F.U.A.*

Este trabalho é uma parte da tese de doutoramento do autor (Igreja, 1992) intitulada "Aspectos Tectono-Sedimentares do Fanerozóico do Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Maranhão, Brasil".

Tem por objetivo expor um novo modelo tectônico de gênese para o Atlântico Equatorial - Distensão Oblíqua - considerando que os anteriores se mostraram inconsistentes com os novos dados geológicos diretos e indiretos das estruturas tectônicas e sequências sedimentares daquelas regiões, em particular nas bacias de Bragança - Viseu (Pará) e São Luís (Maranhão).

Os modelos propostos : 1) Modelo relacionado às Zonas de Fraturas; 2) Modelo de Rotação Anti-horária do Continente Africano; 3) Modelo de Intumescência e Fraturamento; 4) Modelo de Cisalhamento; 5) Modelo de Rotação Horária da Placa Sul-Americana; 6) Modelo de Transcorrência Transtensiva. Todos esses modelos foram testados tectônica, petrológica e estratigraficamente e não se mostraram compatíveis com os novos estudos das bacias e da margem continental adjacente.

O modelo de Distensão Oblíqua (proposto) baseia-se nos processos tectônicos iniciais de abertura continental, nos modelos de "Rifteamento", nos princípios da evolução estrutural para bacias extensionais marginais e nos modelos geométricos para processos extensionais na crosta

superior. Este modelo demonstrou ser o mais compatível para uma evolução tectono-sedimentar coerente com as histórias deposicionais das bacias consideradas.

A obliquidade, entre as direções das falhas mestras (NW-SE) e das falhas de transferência principais (NE-SW), é aqui considerada como a principal responsável pela compartimentação tectônica da área. Ela é feita em blocos rômnicos com os eixos de estiramento atuando preferencialmente na direção ENE, a qual é consistente com modelo de distensão oblíqua.

A configuração deste modelo, além das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, pode ser aplicada para as outras bacias e sub-bacias da Margem Equatorial Brasileira. Isto demonstra não só a importância dos lineamentos pré-cambrianos que originalmente deram a forma aos blocos do embasamento cristalino, como também a necessidade de revisão da evolução tectono-sedimentar do Atlântico Equatorial, considerando o aspecto co-genético com as bacias relacionadas.

O desenvolvimento das falhas (normais mestras e de transferências) pode ser considerado chave no estudo das mudanças faciológicas importantes inter e intrabaciais. Consequentemente, o modelo revela um novo enfoque para os objetivos científicos e econômicos na margem Atlântica Equatorial e compatibiliza as evoluções tectono-sedimentares mesozóica e cenozóica.

### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

IGREJA, H. L. S., 1992. Aspectos Tectono-Sedimentares do Fanerozóico do Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Maranhão,

Brasil. Belém, 191p. (Tese de Doutorado CGG /UFGA).



## O ESTUDO DAS CAVERNAS DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ARENÍTICA DE MONTE ALEGRE - PA.

CLÓVIS MAURITY<sup>1,2</sup>

DIRSE CLARA KERN<sup>1,2,3</sup>

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO<sup>1,2</sup>

SILVIA HELENA PEREIRA DE SOUZA<sup>1,2</sup>

AUGUSTO LOUREIRO HENRIQUES<sup>1,3</sup>

ORLANDO TOBIAS SILVEIRA<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Grupo Espeleológico Paraense-GEP

<sup>2</sup> Universidade Federal do Pará-UFPa/CG

<sup>3</sup> Museu Paraense Emílio Goeldi-MPEG/CNPq

Na região de Monte Alegre, pode-se distinguir duas unidades geomorfológicas maiores: as planícies e os planaltos.

As planícies são superfícies deposicionais aplainadas, predominando os sedimentos do quaternário e solos de várzea, recobertos por uma vegetação do tipo floresta tropical úmida e de várzea.

Os planaltos estão representados por duas feições menores: áreas arrasadas e o relevo residual. As áreas arrasadas ocorrem principalmente no centro do domo de Monte Alegre, caracterizadas por extensas superfícies aplainadas, entre as cotas topográficas de 10 e 50m, com solos do tipo latassolo amarelo distrófico e latossolo vermelho-amarelo, onde ocorre uma vegetação típica de campos de cerrado. O relevo residual corresponde às serras e montanhas do tipo *cuestas* e "hog backs", nas cotas em torno de 50 a 220m, representados por um conjunto de serras isoladas, escalonadas, de topos aplainados e inclinados no sentido do mergulho das camadas, circum-alinhadas, configurando o domo de Monte Alegre. Esse relevo foi exculpado principalmente nos arenitos da Formação Monte Alegre. As Serras do Ererê, Paituna e Itauajuri, são os melhores exemplos do relevo residual.

Várias grutas e pequenos abrigos foram encontrados nas Serras do Ererê e Paituna caracterizando uma província espeleológica. Entre as principais grutas destaca-se a Gruta do Inferno, Gruta da Pedra Pintada, Gruta do Miritiepé e Gruta Itatupaoca, frequentemente associadas aos assentamentos humanos pré-históricos, representados por inúmeras pinturas rupestres.

**MATERIAL E MÉTODOS - Material.** Foram estudadas as cavernas localizadas nas Serras do Ererê, Paituna e Aroxi (Serra do Bode), distando cerca de 30 Km da cidade de Monte Alegre - Pará, onde se encontram as Grutas do Inferno, Pedra Pintada, Miritiepé e Itatupaoca (Figura 01). **Metodologia.** A exploração das grutas foi feita utilizando-se basicamente material de iluminação adequada (capacetes a acetileno e lanternas de mão). Para o levantamento topográfico e mapeamento utilizou-se bússola, clinômetro e trena. A coleta de animais foi efetuada com rede do tipo Mist Net para morcegos, e manualmente para os insetos. Todo o material foi acondicionado em formol e álcool 70%. O material botânico foi prensado, umedecido com álcool e acondicionado em sacos de polietileno. O material lítico foi analisado petrograficamente e a identificação mineralógica auxiliada pelo método de difratometria de raios-X.

**RESULTADOS E DISCUSSÃO** - A província espeleológica Monte Alegre relaciona-se às rochas paleozóicas da Bacia Sedimentar do Amazonas, aflorantes na região de Monte Alegre e adjacências, envolvendo principalmente arenitos do Carbonífero Superior, designados como Formação Monte Alegre. Essa Formação é composta por arenitos médios a grosseiros, coloração clara e abundante estratificação cruzada, variando de centimétricas a métricas, com grãos subangulosos a subarredondados, bem selecionados, porosos, fraturados, por vezes com matriz argilosa ou completamente silicificados. Podem ser encontrados níveis conglomeráticos esbranquiçados e ocasionalmente caulinizados.

Com respeito as características morfológicas das rochas encaixantes das cavernas pode-se individualizar dois grupos mais importantes: 1) caverna em arenito friável encaixado em grupo de fraturas subverticais, onde as camadas mais silicificadas, potanto mais duras, mostram nítidas evidências de dissolução. Fatores erosivos atuam diferencialmente nas diversas camadas de acordo com as estratificações de grande porte, camadas com diferentes graus de dureza e as fraturas; 2) cavernas em arenitos condicionadas em zonas de intenso tectonismo, com galerias e salões controlados por traços de fraturas e falhas responsáveis por desmoronamentos e acomodações de blocos de arenitos silicificados, com arranjo labiríntico e complexo.

Em algumas cavernas estes dois padrões interferem entre si, surgindo galerias e salões como resultado de dissolução do cimento silicoso da rocha com ação hídrica subsequente, bem como aqueles decorrentes de desmoronamentos e acomodação de blocos, gerando galerias que seguem de maneira labiríntica. Parte dessa dissolução está representada nas pequenas ornamentações silicosas neoformadas (espeleotemas) depositadas ao longo das paredes em cavidades como formas coraloides.

Quanto a biologia das cavernas, a flora se

restringe às entradas das grutas representada principalmente por pteridófitas, briófitas e algumas herbáceas. Nos seus interiores há ocorrência de fungos e bactérias. A fauna é representada por grande quantidade de morcegos de diversas espécies e insetos como baratas, grilos e amblypygis, além dos frequentadores ocasionais como aves, roedores e anfíbios.

O homem pré-histórico também utilizou esses locais como moradia. A sua presença está registrada nas paredes e tetos das grutas através dos painéis de pinturas rupestres, grafados com tinta vermelha (óxido de ferro), amarela e preta, além de vestígios de material lítico e cerâmico nos solos.

**AGRADECIMENTOS** - Ao Fundo Nacional do Meio Ambiente - FNMA pelo financiamento do Projeto Espeleológico Monte Alegre, gerenciado através da Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa - FADESP e apoiado tecnicamente pelo Centro de Geociências da UFPa. À Prefeitura de Monte Alegre pelo constante apoio naquele município e as pessoas que direta ou indiretamente contribuem para a execução das pesquisas espeleológicas, especialmente àquelas que têm nos auxiliado e incentivado a dar continuidade aos nossos objetivos.

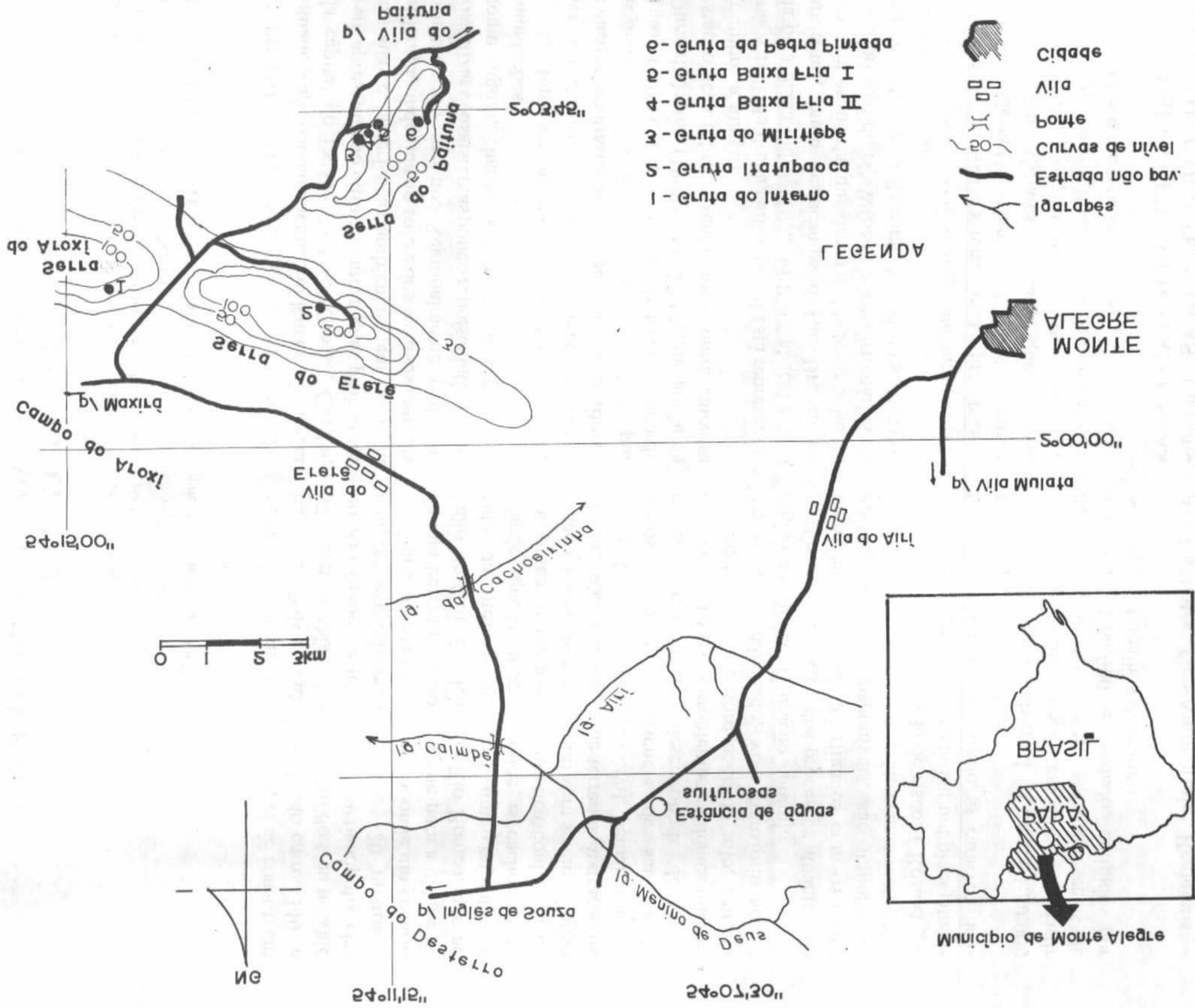


Figura 1 - Mapa de localização das principais cavernas estudadas em Monte Alegre-PA.

## **UMA CARACTERIZAÇÃO ANALÍTICA GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO ENTRE SALTO DO CÉU - CRISTIANÓPOLIS - MT, COMO UMA CONTRIBUIÇÃO AO SEU PLANEJAMENTO DE USO DA TERRA.**

**DEOCLECIANO BITTENCOURT ROSA** - *Departamento de Geografia - UFMT*

**MARGIT WUNDERLICH DE ARRUDA** - *Departamento de Geografia - UFMT,*

**LUIZ DA ROSA GARCIA NETTO** - *Departamento de Geografia - UFMT*

**PAULO ROBERTO MENEZES LIMA** - *Ministério da Ciência e Tecnologia - MCT*

**INTRODUÇÃO** - O Município de Salto do Céu, situado à aproximadamente 230 Km em linha reta da capital do Estado de Mato Grosso, Cuiabá, vem apresentando ultimamente, alguns problemas nas suas características ambientais, em razão da utilização indevida do solo e dos recursos naturais oriundos do mesmo. Regionalmente podemos visualizar ecossistemas pouco representativos, tais como lagoas, charcos e terrenos susceptíveis a inundações.

O clima localmente não é uniforme, e pode ser caracterizado como um clima tropical a estações contrastadas, ou de número 2 (dois), segundo a classificação climática citada por Tardy (1985), para as grandes linhas do clima de Durand-Dastes (1968). Aí se diferenciam uma estação seca (abril a setembro) e outra chuvosa (outubro a março).

A rede de drenagem regional está representada pela bacia hidrográfica do Rio Cabaçal e seus afluentes, onde destacamos o Rio Branco na margem esquerda, que drena a cidade de Salto do Céu, no sentido NNW-SSE, e seus tributários na margem direita, o Ribeirão Negro e os córregos da Onça e Sucuri.

Na cobertura vegetal que está intimamente relacionada ao uso da terra, estão presentes o Cerrado, Cerradão, Campos Limpos, Campos Sujos e Matas Ciliares, enquanto que os solos predominantes regionalmente são arenosos, areno-argilosos, argilo-arenosos, hidromórficos, cambissolos e aluviais orgânicos.

**AS UNIDADES GEO-AMBIENTAIS E SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS** - **Considerações Iniciais** - A região em referência apresenta um relevo de altos topográficos, onde as áreas circunvizinhas que correspondem às

Serras do Roncador e do Aguapeí se constituem nas cotas mais elevadas, oscilando entre 340 e 370 metros. Na cidade de Salto do Céu no vale do Rio Branco e na vila de Cristianópolis elas atingem respectivamente 300 e 320 metros.

Um ecossistema expressivo, onde um cenário de rara beleza é cartão de visita para a cidade de Salto do Céu, é o leito do Rio Branco, que ao lado da mesma, apresenta um conjunto de grandes quedas d'águas, onde as cachoeiras se constituem numa atração turística conhecida do Estado. Esta paisagem natural vem sendo atingida por invasões e grilagens de terrenos, extração de material para a construção civil, demarcação de novos loteamentos, ausência de saneamento básico e um turismo desenvolvido de forma descontrolada. Estes problemas evidentes interrelacionados ao uso desordenado do solo, sem um planejamento adequado, vem transformando a região em sua configuração natural.

Os estudos acerca dos processos atuantes, da hidrografia regional, interligados com os dados geológicos locais disponíveis, são importantes para que se possa por em prática uma metodologia adequada na avaliação de riscos (Rosa et al., 1994) e também de se questionar um planejamento de uso da terra, associado às características regionais.

Um mapa geo-ambiental na escala 1:50.000 foi idealizado para a região em questão, a partir de fotografias aéreas verticais nas escalas de 1:10.000 e 1:60.000, e de dados coligidos por ocasião dos trabalhos de campo.

**As Unidades Geo-Ambientais Regionais** - Foram caracterizadas no mapa geo-ambiental as seguintes unidades geológico-geomorfológicas: Província Serrana do Aguapeí, onde estão

evidenciadas fases deposicionais do Pré-Cambriano (grupos Aguapeí e Rio Branco), coberturas detritas lateríticas, vertentes, aluviões recentes e áreas úmidas.

Província Serrana do Aguapeí - Está representada por uma sequência de unidades litoestratigráficas de gênese sedimentar, que corresponde ao Grupo Aguapeí, representado pelas formações Morro Cristalino, Vale da Promissão e Fortuna, onde predominam metarenitos, metassiltitos, metarcóseos, filitos e ardósias, aflorantes em quase toda extensão do município. O Grupo Rio Branco corresponde à vulcânicas ácidas, diabásios e gabros localmente em forma de diques que seccionam as rochas do Grupo Aguapeí (Barros et al., 1982). A alteração meteórica produz um solo espesso e bom para a agricultura. Nesta unidade estão assentadas a cidade de Salto do Céu, a vila de Cristianópolis grande parte de área periurbana, algumas fazendas e sítios, e os principais locais com atrações turísticas.

Cobertura Detrito Laterítica - Está relacionada ao Terciário-Quaternário e se constitui de areias, argila e silte associados à concreções limolíticas, sobrepostas por um nível de laterita ferruginosa concrecionária que engloba seixos quartzosos. Esta laterita está recoberta por um solo argilo-arenoso, pardo-amarelado a marrom avermelhado apresentando concreções ferruginosas. Desta unidade são retirados materiais para a construção civil.

Vertentes - São comuns regionalmente nos relevos ondulados com declives inferiores a 25°, em via de regra recobertos por sedimentos aluvionares. As modificações nesta unidade estão referidas geralmente aos processos erosivos e também à cata de material para obras civis.

Aluviões Recentes - Esta unidade está restrita à Bacia Hidrográfica do Rio Cabaçal, sendo descrita por uma composição caracterizada por lentes de areias finas a grossas, argilosas e cascalhos, e por areias, cascalho, silte e argila individualizadas. Nesta faixa são representativos os solos aluviais orgânicos nas várzeas, muito utilizados para fins agricultáveis. Aí estão assentadas, chácaras, sítios, algumas invasões, loteamentos clandestinos e alguns pontos turísticos.

Algumas ravinas, formadas nas zonas

marginais do Rio Branco e seus afluentes, com a presença maciça das chuvas, estão se transformando em enormes voçorocas.

Áreas úmidas - Estão referidas aos setores onde se localizam os ecossistemas pouco representativos, como charcos, lagoas e alagadiços, além dos terrenos sujeitos à inundações que ocorrem localmente na Bacia Hidrográfica do Rio Cabaçal

**REFLEXÕES E RECOMENDAÇÕES PARA O PLANEJAMENTO DE USO DA TERRA NA REGIÃO DE SALTO DO CÉU - CRISTIANÓPOLIS** - O crescimento urbano e periurbano de forma acentuada (Brasil, 1991) na região em foco, tem sido fator marcante na ocorrência local de processos de degradação ambiental. Este fato resultante principalmente da ação antrópica, é evidenciado em face da retirada gradativa ou rápida da cobertura vegetal natural com a consequente criação de áreas agricultáveis e de pastos. Isto causa a transformação clara da paisagem regional, dos processos erosivos e da poluição do solo e das águas.

Se o crescimento regional prosseguir de forma acentuada, um colapso poderá ocorrer. Como alguns problemas já podem ser observados, tais como aqueles que estão referidos às grandes metrópoles, então torna-se mister edificar um modelo de planejamento para esta região, para que a mesma possa apresentar um desenvolvimento padronizado, dentro das técnicas atuais, para sua expansão futura.

a) Inicialmente relatar que esta área de altos topográficos, se constitui num divisor de águas com diversas cabeceiras, daí devem ser evitadas obstruções e seccionamentos dos cursos naturais, dos filetes d'água intermitentes e dos cursos fluviais de primeira ordem, em qualquer forma de trabalho;

b) Confecção de um planejamento territorial adequado, a fim de serem evitados problemas na recarga dos aquíferos nas áreas circunvizinhas, e desta maneira manter sempre a boa qualidade da água na região, sem qualquer agente poluidor;

c) Planejamento capacitado para a construção e manutenção da malha viária, para serem evitados os problemas erosivos, que acelerados podem

produzir efeitos catastróficos;

d) Escolha adequada para endereços relativos a extração de materiais para a construção civil,

e) Estudos das características naturais dos tipos de solo, da topografia regional, condições hidrográficas e hidrológicas, controle dos processos erosionais, quando da construção de rodovias, obras civis e outros;

f) Constante fiscalização no que se relaciona às invasões, depredações e ataques dirigidos aos animais e vegetais;

g) Critérios na escolha de um planejamento global, em associação com a utilização dos recursos naturais regionais e a preservação ambiental.

**CONCLUSÕES** - Os parâmetros necessários

para a elaboração de um planejamento de uso da terra são vários, contudo a partir da idéia que a união dos mesmos, com o conhecimento geológico se constitui numa forma determinada de trabalho, então eles podem ser solicitados como ponto de apoio, para uma ideologia geral de ordenamento ou de resoluções regionais compatíveis. Cada uma dessas resoluções deve ser relacionada obviamente a um local de trabalho, o que sem dúvida será o condutor das melhores soluções para estes locais.

Destas questões fica clara a necessidade de um planejamento para a região em referência que mostre a importância dos fatores físicos descritos anteriormente, como uma forma de conservação dos ecossistemas regionais. Isto realmente contribuirá diretamente para uma interrelação entre o gentio que ali habita e os recursos naturais regionais.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARROS, A.M., SILVA, R.H. da., CARDOSO, O.R.F.A., FREIRE, F.A., SOUZA JR, J.J., RIVETTI, M., LUZ, D.S. da., PALMEIRA, R.C. de B., TASSINARI, C.C.G., 1982. Folha Cuiabá, SD-21, Geologia - Brasil MME, Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, 26: 25-192.
- BRASIL, I.B.G.E. - 1991 - Sinótese Preliminar do Censo Demográfico, Secretaria de Planejamento da Presidência da República. (1981 - 1991).
- DURAND-DASTES, F., 1968. Climatologie, Enciclopedia Universalis, 4: 618-624.
- ROSA, D.B., ARRUDA, M.W. de., GARCIA NETTO, L. da R., LIMA, P.R.M., 1994. A Propósito da Implantação de um Trabalho de Prevenção em área de Risco Geológico no Município de Salto do Céu - MT. Submetido ao IV SIMP. GEOL. CENTRO OESTE.
- TARDY, Y., 1985. Le Cycle de L'Eau. Climats, Paléoclimats et Géochimie Global, Masson Editeurs, Paris, 388p.

## A ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA NA REGIÃO DE XAMBIOÁ

RAIMUNDO OLIVER BRASIL DOS SANTOS - *DNPM*  
JOÃO BATISTA SENA COSTA - *UFPA*

As estruturas do Cinturão Araguaia (CA) na Região de Xambioá, analisadas principalmente no contexto dos metassedimentos do Grupo Estrondo, compõem um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis, orientado na direção N-S, inclinado para E e composto por fatias de gnaisses do embasamento em meio as unidades de rochas supracrustais. A complexidade geométrica desse quadro é acentuada por estruturas braquianticlinais decorrentes de uma segunda geração de cavalgamentos, por sistemas de dobras holomórficas provavelmente relacionadas a zonas transpressivas, por zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas nas direções NNW-SSE e NW-SE interpretadas como rampas laterais, e por zonas de cisalhamento transcorrentes paralelas aos cavalgamentos. Para facilitar a compreensão do intrincado arranjo estrutural do segmento meionorte do CA, a área foi dividida em cinco setores, mostrados na Figura 01.

O setor I compreende a parte nordeste da área, caracteriza-se pela presença da Zona de Cisalhamento Iri-Martírios (ZCIM) de direção NNW-SSE, além de vários feixes de cavalgamentos dúcteis voltados para NNW, e inclui em sua constituição biotita-quartzo xistos com delgadas intercalações de clorita xistos e xistos granadíferos. A ZCIM é formada por faixas de rochas internamente deformadas envolvendo corpos elipsoidais de rochas menos deformadas, os quais impõem mudanças na posição espacial da foliação milonítica e, nesse caso, os mergulhos variam de 25 até 50 para NE; a lineação de estiramento associada é subparalela ao traço da foliação milonítica e mergulha em torno de 10 ora para NNW, ora para SSE, mas há também indicações de mergulhos da ordem de 20 para ESE ou ENE. A mudança de atitude da lineação é devida à coexistência de faixas transcorrentes e faixas tangenciais na mesma direção, próprio de um regime predominantemente oblíquo. No extremo nordeste do setor a ZCIM dá lugar aos cavalgamentos dúcteis orientados na direção NNW-SSE,

inclinados para ENE e responsáveis pela justaposição de conjuntos de rochas com assembléias minerais de fácies metamórficas distintas.

O setor II compreende a região da Serra das Andorinhas-Martírios, a qual é sustentada essencialmente por quartzitos com algumas intercalações de xistos aluminosos da parte inferior do Grupo Estrondo, e sua estruturação principal é formada por uma dobra orientada na direção NNW-SSE. Na parte NNW do setor, os flancos da dobra têm mergulhos de 15 e 25 para WSW e ESE respectivamente, mas em direção a sua parte central, o flanco WSW adquire mergulhos da ordem de 80; à medida que se avança para SSE este flanco ganha inclinação de 20 para ENE, tornando-se paralelo ao outro flanco. Verifica-se, portanto, que se trata de uma dobra que apresenta expressiva variação geométrica ao longo de seu eixo, indo desde simétrica até isoclinal invertida, passando por uma porção assimétrica sem quebra de continuidade física. No extremo SSE do setor não é mais possível identificar a dobra e o arranjo estrutural é definido por um sistema imbricado de zonas tangenciais composto por várias fatias de xistos, quartzitos e gnaisses. Como se trata de uma dobra limitada a WSW por uma zona de cavalgamento dúctil, projetada na interface quartzito-xisto, pode-se classificá-la como uma dobra "nappe".

O setor III encerra um sistema de dobras quilométricas, orientado na direção WNW-ESE e limitado a N e a S por zonas de cisalhamento transcorrentes. As antiformas são realçadas por quartzitos, com destaque para a estrutura de Xambioá onde há gnaisses do embasamento (Complexo Colméia) exposto no seu núcleo. As sinformas, no geral, guardam xistos atribuídos à parte superior do Grupo Estrondo; tratam-se de dobras abertas a suaves e com planos axiais subverticais. As zonas de cavalgamentos adjacentes têm direção NW-SE, são subverticais, contêm lineação de estiramento sub-horizontal e apresentam movimentação sinistral. Entende-se que esse

sistema de dobras, a exemplo da "nappe" do setor II, está relacionado à instalação de cavalgamentos dúcteis, sendo que sua rotação para WNW-ESE deve-se ao desenvolvimento das zonas transcorrentes na progressão da deformação. Por outro lado, os dados não são suficientes para eliminar a hipótese que considera o sistema de dobras ligado a movimentação diferencial decorrente da propagação das zonas transcorrentes e, nesse caso, poderiam ser decorrentes de transpressão.

O setor IV corresponde a região mais meridional da área onde as estruturas orientam-se preferencialmente na direção N-S. Na parte leste do setor, dominam lentes e camadas irregulares de quartzitos, xistos e gnaisses que se relacionam através de cavalgamentos dúcteis suavemente inclinados para leste, os quais são afetados por zonas de cisalhamento transcorrentes NNW-SSE. Na parte central, as zonas principais de movimentação desenham uma dobra quilométrica (braquianticlinal do Lontra), realçada pelos pacotes de quartzitos e orientada na direção NW-SE; seu desenvolvimento também é explicado a partir da propagação de uma segunda geração de cavalgamentos. Em direção a parte oeste do setor repete-se a imbricação ocorrida na parte leste, destacando-se frações de gnaisses em meio xistos e quartzitos cavalgando quartzo-clorita xistos do Grupo Pequizeiro.

O setor V compõe o extremo oeste da área,

possui baixa densidade de exposições de rochas e inclui sobretudo quartzo-clorita xistos orientados na direção N-S, pertencentes ao Grupo Pequizeiro. As poucas informações estruturais obtidas no campo indicam a existência de um arcabouço estrutural compatível com a imbricação dos pacotes de rochas verificado nos demais setores.

A evolução tectônica da área investigada envolve quatro episódios principais de movimentação (Figura 02): o primeiro corresponde a intensa imbricação dos corpos rochosos devido ao desenvolvimento de cavalgamentos dúcteis, os quais devem ter sido acompanhados, em parte, pela individualização das rampas laterais; o segundo diz respeito ao soergimento de fatias de gnaisses do embasamento devido à uma segunda geração de cavalgamentos, resultando em dobras quilométricas impostas nos arranjos estruturais gerados na movimentação inicial. Admite-se que neste episódio houve movimentação expressiva ao longo das rampas laterais; o terceiro refere-se à rotação de dobras, sobretudo dos setores II e III, em função da intensificação dos movimentos nas rampas laterais; e o quarto episódio traduz-se pela imbricação que superpôs o arranjo geométrico criado pelas rampas laterais. Esse quadro evolutivo decorre da colisão oblíqua de massas continentais, acompanhada por transporte preferencial de rochas de SE para NW.



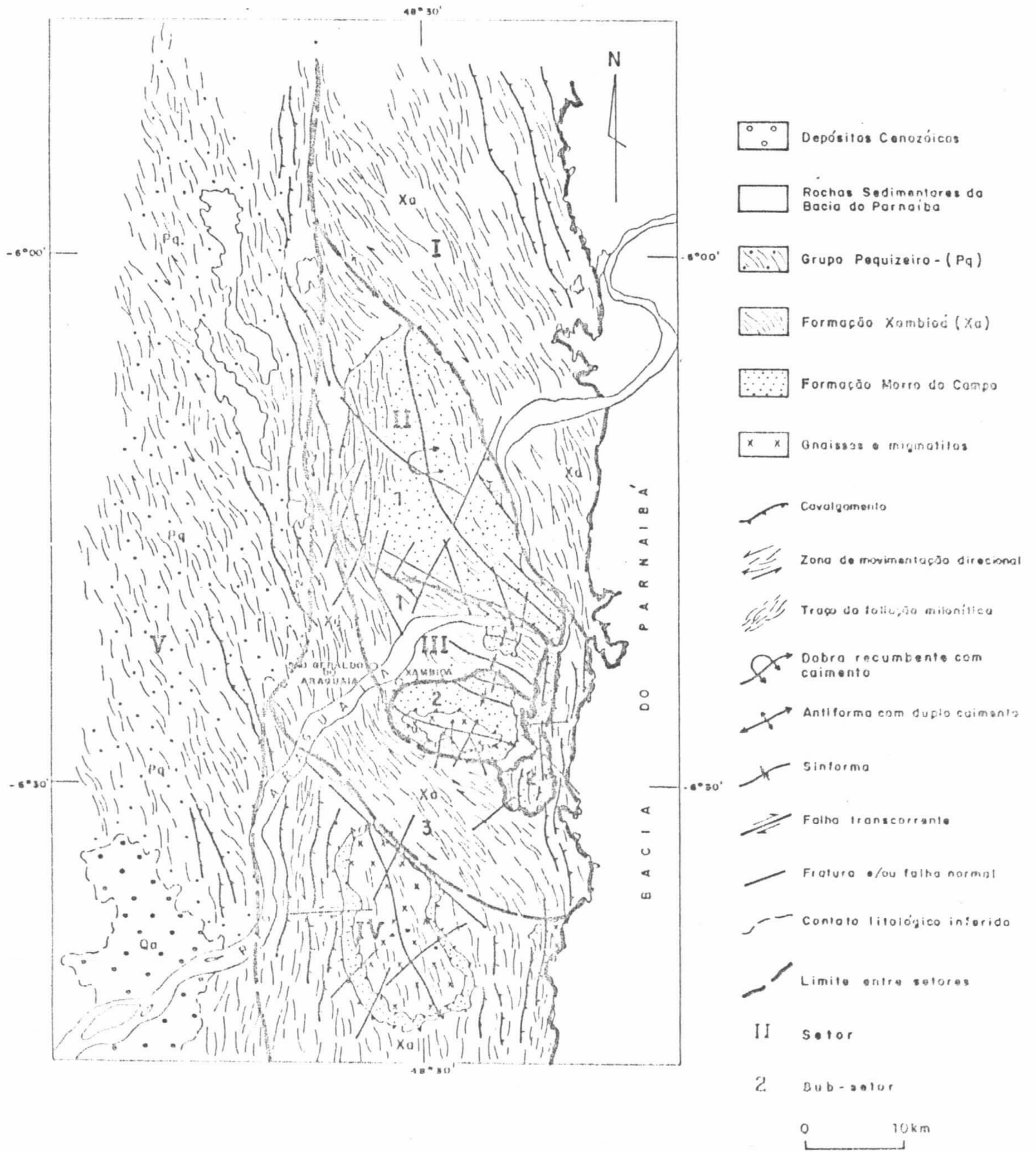
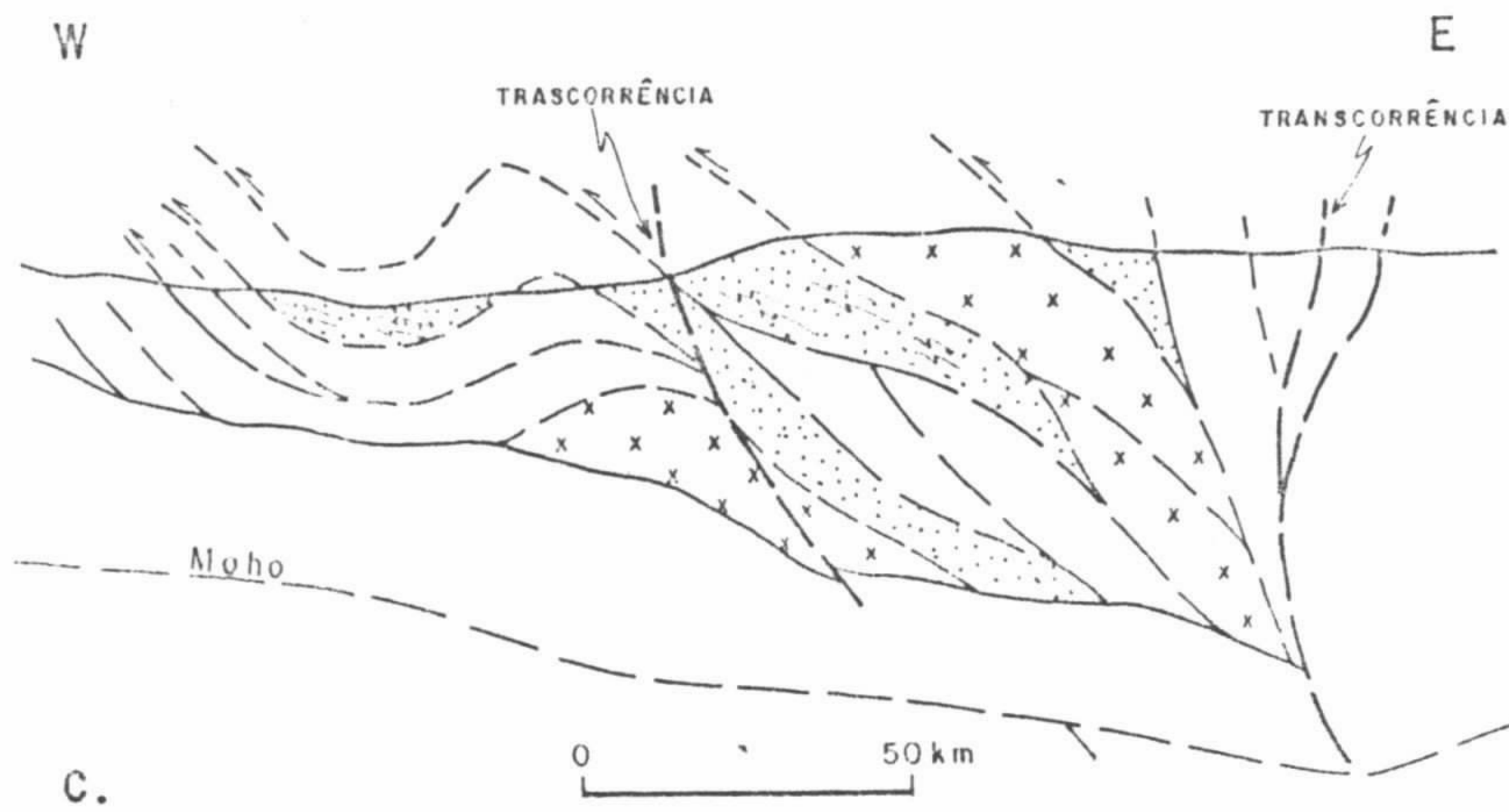
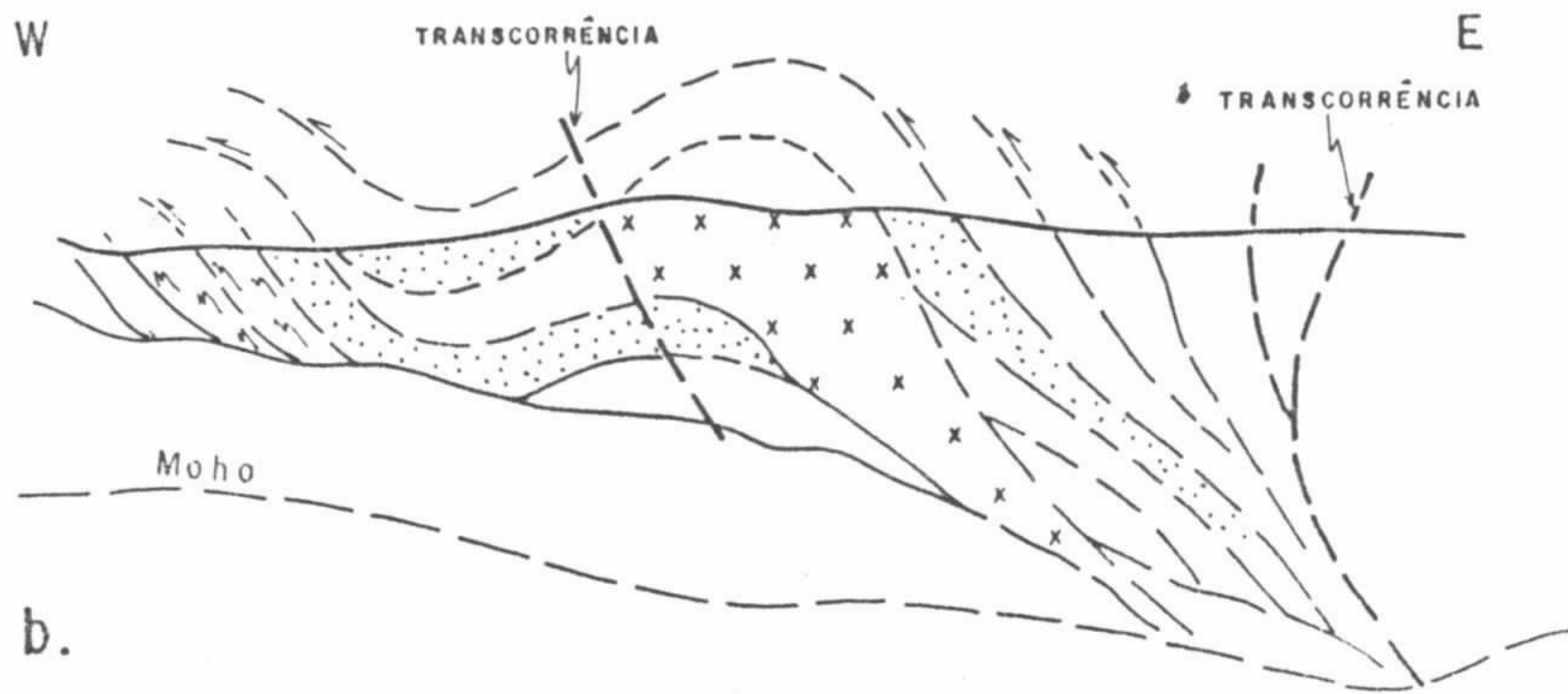
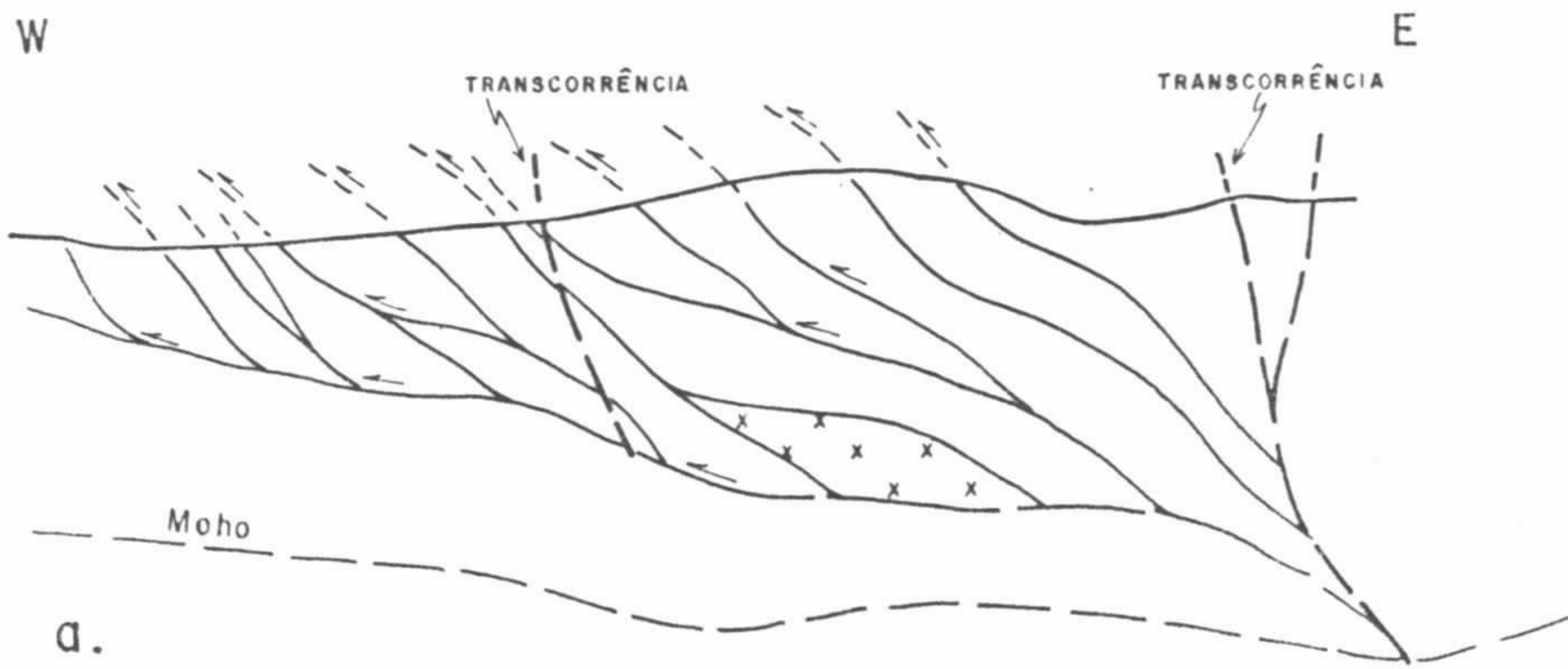


Fig. 01 - Mapa lito-estrutural simplificado, com os limites entre os setores I, II, III, IV e V.



## GEOLOGIA E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL NO SUDESTE DE RONDÔNIA

CÁSSIO ROBERTO DA SILVA - CPRM/REPO

JAIME ESTEVÃO SCANDOLARA - CPRM/REPO

RUY BENEDITO CALLIARI BAHIA

GILMAR RIZZOTTO - CPRM/REPO

LUIZ CARLOS DA SILVA - CPRM/Coordenação Nacional PLGB

Apresentam-se neste resumo os resultados obtidos através do levantamento geológico, na escala 1:100.000, das folhas SC.20-Z-C-V (Paulo Saldanha) e SC.20-Z-C-VI (Rio Pardo), como parte integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através da Residência de Porto Velho.

A área enfocada insere-se no sudeste do Estado de Rondônia, na Subprovíncia Madeira de Amaral (1984), da Província Tapajós de Almeida et al. (1977), que por sua vez encontra-se na porção ocidental do Cráton Amazônico de Almeida (1978).

As rochas da região mapeada (Fig. 1) encontram-se distribuídas em 4 (quatro) grandes domínios geotectônicos. O primeiro faz parte do Cinturão de Cisalhamento Guaporé (Santarém et al., 1992) representado por rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia e Suíte Metamórfica São Felipe de idades atribuídas ao Proterozóico Inferior ou mais antigas; Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, considerada do início do Proterozóico Médio; Suíte Granítica Rio Pardo, constituída pelas fácies São Pedro, Rio Pardo e São Luiz, sendo as duas primeiras consideradas como intrusivas em regime tectônico tardi a pós-tangencial, e a última como tardi a pós-transcorrência. O segundo domínio é caracterizado por plutonismo e sedimentação em ambiente distensional do final do Proterozóico Médio a Superior com a colocação da Suíte Básica Novo Mundo e da sedimentação das formações São Lourenço e Palmeiral. O terceiro domínio é constituído pelos sedimentos plataformais indeformados da Formação Pimenta Bueno, de idade paleozóica, e por fim, o quarto domínio representado por sedimentos inconsolidados do Terciário-Quaternário.

O Complexo Granulítico Santa Luzia está representado por granulitos básicos, enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. A Suíte Metamórfica São Felipe apresenta metamorfismo de fácies anfibolito superior, sendo composta por augen-gnaisses granodioríticos e gnaisses tonalíticos. A Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia apresenta metamorfismo de fácies anfibolito médio a superior, encontra-se representada por xistos psamopelíticos e biotita-paragnaisses, com intercalações de anfibolito, metatufitos, quartzitos e calcissilicáticas maciças.

A Suíte granítica Rio Pardo, do tipo A, apresenta a fácies São Pedro ocorrendo no domínio dos granulitos, é predominantemente constituída por hornblende-granitos e segundo a classificação de Streckeisen são sienogranitos e monzogranitos (3a e 3b). A fácies Rio Pardo, biotita-granitos, estão representados por sienogranitos até tonalitos, com predominância de monzogranitos, e a fácies São Luiz apresenta-se constituída predominantemente por quartzosienitos. Este conjunto de rochas submetidas a análise geocronológica para Rb/Sr através da interpretação de diagramas isocrônicos (CPG-IGUSP) apresentaram os seguintes resultados: 3 amostras de fácies São Pedro indicaram a idade de  $982 \pm 31$  Ma, com R.I de Sr =  $0,7044 \pm 0,0005$ ; 5 amostras do fácies Rio Pardo indicaram a idade de  $1016 \pm 30$  Ma, com R.I de Sr =  $0,7046 \pm 0,0013$  e 5 amostras do fácies São Luiz indicaram a idade de  $1003 \pm 22$  Ma, com R.I =  $0,7038 \pm 0,0002$ . A fácies São Pedro apresenta feições de deformação em estágio dúctil, onde os minerais estirados mostram lineação concordante com as encaixantes; a fácies Rio Pardo apresenta as mesmas feições do anterior mas com menor intensidade, ao passo que a fácies São Luiz apresenta feições de deformação que ocorreram

no estágio dúctil-rúptil principalmente em suas bordas.

A Suíte Básica Novo Mundo é composta predominantemente por hornblenda-gabros, subordinadamente por gabros, diabásios e basaltos. A formação São Lourenço está representada por uma intercalação de metassiltitos e quartzitos sotopostos aos ortoconglomerados e arenitos feldspáticos da Formação Palmeiral. A Formação Pimenta Bueno é constituída por arenitos, folhelhos e conglomerados de origem glacial. E, finalmente, areias, argilas, lateritos e fanglomerados da Formação Guaporé e as coberturas aluviais recentes.

A área mapeada insere-se no contexto dos chamados Cinturão Móvel Rondoniano de Cordani et al. (1979), Cinturão de Alto Grau Guaporé de Hasui et al. (1984) e Cinturão de Cisalhamento Guaporé de Santarém et al. (1992). Este último definido a partir da correlação de elementos litoestruturais das folhas Paulo Saldanha - Rio Pardo com as da região de Pontes e Lacerda, como uma unidade geotectônica que se estende por cerca de 1.000 km, de Rondônia ao Mato Grosso.

Segundo Scandola & Rizzotto (1993) o Cinturão de Cisalhamento Guaporé na região mostra-se estruturado segundo uma direção geral WNW-ESE, apresentando-se com um arranjo interno que configura uma geometria originada em regime compressivo, definida por feixes de zonas de cisalhamento, com subsistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis com movimentação frontal e oblíqua, e "feixes" transcorrentes posteriores que seccionam tais subsistemas.

No subsistema frontal (A) as rochas predominantemente granulíticas apresentam foliação milonítica  $S_n$  com direções variando de

$N70^{\circ}80^{\circ}W$  e  $N70^{\circ}-80^{\circ}E$  com mergulhos de  $65^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  SW e SE, respectivamente. As lineações minerais e de estiramento de alto "rake" apresentam-se com direções NNE-SSW, e caimento de  $50^{\circ}80^{\circ}W$ .

No subsistema oblíquo (B) a foliação milonítica das rochas da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, Suíte Granítica Rio Pardo e porção leste dos granulitos, apresentam foliação milonítica  $S_n$  de direção  $N40^{\circ}70^{\circ}$  e mergulhos de  $40^{\circ}70^{\circ}E$ . As lineações minerais e de estiramento orientam-se preferencialmente segundo direções  $N30^{\circ}60^{\circ}$ , com inclinações em torno  $30^{\circ}50^{\circ}NW$ . A partir destes dados pode-se visualizar na figura 2 os sentidos das movimentações de massa.

O subsistema direcional (C) separa os dois subsistemas imbricados A e B e conseqüentemente as rochas supracrustais da infra-estrutura, apresenta foliação milonítica  $S_n + 1$  com mergulhos variando de  $60^{\circ}$  a  $90^{\circ}$ . Superpõe-se às estruturas tangenciais dos cavalgamentos, seccionando-as, infletindo-as, culminando com sua transposição. As lineações de estiramento recristalização mineral apresentam direção E-W e mergulhos de  $0^{\circ}-15^{\circ}$  para E em W.

O quadro da geometria estrutural atual da área abrangida pelas folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo, pode ser interpretado como o resultado de um processo de colisão de blocos crustais, envolvendo segmentos ainda pouco conhecidos e delimitados, entre os quais foi implantado, possivelmente no final do Proterozóico Médio, um cinturão de cisalhamento dúctil de direção NW (Cinturão de Cisalhamento Guaporé), desenvolvido em regime caracterizado por movimentos tangenciais e transcorrentes.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, Campina Grande, 1977. Actas... Campina Grande, SBG, p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1978. A evolução dos Crátos Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. Anais... Recife, SBG, v.6, p.2393-2304.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. - O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378 p. il. cap. 2, p. 6-35.
- CORDANI, U.G. et al. 1979. Evolução tectônica da Amazônia, com base nos dados geocronológicos. In: CONG. GEOL. CHILENO, 2. Chile, Actas... v.4, p.137-148.

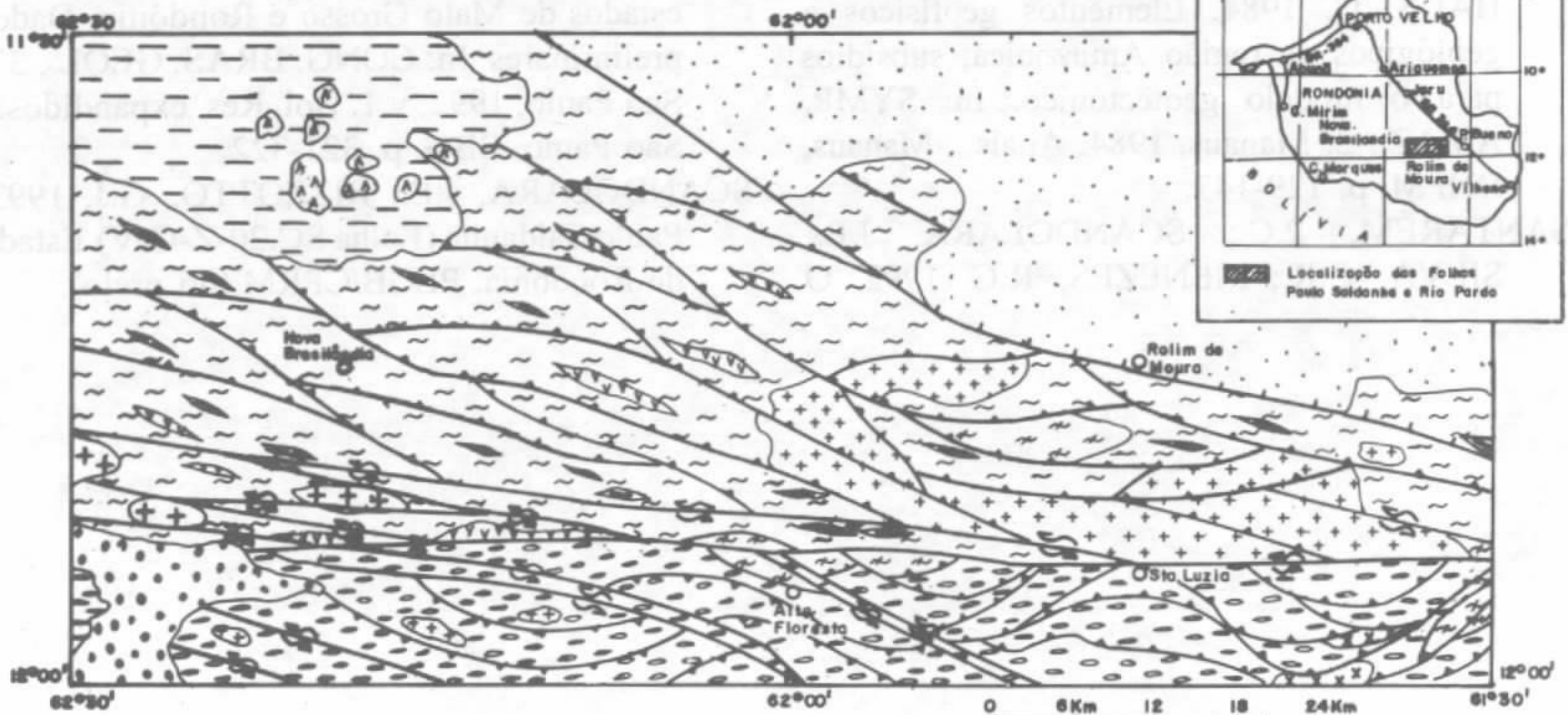
HASUI, Y; HARALY, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica; subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. AMAZ., 2. Manaus, 1984. Anais... Manaus, DNPM, p. 129-147.

SANTARÉM, P.C.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; MENEZES, R.G. 1992. O

Cinturão de Cisalhamento Guaporé nos estados de Mato Grosso e Rondônia. Dados preliminares. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992, v.1. Bol. Res. expandidos... São Paulo, SBG, p. 321-322.

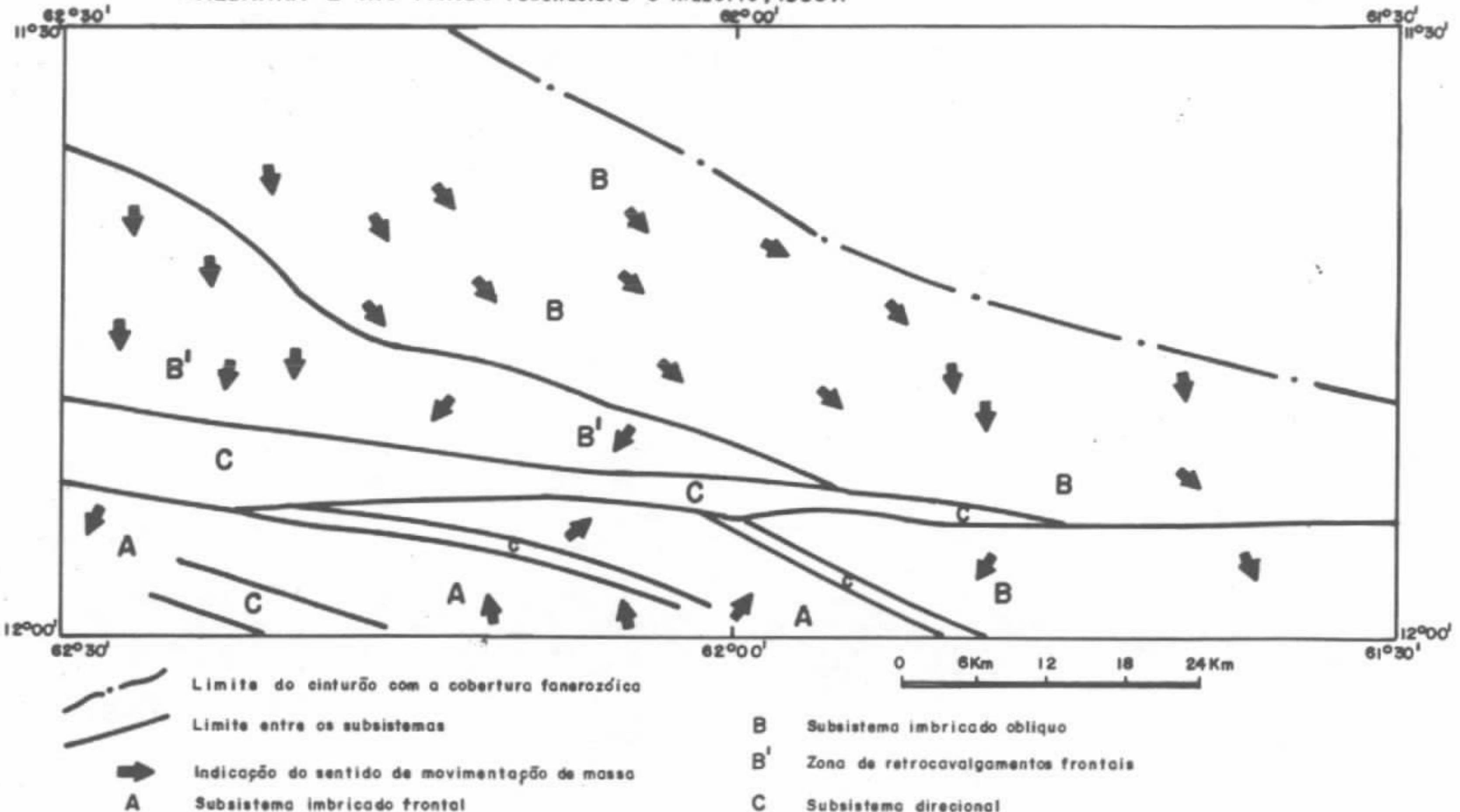
SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J. 1993. Paulo Saldanha (Folha SC.20-Z-C-V) Estado de Rondônia. PLGB/CPRM (no prelo).

Fig. 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DAS FOLHAS PAULO SALDANHA E RIO PARDO



| LEGENDA GEOLÓGICA                                        |                                                               |
|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| <b>CENOZÓICO</b>                                         |                                                               |
|                                                          | Coberturas Recentes ( Fm. Guaporé, Aluviões)                  |
| <b>PALEOZÓICO</b>                                        |                                                               |
|                                                          | Formação Pimenta Bueno                                        |
| <b>PROTEROZÓICO MÉDIO</b>                                |                                                               |
|                                                          | Formação São Lourenço                                         |
| <b>SUITE GRANÍTICA RIO PARDO</b>                         |                                                               |
|                                                          | Fácies São Luiz                                               |
|                                                          | Fácies Rio Pardo                                              |
|                                                          | Fácies São Pedro                                              |
|                                                          | Suite Básica Novo Mundo                                       |
| <b>SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR NOVA BRASILÂNDIA</b> |                                                               |
|                                                          | Calcisilicáticas                                              |
|                                                          | Anfibolitos                                                   |
|                                                          | Xistos psamo-pelíticos e biotita-paragneisses                 |
| <b>PROTEROZÓICO INFERIOR</b>                             |                                                               |
|                                                          | Suite Metamórfica São Felipe                                  |
|                                                          | Complexo Granulítico Santa Luzia                              |
| <b>CONVENÇÕES GEOLÓGICAS</b>                             |                                                               |
|                                                          | Falha extensional (normal)                                    |
|                                                          | Zona de cisalhamento com co-<br>volgamento oblíquo ou frontal |
|                                                          | Zona de cisalhamento transcor-<br>rente sinistral             |
|                                                          | Cidade                                                        |

Fig. 2 - RELAÇÃO GEOMÉTRICA ENTRE OS SUBSISTEMAS DE CISALHAMENTO DAS FOLHAS PAULO SALDANHA E RIO PARDO (Scandolara e Rizzotto, 1993).



|          |                                                |           |                                     |
|----------|------------------------------------------------|-----------|-------------------------------------|
|          | Limite do cinturão com a cobertura fanerozóica | <b>B</b>  | Subsistema imbricado oblíquo        |
|          | Limite entre os subsistemas                    | <b>B'</b> | Zona de retrocavalgamentos frontais |
|          | Indicação do sentido de movimentação de massa  | <b>C</b>  | Subsistema direcional               |
| <b>A</b> | Subsistema imbricado frontal                   |           |                                     |

# GEOLOGIA ECONÔMICA ECONOMIA MINERAL

## TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS DA AMAZÔNIA BRASILEIRA

HOMERO DE ARAÚJO NETO - CPRM

**INTRODUÇÃO** - A classificação segundo os tipos litológicos dos depósitos de ouro do Brasil vem sendo objeto do Programa Nacional de Prospecção de Ouro, em desenvolvimento pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

A partir de consultas da literatura mundial sobre depósitos de ouro, foi elaborada pelo Departamento de Projetos Especiais da CPRM, a classificação dos seus principais tipos litológicos.

O presente trabalho propõe descrever e classificar os tipos litológicos dos principais depósitos de ouro da Amazônia Brasileira.

**CLASSIFICAÇÃO DOS TIPOS LITOLÓGICOS DOS DEPÓSITOS DE OURO** - Os depósitos de ouro do mundo são caracterizados pela seguinte tipologia:

**Tipo I** - Residual/Supergênico, desenvolvido em zonas de favorabilidade geológico-econômica.

**Tipo II** - Ofiolítico Sulfetado.

**Tipo III** - Vulcano-Sedimentar marinho com suite bimodal toleítica a calcialcalina predominante em relação a componente sedimentar.

**Tipo IV** - Mineralizações Sulfetadas encaixadas em rochas sedimentares, predominantes em relação a componente vulcânica associada.

**Tipo V** - Greenstone Belts e assemelhados.

**Tipo VI** - Vulcânico subaéreo em zona de subducção com suite bimodal andesítica a riolítica, com caráter calcialcalino e idade cenozóica, em associação com prata.

**Tipo VII** - Porphyry Cooper.

**Tipo VIII** - Escarnítico.

**Tipo IX** - Filões Quartzo-Auríferos periféricos a corpos intrusivos de composição intermedia a ácida.

**Tipo X** - Placeres Recentes.

**Tipo XI** - Sequência Carbonatada-Carbonosa.

**Tipo XII** - Itabiritos com níveis carbonáticos ferríferos a manganésíferos.

**Tipo XIII** - Paleoplaceres do Arqueano ao Proterozóico Inferior.

**Tipo XIV** - Filões Quartzo-Auríferos relacionados com grandes lineamentos crustais, incluindo falhas e zonas de cisalhamento.

### DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE OURO DA AMAZÔNIA BRASILEIRA

**IGARAPÉ BAHIA-PA** - A mineralização de ouro está relacionada a solos residuais e coluvial, "gossans", cangas pisolíticas compactas e lateritos e/ou saprolitos enquadrando-se no Tipo I - Residual Supergênico. Acredita-se que este tipo de depósito deverá ter inúmeros similares na Amazônia, notadamente no Pará e Amapá.

**SERRA PELADA-PA** - A mineralização de ouro conhecida, cujo minério foi objeto de extração pelos garimpeiros está relacionada a sedimentos inconsolidados, sendo concrecionário, as vezes botroidal e disseminada. Propõe-se o seu enquadramento no Tipo I - Residual Supergênico.

Uma das peculiaridades da mineralização é o alto teor em Paládio. Meireles & Silva (1988) destacam a importância dos dobramentos e falhamentos no controle da mineralização.

**GURUPI-PA/MA** - O ouro do Gurupi enquadra-se em quatro tipos: Tipo I - depósitos de ouro próximo a Vizeu-PA e Aurizona-MA relacionado a lateritas e eluvio-coluviões; Tipo V - considerando que o "Trend" NW-SE de rochas arqueanas e proterozóicas constituiu o Greenstone Belt do Gurupi; Tipo X - placeres recentes - faixas aluvionares das bacias dos rios Gurupi, Piriá e Maracassumé, cuja extração de ouro remonta ao Brasil-Colônia; Tipo XIV - Filões Quartzo-Auríferos relacionados a grandes lineamentos crustais. São encontrados em Cachoeira-PA e Pedra de Fogo-MA.

**BABAÇU/MAMÃO/LAGOA SECA-PA** - Os depósitos auríferos da Serra das Andorinhas estão classificados segundo o Tipo V - Greenstone Belt. A maioria das mineralizações auríferas do sul do Pará (Cumaru, Inajá, etc.) é relacionada a Greenstone Belt ou a Zonas de Cisalhamento (Tipo XIV). Os sedimentos pelítico/químicos constituem o principal tipo de minério e o ouro encontra-se livre ou associado a sulfetos.

**IPITINGA-PA/AP** - Mineralizações auríferas no noroeste do Pará, no interflúvio Paru-Jari, relacionadas a Zonas de Cisalhamento (Tipo XIV) de um possível Greenstone Belt (Tipo V). Trabalhos de extração de ouro são realizados em eluviões e lateritas (Tipo I) e aluviões (Tipo X).

**TAPAJÓS-PA** - É uma das maiores províncias auríferas do Brasil. Desde 1958 vem sendo extraído ouro das aluviões (Tipo X) e de elúvio-coluviões e lateritas (Tipo I). Mais recentemente foram objetos de extração de ouro primário os locais como: Davi, Carivaldo, etc., relacionados a zonas de cisalhamento (Tipo XIV) no contato de rochas arqueanas do Proterozóico Inferior (anfíbolitos) com litotipos intrusivos do Proterozóico Médio a Superior (granodioritos e granitos).

**SALAMANGONE-AP** - Depósito de ouro cuja mineralização encontra-se relacionada a filões em quartzo-auríferos em zonas de cisalhamento (Tipo XIV). Os depósitos aluvionares (Tipo X) e residual supergênico (Tipo I) foram

explorados pelos garimpeiros notadamente nos anos setenta e oitenta. Segundo Ferran, A. de (1988) a rocha encaixante é um tonalito e o ouro está associado a arsenopirita ou livre em veios de quartzo subparalelos.

**VILA NOVA-AP** - Depósito de ouro relacionado às zonas de cisalhamento (Tipo XIV). Como afloram rochas de um possível Greenstone Belt na área, hoje admite-se que tal depósito possa também ser classificado como do Tipo V.

**PEIXOTO DE AZEVEDO/ALTA FLORESTA-MT** - Depósitos de ouro relacionados a filões quartzo-auríferos em zonas de cisalhamento (XIV). Como os principais "filões" estão próximos a granitos e a paragênese apresenta-se como: ouro, calcopirita, pirita e bornita, aventa-se a possibilidade de os depósitos auríferos pertencerem ao Tipo VII - Corpos ácidos Porfíricos Intrusivos.

**MADEIRA-RO** - Depósito de ouro aluvionar (Tipo X - Placer Recente), responsável pela produção de mais de 100 toneladas de ouro entre 1970-1992. Em vários locais, o ouro ocorre em duas faixas aluvionares que constituem a cobertura superimposta final. Estão separadas por espessa camada laterítica, que em média varia de 5cm a 20cm, também mineralizada a ouro (Tipo I). São relevantes os depósitos tipo paleoplaceres, nas aluviões do rio Madeira.

**RORAIMA** - Depósito de ouro aluvionar (Tipo X - Placer Recente) no NNW (bacias dos rios Uraricoera, Catrimani e Mucajaí) e no NNE (bacias dos rios Quinô, Maú e Cotingo) de Roraima. Na região nordeste o ouro encontra-se associado a diamante.

**PONTAL-TO** - Ouro relacionado a zonas de cisalhamento (Tipo XIV), onde afloram rochas granito-gnáissicas, encaixantes dos veios de quartzo mineralizados a ouro. Segundo Lacerda (1990) os ore shoots estão condicionados a uma lineação X, impressa nas rochas encaixantes e o veio de quartzo é esfumaçado e piritoso.

**ALMAS-TO** - Ouro relacionado a zonas de cisalhamento (Tipo XIV). Como os litotipos definem uma região de Greenstone Belt, admite-se ser esta a tipologia mais adequada para tal depósito (Tipo V).



### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO NETO, H. 1993. Minas, Jazidas, Depósitos, Garimpos, Ocorrências e Indícios de Ouro do Brasil. CPRM. Rel. Interno - Inédito.
- BACHE, J.J. 1982. Les gisements ol'or dans le monde L'essai de typologie quantitative. Orleans. BRGM. 101p.
- CPRM 1993. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. Manual Técnico.
- FERRAN, A. 1988. Depósito de Ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. v.III: pp. 581-588. DNPM. Brasília.
- LACERDA, H. 1990. Contribuição a Tipologia dos Depósitos Auríferos da Região Central do Brasil. Rev. Bras. Geoc. 20(1-4). 32-45.
- MEIRELES, E. de M. & SILVA, R.R.B. da 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Vol III. pp. 547-557. DNPM. Brasília.

## PLANO DIRETOR DE MINERAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM E ADJACÊNCIAS : ZONEAMENTO DAS ATIVIDADES DE LAVRA E PESQUISA MINERAL

**PEDRO EDSON LEAL BEZERRA\***  
**JOANA D'ARC CARMO AROUCK FERREIRA\***  
**ROBERTO CHAGAS DA SILVA\***  
**GARRONE HUGO SILVA\***  
**HUGO MOLLER ROESSING\***  
**ANTÔNIO CARLOS TANCREDI\*\***  
**ADONIAS PEREIRA DE ARAÚJO\***  
**EDILSON RAMOS PEREIRA\*\***  
**WILSON OLIVEIRA\*\***  
**ISAIAS LISBOA MACHADO\*\***  
**MANOEL FAUSTINO NETO\***

\* *IBGE-DIGEO/N - Tv. Angustura, 2939, Belém-Pará. CEP-66.093-040*

\*\* *SEICOM - Av. Presidente Vargas, 1020, Belém-Para. CEP-66.030*

**INTRODUÇÃO** - O presente trabalho é parte de um estudo mais amplo realizado através de convênio entre a Secretaria de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM e a Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística -IBGE, objetivando a elaboração do Plano Diretor de Mineração da Região Metropolitana de Belém. Esse Plano, fundamenta-se em um Zoneamento das Atividades de Lavra e Pesquisa Mineral, tendo como lastro o diagnóstico ambiental da região, onde foram definidos 69 sistemas ambientais que servem como referência às propostas que acompanham o referido zoneamento, o qual será apresentado nessa oportunidade em seus principais aspectos.

**LOCALIZAÇÃO DA ÁREA** - Compõe-se de uma parte continental e uma insular que abrange a parte emersa dos Municípios de Belém e Ananindeua, integrantes da Região Metropolitana de Belém, e mais os municípios de Benevides e Santa Barbara do Pará, integralizando 1.127,53 km<sup>2</sup>.

**ZONEAMENTO DAS ATIVIDADES DE LAVRA E PESQUISA MINERAL** - No zoneamento das atividades de lavra e pesquisa mineral elaborado para o Plano Diretor, em obediência à Lei de Uso do Solo do Município de Belém, encontram-se discriminados quatro conjuntos de zonas de planejamento. Tais zonas

são constituídas por um ou mais Sistemas Ambientais definidos para a área, as quais são (Figura 1):

1. ZONAS DE PRODUÇÃO MINERAL
2. ZONAS RESERVADAS PRIORITARIAMENTE AO MANEJO FLORESTAL
3. ZONAS URBANAS, DE EXPANSÃO URBANA E ESPECIAIS
4. ZONAS DE PRESERVAÇÃO POR IMPOSIÇÃO LEGAL

Foram caracterizadas 14 zonas de produção mineral (A a O), quatro zonas reservadas prioritariamente para o manejo florestal (P a S), as zonas urbanas, de expansão urbana e Especiais (T a X) e as zonas de preservação por imposição legal, que foram identificadas pela letra Z. A Figura 1 mostra esquematicamente a distribuição dessas zonas. Ressalte-se que não estão contempladas as demais atividades econômicas, porquanto o zoneamento aplica-se apenas a atividade de mineração, não sendo, portanto, excludente com relação a outras formas de uso da terra.

As ZONAS DE PRODUÇÃO MINERAL são definidas como as regiões nas quais as atividades de mineração poderão ser exercidas, encontrando-se ordenadas na legenda do mapa de zoneamento por agrupamentos de sistemas ambientais que apresentam características do meio

físico similares e, portanto, semelhante potencial mineral, identificado pelos tipos de substâncias passíveis de serem exploradas em cada zona considerada (Tabela 1).

Para os efeitos do Plano Diretor sugeriu-se que fosse estabelecido um limite à utilização dos

diversos sistemas ambientais pela mineração de modo que seja possível a preservação de amostras representativas dos seus elementos do meio físico, tendo em vista que a cobertura vegetal primitiva em todos os sistemas ambientais destinados a produção mineral já não mais existe.

Tabela 1 - Zonas de Produção Mineral, Área Total e por Município em ha, e as Substâncias Explotáveis: 1- argila p/ argamassa (barro), 2- terra preta, 3- Capa de covão, 4- piçarra, 5- pedra preta, 6- argila p/ cerâmica.

| ZONA | SUBSTÂNCIA | BELÉM | ANANINDEUA | BENEVIDES | STA. BÁRBARA | TOTAL  |
|------|------------|-------|------------|-----------|--------------|--------|
| A    | 1, 2       | 109   | 852        | 6.754     | 12.450       | 20.165 |
| B    | 1, 2       | 3.081 | 93         | -         | -            | 3.174  |
| C    | 1, 3       | -     | -          | -         | 609          | 609    |
| D    | 1, 3       | 1.603 | 25         | -         | -            | 1.628  |
| E    | 1, 2, 4, 5 | 124   | -          | 495       | 476          | 1.095  |
| F    | 1, 2, 4, 5 | 911   | -          | -         | -            | 911    |
| G    | 1, 2, 4, 5 | -     | 477        | 363       | -            | 840    |
| H    | 4, 5       | -     | -          | 3.743     | -            | 3.743  |
| I    | 4, 5       | -     | 132        | 509       | -            | 641    |
| J    | 4, 5       | 350   | -          | -         | -            | 350    |
| L    | 4, 5       | -     | -          | 2.296     | 1.770        | 4.066  |
| M    | 6          | -     | 691        | -         | -            | 691    |
| N    | 6          | 245   | 1.866      | 4.842     | -            | 6.953  |
| O    | 6          | 8.774 | 4.189      | 1.477     | 3.876        | 18.316 |

Este limite deverá ter como referência a área ocupada pela zona, a qual corresponde a soma das áreas dos seus sistemas ambientais. Um valor relativo que se poderia recomendar com razoável margem de segurança no que se refere ao suprimento das demandas atuais e futuras dos insumos minerais presentes na área, seria de 30% da área total de cada zona por município, o qual garantirá a disponibilidade de reservas minerais que excedem em proporção bastante significativa a produção historicamente obtida na região. Este valor relativo, por outro lado, corresponderá à preservação de no mínimo 70% de cada zona, o que, em última análise, significará a preservação, nesta mesma proporção, dos remanescentes da natureza anterior à ocupação humana (representada nas rochas, solos e relevo), comuns aos sistemas ambientais das zonas. A Tabela 2 mostra a área e a(s) substância(s) potencialmente exploráveis, disponíveis para a produção Mineral, caso as concessões sejam limitadas a 30% de cada Zona por Município, e, na Tabela 3, estão listados os volumes potenciais

a serem obtidos, admitindo-se, para tanto, uma profundidade média de 2 metros em cada mina. É importante esclarecer que as zonas N e O localizam-se em ecossistemas de várzeas (rio Guamá e Estuário Guajarinó, respectivamente) onde não foi possível determinar os volumes potenciais, tendo em vista a dificuldade em se definir as áreas de preservação permanente impostas pelo código florestal.

É importante também a definição de um limite em termos de área máxima na qual os trabalhos de lavra poderão se estender de forma contínua em cada concessão, uma vez que, quanto maior a área explorada mais numerosos e de maiores magnitudes serão os impactos ambientais. A limitação das frentes de lavra em 25 ha justifica-se tendo em vista a constatação de que, em sítios de extração mineral de grandes extensões, como o situado na área do cemitério Recanto da Saudade, com dimensões de 60,2250 ha, é onde se configura o maior número de impactos ambientais em uma mesma área de extração

mineral, sendo todos de magnitude forte, e, de longo, o Sistema Ambiental mais intensamente degradado pela mineração.

Tabela 2 - Áreas Máximas Recomendadas para Licenciamento em cada Zona por Município em ha.

| ZONA | BELÉM   | ANANINDEUA | BENEVIDES | STA. BÁRBARA | TOTAL   |
|------|---------|------------|-----------|--------------|---------|
| A    | 32,7    | 255,6      | 2.026,2   | 3.735,0      | 6.049,5 |
| B    | 924,3   | 27,9       | -         | -            | 952,3   |
| C    | -       | -          | -         | 182,7        | 182,7   |
| D    | 480,9   | 7,5        | -         | -            | 488,4   |
| E    | 37,2    | -          | 148,5     | 142,8        | 328,5   |
| F    | 273,3   | -          | -         | -            | 273,3   |
| G    | -       | 143,1      | 108,9     | -            | 252,0   |
| H    | -       | -          | 1.122,9   | -            | 1.122,9 |
| I    | -       | 39,6       | 152,7     | -            | 192,3   |
| J    | 105,0   | -          | -         | -            | 105,0   |
| L    | -       | -          | 688,8     | 531,0        | 1.219,8 |
| M    | -       | 207,3      | -         | -            | 207,3   |
| N    | 73,5    | 559,8      | 1.452,6   | -            | 2.085,9 |
| O    | 2.632,2 | 1.256,7    | 443,1     | 1.162,8      | 5.494,8 |

Tabela 3 - Produção Potencial em m<sup>3</sup> das Zonas de Produção Mineral.

| ZONA | BELÉM      | ANANINDEUA | BENEVIDES  | STA. BÁRBARA | TOTAL       |
|------|------------|------------|------------|--------------|-------------|
| A    | 654.000    | 5.112.000  | 40.524.000 | 74.700.000   | 120.590.000 |
| B    | 18.486.000 | 558.000    | -          | -            | 19.044.000  |
| C    | -          | -          | -          | 3.654.000    | 3.654.000   |
| D    | 9.618.000  | 150.000    | -          | -            | 9.768.000   |
| E    | 744.000    | -          | 2.970.000  | 2.856.000    | 6.570.000   |
| F    | 5.466.000  | -          | -          | -            | 5.466.000   |
| G    | -          | 2.862.000  | 2.178.000  | -            | 5.040.000   |
| H    | -          | -          | 22.458.000 | -            | 22.458.000  |
| I    | -          | 792.000    | 3.054.000  | -            | 3.846.000   |
| J    | 2.100.000  | -          | -          | -            | 2.100.000   |
| L    | -          | -          | 13.776.000 | 10.620.000   | 24.396.000  |
| M    | -          | 4.146.000  | -          | -            | 4.146.000   |

Por outro lado a grande maioria das áreas de extração está longe de atingir 25 ha em termos de extensão em superfície, porquanto a área média dos jazimentos cadastrados é de cerca de 7 ha.

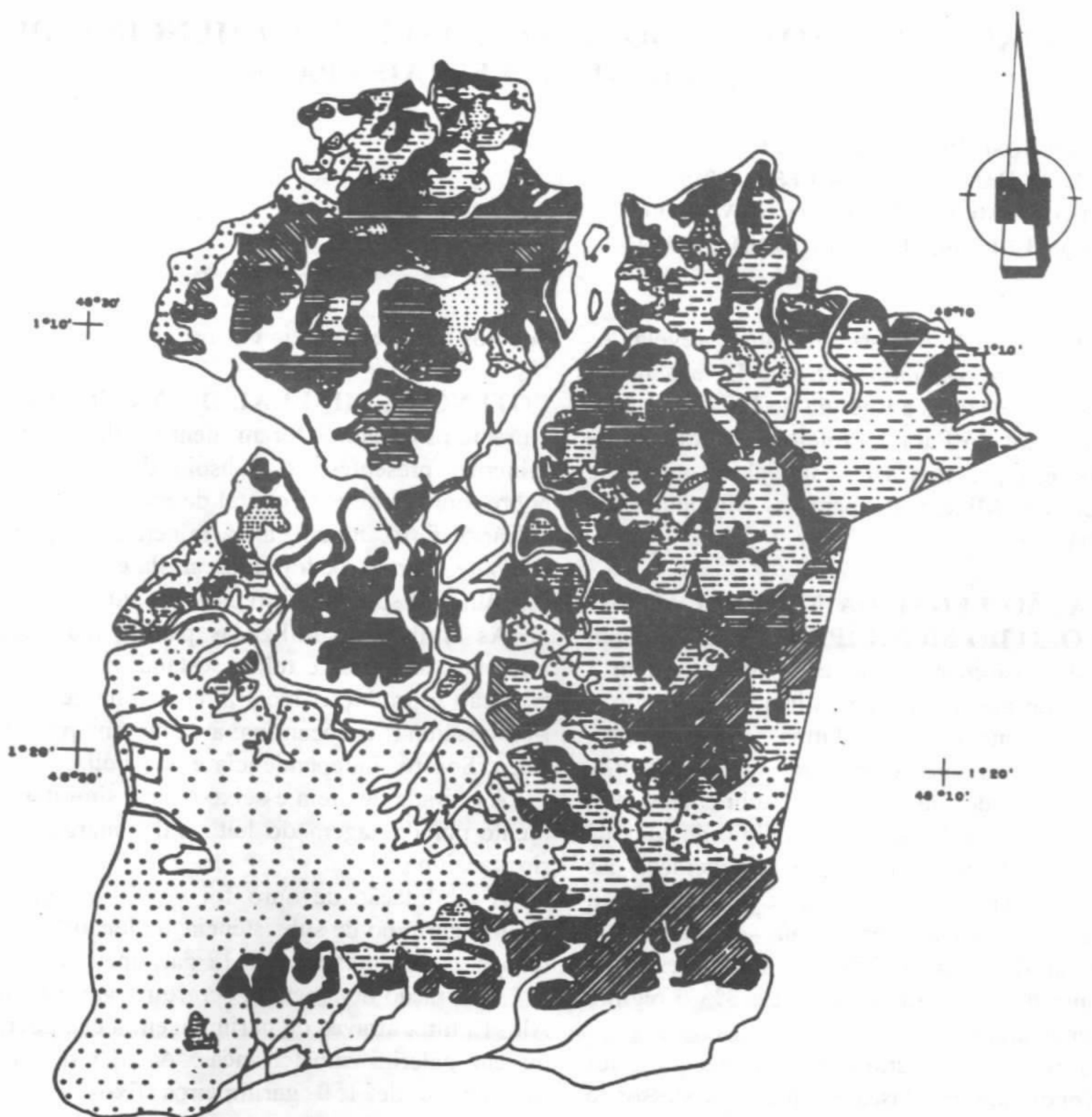


FIG. 01 ZONEAMENTO DAS ATIVIDADES DE PESQUISA E LAVRA MINERAL

ZONAS DE PRODUÇÃO MINERAL

ARSLA, TERRA PRETA

AREIA, CAPA DE CONHO

ARSLA, PICARRA, PEDRA PRETA, TERRA PRETA

PICARRA, PEDRA PRETA

ARSLA P/ CERÂMICA, TERRA PRETA

ARSLA P/ CERÂMICA, TERRA PRETA DE VÁRZEA

ZONAS RESERVADAS PRIORITARIAMENTE AO MANEJO FLORESTAL

ZONAS RESERVADAS A OUTRAS FORMAS DE USO DA TERRA

ZONAS DE PRESERVAÇÃO POR IMPOSIÇÃO LEGAL



## AVALIAÇÃO ECONÔMICA DO SETOR MINERAL NO MUNICÍPIO DE MARABÁ, SUDESTE DO ESTADO PARÁ

**WAGNER JOSÉ PINHEIRO COSTA**

**JOSÉ LUIZ BASTOS RODRIGUES** - *SERMIN/DMME-PA*

**IVALDO RAIMUNDO PINTO DA SILVA** - *DGL/UFPA*

**HAILTON LUIS SIQUEIRA DA IGREJA** - *DMME-PA*

**INTRODUÇÃO** - Esse trabalho revela os resultados do convênio entre a Delegacia do Ministério de Minas e Energia do Pará, Universidade Federal do Pará e Prefeitura Municipal de Marabá e, representa a fase inicial de um Plano Diretor de Mineração para o Município de Marabá.

**SITUAÇÃO LEGAL DA MINERAÇÃO NO SUBSOLO DO MUNICÍPIO** - De acordo com a legislação mineral vigente no país, existem 5 regimes de acesso ao bem mineral, incluindo o regime de monopólio (Mattos, 1987; Mattos, 1993). O levantamento realizado na DMME-PA, entre o período de 1969 e outubro de 1993, mostrou que o subsolo do Município de Marabá apresenta 171 áreas oneradas pela mineração das quais 17% representam o regime de autorização de pesquisa, 14% representam o regime de permissão de lavra garimpeira, 4% representam o regime de concessão de Lavra e 3% o regime de licenciamento.

No regime de autorização de pesquisa foi possível distinguir 3 fases em que os processos se encontram: a fase de requerimento de pesquisa com 99 áreas oneradas, a fase de relatório de pesquisa publicado com 36 áreas oneradas e a fase de relatório de pesquisa aprovado com 1 área onerada.

O regime de permissão de lavra garimpeira apresenta 24 requerimentos, sendo 22 para ouro, 1 para cristal de rocha e 1 para ametista.

O regime de concessão de lavra apresenta 6 portarias, assim distribuídas: 1 portaria pertence ao Projeto Salobo (CVRD/Anglo América), 1 portaria para a Água Mineral Carajás, 1 portaria para o quartzito da Camargo Correa Metais e 3 portarias referentes ao manganês da Serra do Buritirama (Tomiole Busnello).

O regime de licenciamento apresenta 5 requerimentos, sendo 2 pedidos para argila, 2

pedidos para seixo/areia e 1 pedido para areia.

**POTENCIAL MINERAL DO MUNICÍPIO** - Durante os trabalhos foram identificados 14 bens minerais presentes no subsolo do município: cobre, ouro, ametista, cristal de rocha, quartzito, calcário, ferro, níquel, água mineral, manganês, seixo de quartzito, pedra preta, argila e areia. Desse minerais somente oito estão sendo extraídos.

As argilas são utilizadas para a fabricação artesanal de tijolos e telhas, estando as áreas de extração e produção localizadas às margens dos rios Itacaiúnas e Tocantins: área do Amapá, Vila Socó, Sororó, Independência e São Félix.

A retirada de areia e seixo ocorre simultaneamente por dragagem do leito e das margens do rio Itacaiúnas.

A exploração de ouro foi verificada apenas em um garimpo de subsistência, na localidade de taboca, com a presença de 12 garimpeiros.

A extração de ametista ocorre no garimpo de Alto Bonito, através da garimpagem a céu aberto ou em galerias subterrâneas. A mão de obra estimada é de 150 garimpeiros fixos e 1000 flutuantes.

A Água Mineral Carajás, apresenta 2 fontes em funcionamento, com vazões de 20 l/min e 25 l/min, sendo comercializada em garrafas de 20 l e garrafas de 1 l, 500 ml e 250 ml. A indústria possui atualmente cerca de 20 funcionários.

O quartzito é extraído da Serra do Vaqueiro, área da CVRD que foi arrendada pela Camargo Correa Metais; o desmonte é feito por explosivos ou manualmente, sendo o minério transportado para a usina da empresa no Município de Tucuruí.

O manganês é retirado da Serra do Buritirama, com reserva total de 16.883.139 t e produção inicial estimada em 40.000 t/mês. A implantação do projeto ocorrerá em 3 fases distintas a partir de 1994.

**AVALIAÇÃO ECONÔMICA DO SETOR MINERAL** - Segundo a legislação mineral vigente no país, podem incidir 3 impostos no momento que se comercializa um bem mineral: Imposto sobre Circulação de Mercadorias e Prestação de Serviços (ICMS), Compensação Financeira pela Exploração de Recursos Minerais (CFEM) e Imposto sobre Operações Financeiras (IOF, no caso do ouro) (Vale et al., 1992).

De acordo com as informações obtidas nas áreas que estão sendo explotadas e, considerando os preços de pauta (agosto/1993) dos bens minerais, fornecidos pela 3ª Região Fiscal (SEFA), foi possível fazer uma estimativa da arrecadação tributária do setor mineral no Município de Marabá. Desta forma, os dados levantados, mostraram que a tributação dos oito bens minerais comercializados, gerariam para os cofres do município a quantia de US\$782.158,00 por ano (Figura 01).

Em termos comparativos da arrecadação de ICMS no setor primário do Município de Marabá, o setor mineral representa atualmente cerca de

3% da economia do município, ficando atrás dos setores madeireiro (49%), pecuário (27%) e agrícola (21%) (Figura 02).

**CONCLUSÕES E SUGESTÕES** - Os trabalhos realizados permitiram identificar 14 bens minerais no subsolo do Município de Marabá;

- Das 171 áreas oneradas pela mineração, muitas estão sendo mineradas irregularmente, haja visto a presença de somente 6 portarias de lavras e nem um outro tipo de permissão legal para extração mineral;

- Os dados mostraram que a organização do setor mineral no município geraria divisas mínimas de US\$782.000,00/ano. Esse valor será substancialmente elevado com a entrada em operação do Projeto Cobre Salobo (CVRD);

- É necessário estabelecer diretrizes para o setor mineral do Município de Marabá, visando o aproveitamento racional dos recursos minerais, a diminuição dos danos ambientais causados pela mineração e a melhoria das condições de vida da população.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MATTOS, H.C. - 1987 - Código de mineração e legislação correlativa. Edição revisada com índice remissivo. Brasília, DNPM/DFPM. 333p.
- MATTOS, H.C. - Curso de legislação mineral. Brasília, DNPM/MME - Consultoria Jurídica.

198p.

- VALE, E.; BRAZ, E.; CARVALHO, O. - 1992 - Avaliação da carga tributária incidente sobre o setor mineral. Estudo de política e economia mineral - 6. Brasília, CPRM/DNPM (MME/SMM). 169p.

| PRODUTO        | PRODUÇÃO ESTIMADA ANO | PREÇO DO PRODUTO US\$ | ICMS/ANO (PROVAVEL COTA DO MUNICIPIO) US\$ | CFEM/ANO (PROVAVEL COTA DO MUNICIPIO) US\$ | IOF/ANO (PROVAVEL COTA DO MUNICIPIO) US\$ | TOTAL          |
|----------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------|----------------|
| AREIA          | 47.520m <sup>3</sup>  | 5/m <sup>3</sup>      | 12.454                                     | 2.455                                      | -                                         | 14.909         |
| SEIXO          | 13.200m <sup>3</sup>  | 4,2/m <sup>3</sup>    |                                            |                                            |                                           |                |
| QUARTZITO      | 48.000t               | 25/t                  | 51.000                                     | 15.600                                     | -                                         | 66.600         |
| MANGANES       | 480.000t              | 20/t                  | 400.000                                    | 187.200                                    | -                                         | 595.200        |
| AMETISTA DE 1ª | 1,00t                 | 200/Kg                | 41.310                                     | 1.263                                      | -                                         | 42.573         |
| AMETISTA DE 2ª | 7,20t                 | 100/Kg                |                                            |                                            |                                           |                |
| AMETISTA DE 3ª | 18t                   | 2/Kg                  |                                            |                                            |                                           |                |
| ÁGUA MINERAL   | 1.838.352l            | 0,04/l                | 3.374                                      | 1.032                                      | -                                         | 4.406          |
| TIJOLO         | 56.786 MIL            | 15,36/MIL             | 45.269                                     | 13.112                                     | -                                         | 58.381         |
| TELHA          | 6.261 MIL             | 25,45/MIL             |                                            |                                            |                                           |                |
| OURO           | 1,188t                | 10,69/g               | -                                          | -                                          | 89                                        | 89             |
| <b>TOTAL</b>   |                       |                       | <b>561.407</b>                             | <b>220.662</b>                             | <b>89</b>                                 | <b>782.158</b> |

Figura 01 - Segundo os cálculos estimativos a Prefeitura de Marabá poderia arrecadar cerca de US\$782.158,00 por ano, através da arrecadação de impostos devidos na comercialização mineral.

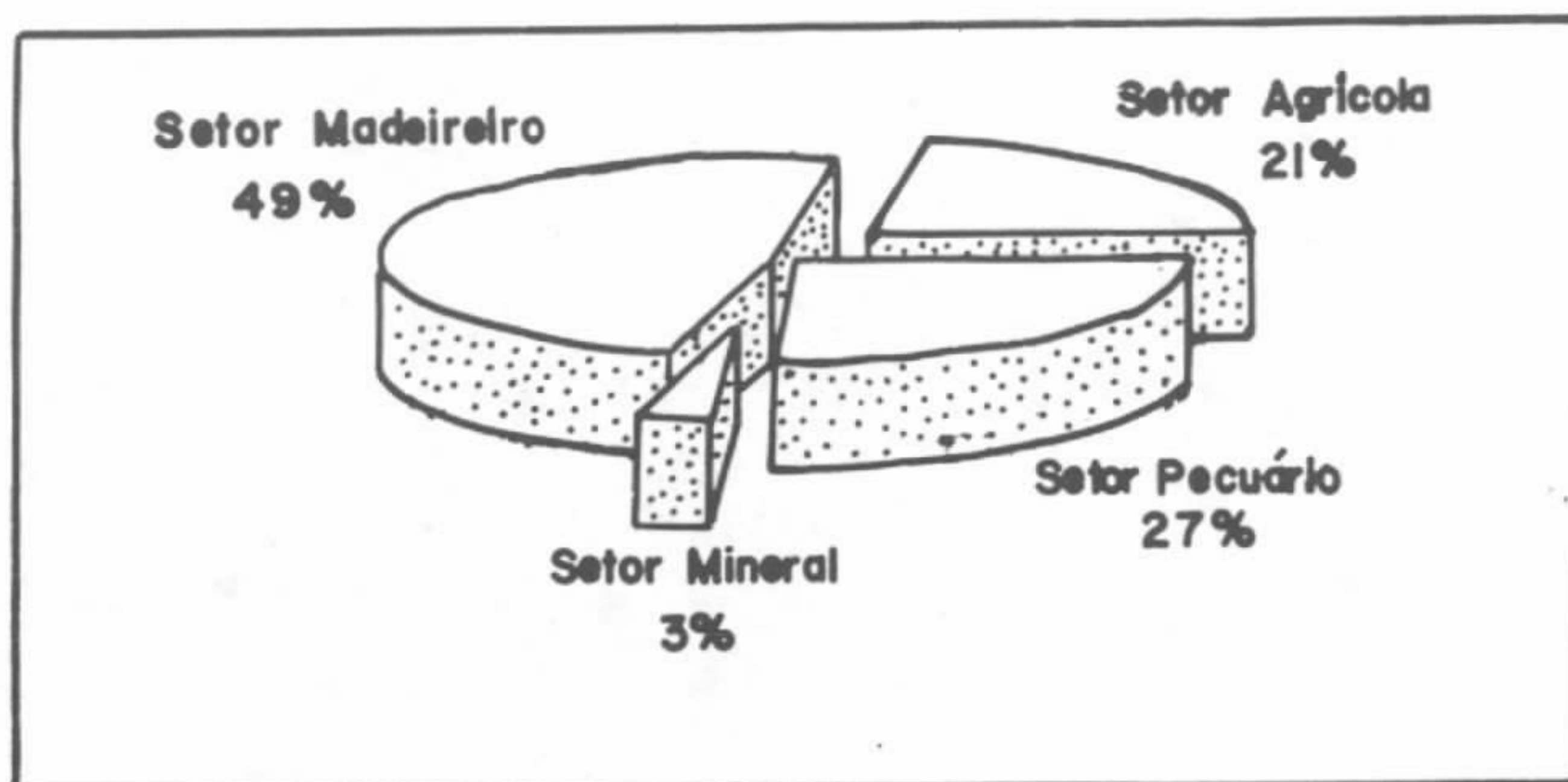


Figura 02 - Comparação entre o ICMS/ano arrecadado no setor primário do Município de Marabá.



## COBERTURA CAOLÍNICA DA REGIÃO DO BAIXO RIO JARI - PROPOSTA DE EVOLUÇÃO

**ADALCILÉIO LÚCIO DE S. DUARTE & BASILE KOTSCHOUBEY**

*Centro de Geociências/ UFPA - Belém, Pará.*

**INTRODUÇÃO** - Os depósitos de caolim do Morro do Felipe localizados no município de Mazagão no Estado do Amapá, a 400 Km a noroeste de Belém do Pará, distribuem-se numa área total de aproximadamente 10.000 hectares próximo à margem esquerda do rio Jari. A área mineralizada comporta uma sucessão de platôs dissecados separados por vales encaixados que se estendem na direção WNW / ESE. Os tabuleiros mais elevados com altitude de cerca de 250 m localizam-se nas proximidades do rio Jari. O seu topo corresponderia à superfície de aplainamento Sul-Americana do Terciário Inferior (King, 1956 in João et al., 1975). Em direção a ESE a altitude dos platôs diminui gradativamente até a bacia do rio Cajari. O contexto geológico resume-se a arenitos comumente argilosos com intercalações de argilitos e conglomerados da Formação Alter do Chão do Cretáceo, depósitos aluvionares e coberturas lateríticas.

**TRABALHOS ANTERIORES** - A gênese e classificação do caolim do Morro do Felipe foram assuntos de vários trabalhos: Klammer (1971, in Murray & Partridge, 1981), Eisenlohr (1975, in Keller, 1978), Silva & Duarte (1983), Coura et al. (1986), Maruo (1987), atribuíram a este caolim uma origem sedimentar. Segundo estes autores, o caolim gerado por alteração de rochas cristalinas no Escudo das Guianas teria sido transportado por cursos d'água e depositado numa bacia interna, de caráter lacustre. No entanto, Suszczyński (1975) e Murray & Partridge (1981) sem descartar totalmente esta hipótese ressaltaram que uma genese parcial ou totalmente "in situ" por alteração intempérica de sedimentos siliciclásticos parecia mais provável.

**COBERTURA CAOLÍNICA** - O perfil do manto caolínico do Morro do Felipe consiste, da base para o topo, nos seguintes horizontes :

**SUBSTRATO ARENÍTICO:** Trata-se de arenito

argiloso alterado da Formação Alter do Chão apresentando comumente estratificação cruzada. Os grãos de quartzo exibem boa homogeneidade granulométrica. A matriz é essencialmente caolinítica e contém notável quantidade de mica.

**HORIZONTE CAOLÍNICO** Com uma espessura de até 30 metros, este horizonte pode ser dividido em três zonas, ou seja:

**-caolim inferior-** Com espessura média de 5 m esta zona apresenta feições manchadas na forma de bandas difusas encurvadas ou onduladas de coloração avermelhada a lilas. Estas bandas destacadas na massa branca do caolim provêm da segregação de óxido de ferro resultante das oscilações do nível freático durante o progressivo rebaixamento deste até a sua posição atual. O caolim desta zona é, via de regra, denso, pouco poroso, maleável e plástico em presença de água.

**-zona arenosa** Este nível possui cerca de 1 m de espessura e é constituído sobretudo de grãos de quartzo sub-arredondados a angulosos, parcialmente corroídos, de diâmetro muito variável (de 0,1 a 2,5 mm). A matriz caolinítica é pouco abundante. Distingue-se neste nível uma alternância de leitos de 1 a 3cm de espessura exibindo colorações variadas (azulada, avermelhada, amarelada e branca).

**-caolim superior** Esta espessa zona caolinica (15m em média) é maciça porém comporta numerosas figuras de difusão e segregação do ferro sob a forma de manchas e aureolas zonadas (anéis de Liesegang) de dimensões centimétricas a métricas. O caolim é duro e exibe uma fratura concoidal. Embora bastante poroso, ele não se desagrega n'água. No topo deste nível, numa espessura da ordem de 2 m, o caolim encontra-se em grande parte substituído por argila terrosa amarelada preenchendo fissuras verticais e isolando porções colunares de caolim até o quase total desaparecimento deste. Pequenos nodulos ferruginosos marcam geralmente esta zona de contato com a crosta sobreposta.

### CROSTA LATERÍTICA

Trata-se de uma crosta descontínua com estrutura grosseiramente colunar de até 3 m de espessura e de composição predominantemente ferruginosa. Cavidades tubulares sub-verticais encontram-se preenchidas por material argiloso avermelhado contendo raros grânulos de bauxita. A própria crosta é bastante porosa devido à presença de inúmeros poros móldicos provenientes da dissolução de grãos de quartzo, cujos restos podem ainda ser observados. Alguns destes poros são preenchidos por gibbsita macrocristalina maclada. Localmente, a crosta mostra estruturas de tipo "box-work" devido ao preenchimento por oxi-hidróxidos de ferro de fraturas e fissuras, e posterior dissolução do material caolinítico intersticial.

### HORIZONTE NODULAR

Este horizonte é raramente observado em afloramento, possui espessura de até 2 m e é constituído de nódulos lateríticos centimétricos de forma irregular, envoltos em abundante matriz caolinítica com gibbsita subordinada e pouco quartzo. Os nódulos apresentam normalmente uma textura brechóide. Neles os fragmentos sub-milimétricos a centimétricos de crosta ferruginosa encontram-se imersos em matriz bauxítica rosada, algo grumosa e porosa. Alguns desses fragmentos desenvolvem nas suas bordas córtex goethíticos. Fissuras e pequenas cavidades, frequentes nesses nódulos, são preenchidas ou revestidas por bauxita densa, de aspecto porcelanado e coloração esbranquiçada.

### HORIZONTE DE CASCALHO

Encontrado com maior frequência que o anterior este horizonte repousa em contato brusco seja sobre o nível nodular, seja diretamente sobre o caolim. Consiste numa acumulação de pequenos fragmentos arredondados de bauxita porcelanada clara. O cascalho forma um arcabouço fechado e a matriz caolinito-gibbsítica é pouco abundante. O contato com o capeamento argiloso é igualmente brusco.

### CAPEAMENTO - ARGILA DE BELTERRA

Trata-se de um pacote argiloso de até 8 m de espessura, apresentando coloração avermelhada a amarelada, consistência terrosa e alta porosidade.

Muito homogêneo e sem estruturas sedimentares perceptíveis, ele exhibe características típicas de latossolo. Composto essencialmente de caolinita mal cristalizada e de gibbsita cujo teor alcança 40 %, ele contém pouco quartzo (< 5 %). Os oxi-hidróxidos de ferro constituem de 6 a 7 % do material, enquanto que o anatásio mostra-se bastante abundante (até cerca de 3 %). Na base deste pacote argiloso encontram-se dispersos raros e pequenos grânulos de bauxita porcelanada e de laterita. Localmente na parte superior do capeamento, observam-se zonas métricas altamente desferrificadas. Embora a sua distribuição e forma lembrem preenchimentos de paleo-depressões irregulares ou paleocanais, trata-se apenas de feições resultando de intensa lixiviação do ferro e da sua transferência a maior profundidade, sem demais modificações mineralógicas. O ferro mobilizado concentra-se numa franja de alguns centímetros de espessura, que marca a base dessas zonas.

**COMPOSIÇÃO DO CAOLIM** - O caolim do Morro do Felipe compõe-se basicamente de caolinita e quantidade de quartzo normalmente inferior a 5 %. O conteúdo de oxi-hidroxidos de ferro é mínimo (< 1 %) no caolim de alta pureza e o de anatásio varia de inferior a 1 até 3 %. Traços de mica podem ser encontrados eventualmente em níveis inferiores. As análises por difração de raios X mostraram que a caolinita não corresponde ao tipo dito "bem cristalizado" e sim tende para o tipo "fire-clay" indicativo de desordem estrutural ao longo do eixo b nos cristais (Dimanche et al., 1974). Coura et al. (1986) apontaram a substituição parcial de Al por Fe como responsável por essa desordem. A espectroscopia de I.V. confirmou a tendência para "fire-clay", indicando poré uma desordem estrutural limitada. As análises químicas mostraram que mesmo o caolim branco, de alta pureza, contém comumente um teor de  $Fe_2O_3$  da ordem de 2 a 3 %, o que não parece corresponder ao conteúdo ínfimo de oxi-hidroxidos de ferro reconhecido na rocha. Esta discrepância poderia confirmar a presença de Fe na estrutura da caolinita. Em microscopia ótica o caolim aparece como uma massa homogênea de granulação extremamente fina contendo, além de grãos de quartzo corroidos, raras partículas de um filossil-

cato degradado não reconhecível (mica ou caolinita). Essas observações são coerentes com as descrições de Coura et al. (1986) que constataram que a maior parte dos cristaltos de caolinita possui diâmetro de 0,1 a 0,5  $\mu\text{m}$  e que não existem neste caolim estruturas de tipo "sanfona".

**EVOLUÇÃO DA COBERTURA DE ALTERAÇÃO E GÊNESE DO CAOLIM** - A existência de vários horizontes bem individualizados e sua composição sugerem que a evolução do manto intempérico foi complexa. Ademais, observa-se neste certa semelhança com a cobertura bauxítica desenvolvida sobre sedimentos em toda a Amazônia Oriental. Apesar de não haver sinais de bauxitização abaixo da crosta ferruginosa, estes são claros acima dela, no horizonte nodular e no horizonte de cascalho. A distribuição e os contatos bruscos deste último com os horizontes sobre e sotoposto sugerem para ele uma origem coluvial. O capeamento por sua vez, embora se apresente hoje como um latossolo gibbsítico, é provavelmente derivado de sedimentos argilo-arenosos, depositados sobre o manto laterítico e posteriormente alterados e homogeneizados. Mais recentemente, a acumulação de matéria orgânica em superfície gerou, em alguns locais, condições redutoras e ácidas propícias para a desferrificação da parte superior do capeamento e a concentração de Fe em profundidade na forma de delgado nível semelhante aos que ocorrem normalmente nos placossolos.

Com base no exposto, propõe-se, preliminarmente, as seguintes fases de evolução para o manto de alteração:

- Formação da crosta ferruginosa, em condições podzólicas, por impregnação de sedimentos da Formação Alter do Chão por oxi-hidroxidos de ferro.
- Bauxitização, em condições mais úmidas, da parte superior da crosta ferruginosa e dos depósitos sobrepostos oriundos em parte do desmantelamento desta.
- Desmantelamento de maior parte de crosta ferruginosa.

Retrabalhamento e redistribuição dos fragmentos de bauxita sob a forma de um extenso manto

coluvial.

- Deposição de sedimentos argilo - arenosos, possivelmente na forma de fluxos de massa gerados em condições de reativação tectônica. Esses sedimentos poderiam provir da zona saprolítica de áreas soerguidas.
- Transformação progressiva do capeamento em latossolo gibbsítico.

Quanto ao próprio caolim, nenhuma evidência de campo permite desvinculá-lo da Formação Alter do Chão para a qual ele passa progressivamente em profundidade. Opta-se, portanto, para uma formação "in situ" do caolim a partir da alteração de argilitos algo arenosos dessa formação. O vínculo com o quadro laterítico seria, no entanto, apenas indireto. Com efeito, a lateritização/bauxitização, mesmo intensa, não explica a considerável espessura de caolim. Parece mais provável que transformação dos sedimentos argilosos em caolim seja devida ao gradativo rebaixamento do lençol freático a medida que a região toda sofria soerguimento sob efeito de movimentos epirogenéticos. Tal atividade tectônica ocorreu, com efeito no Terciário Superior e no Quaternário na Amazônia Oriental. As condições mais redutoras na zona saturada permitiram que, concomitantemente com o gradativo rebaixamento do nível de base, o ferro fosse mobilizado e em seguida eliminado do perfil. Os argilo-minerais contidos nos sedimentos Alter do Chão foram, nessas condições, alterados e decompostos, formando-se um gel alumino-silicoso liberado de qualquer outro cation. A evolução posterior do gel (dessecação e cristalização) levou finalmente à formação de diminutos cristaltos intercrescidos de caolinita.

O perfil caolínico seria, portanto, apenas um exemplo de alteração profunda (Petrov, 1991). A sua evolução polifásica teria sido controlada por variações climáticas e, principalmente em que concerne o próprio caolim, por movimentos tectônicos.

**AGRADECIMENTOS** - Os autores são gratos à Companhia Caulim da Amazônia S/A pela oportunidade de realizar o presente trabalho e pelo apoio logístico. Agradecem igualmente ao Geólogo C.A. Sá Pereira pela sua colaboração e ajuda na fase de campo.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COURA, F.; MEORI, E.N. & KERN, R.S. 1986. Geologia do caolim do Jari. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v. 5 p. 2284-22...
- DIMANCHE, F.; RASSEL, A.; TARTE, P.; THOREZ, J. 1974. The Kaolins: Mineralogy, Deposits, Uses. Minerals Sci. Engng 6 (4) : 184-203
- JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.L.; PASTANA, J.M.N.; LOBATO, T.A.M. 1975. Reconhecimento Geológico do Domínio Oiapoque-Jari. In: Conferência Geológica Interguianas, 10, Belém, 1975. Anais... Belém, DNPM, p. 241-266.
- KELLER, W.D. 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron Micrografs. Clays an Clay Minerals. v.26 (1): 1-20.
- MARUO, J. 1989. Caolim. Minérios. Outubro/89. p. 28-29.
- MURRAY, H.; PATRIDGE, P., 1981. Genesis of Rio Jari Kaolin. In: Developments in Sedimentology, 35, Intern. Clay Conference 1981, p. 279-291.
- SILVA, S.P. & DUARTE, A.L.S. 1983. Depósito de Caolim do Morro do Felipe, Município de Mazagão - Amapá. Relatório. nº1734. DNPM. 12 p.
- PETROV, V.P. 1991. The Nature of thick zones of paleoweathering. International Geology Review, 33 (1) : 49-61.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1975. Os Recursos Mine-rais e Potenciais do Brasil e sua Metalogenia, Rio de Janeiro, Interciências. 536 p.

## A METALOGENIA PRELIMINAR DOS ESTADOS DO PARÁ E AMAPÁ

MARIA TELMA LINS FARACO E JOSÉ MARIA DE AZEVEDO CARVALHO - CPRM-Belém

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho objetiva mostrar a distribuição das mineralizações até então conhecidas no Pará e Amapá, relacionando-as aos seus respectivos ambientes geo-tectônicos, a fim de classificá-las em unidades metalogenéticas distintas e estabelecer uma síntese preliminar da metalogenia nos dois estados. O esboço tectono-geológico (Figura 1) e a distribuição das **províncias e distritos metalogênicos** e das **áreas mineralizadas**, resultam da integração de vários trabalhos realizados pela CPRM. Na porção setentrional do Pará e no Amapá, foram utilizadas as informações provenientes do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Nas regiões de Carajás, Sul do Pará e Gurupi, considerou-se todas as categorias de dados geológicos oriundos do Programa Levantamentos Geológicos Básicos-Programa Grande Carajás. Na região do Tapajós, as informações provêm do Projeto Ouro-Gemas. Nas áreas desprovidas de mapeamento pela CPRM, utilizou-se o Mapa Geológico do Brasil (Schobbenhaus et al., 1981).

**UNIDADES TECTONO-GEOLÓGICAS** - A divisão tectono-geológica proposta contempla a interação dos diversos trabalhos realizados nos dois estados, em diferentes graus de conhecimento, resultando na caracterização de terrenos pertencentes a três unidades geotectônicas maiores: **Núcleos Antigos**, **Cinturões de Cisalhamento** e **Coberturas Plataformais**. Os **Núcleos Antigos** consistem de sequências tipo *greenstone belts* ou similares e de granitóides TTG, pouco deformados. Os **Cinturões de Cisalhamento** envolvem *greenstone belts*, *gnaisse TTG*, *complexos de médio a alto grau*, *sequências metassedimentares* e *corpos máfico-ultramáficos alóctones*, alojados nessas últimas sequências. A carência de mapeamento geológico não permite a caracterização de outros prováveis núcleos mais preservados à deformação, daí as amplas áreas consideradas principalmente como *gnaisse TTG*. As **Coberturas Plataformais** compreendem sequências sedimentares desde árqueo-proterozóicas (aquelas associadas especialmente aos *greenstone belts* ou similares) a

quaternárias, além de *suites vulcânicas proterozóicas*. As **Suites Plutônicas** estão divididas, grosso modo, em função de seus caracteres petrológicos mais amplos. O esboço tectono-geológico apresentado norteia a caracterização das unidades metalogenéticas propostas a seguir.

**UNIDADES METALOGENÉTICAS** - As informações disponíveis acerca das mineralizações e o atual nível de conhecimento geológico nos dois estados, são insuficientes para se estabelecer um panorama seguro de sua metalogenia. No entanto, a interação de todas as categorias de dados geológicos existentes, permite que se classifique as diversas regiões mineralizadas em três categorias distintas (Petrascheck, 1965): **Províncias**, **Distritos** e **Áreas Mineralizadas**. Assim, foram individualizados quatro províncias metalogenéticas, trinta distritos e oito áreas mineralizadas de categorias não especificadas (Figura 2). A **Província Metalogenética do Amapá-NW do Pará** é constituída por seis distritos e uma área mineralizada (**Área Cromitífera do Igarapé do Breu**). Os **Distritos Auríferos do Tartarugalzinho, Serra do Navio/Vila Nova e do Cupixi**, e o **Distrito Manganífero da Serra do Navio**, relacionam-se a sequências tipo "*greenstone belts*", em terrenos de Núcleos Antigos; enquanto que os **Distritos Auríferos do Cassiporé e da Serra do Ipitinga** associam-se a essas sequências, porém inseridas em Cinturões de Cisalhamento. A **Província Aurífera do Gurupi** apresenta as mineralizações geneticamente associadas à *greenstone belt* de Núcleos Antigos e seus equivalentes em Cinturão de Cisalhamento. Não pertencentes a estas províncias, porém em seus espaços geográficos, ocorrem mineralizações auríferas relacionadas a *suites plutônicas graníticas*. A **Província Metalogenética do Carajás-Sul do Pará** é constituída por quatorze distritos e uma área mineralizada (**Área Cromitífera do Luanga**). Afora os **Distritos Auríferos de Tucumã, Andorinhas e Cumaru**, que se encontram em *greenstone belts* de Núcleos Antigos, os demais distritos estão associados a *greenstone* em Cinturões de Cisalhamento. A **Província Aurífera do Tapajós**

reúne as mineralizações cuja gênese está ligada às suítes graníticas proterozóicas. Os distritos e áreas mineralizadas não geneticamente relacionados a qualquer das quatro províncias aqui caracterizadas, estão agrupados como **Demais Distritos e Demais Áreas**, ainda que, geograficamente, encontrem-se no âmbito de alguma delas, como é o caso do **Distrito Manganífero do Azul**, em sequência sedimentar árqueo-proterozóica das Coberturas Plataformais, o **Distrito Niquelífero do Vermelho, Onça e Puma**, originado em suíte máfico-ultramáfica acamadada e o **Distrito Estanífero do Xingu**, associado às suítes plutônicas graníticas à sienograníticas. Relacionado às sequências sedimentares terciárias estão os **Distritos Bauxitíferos do Trombetas-Nhamundá, Bauxitífero-Caulínico de Almeirim-Jari e Paragominas-Capim**, além do **Distrito Calcáreo de Pirabas**. O **Distrito Calcáreo-Gipsítico-Halítico do Tapajós** relaciona-se às sequências sedimentares paleozóicas, enquanto que o **Distrito Aurífero de Três Palmeiras** aos *greenstone belts* em Cinturão de Cisalhamento e o de **Madalena** a suítes

plutônicas graníticas. Classificadas como **Demais Áreas Mineralizadas**, estão a **Área Estanífera do Igarapé Santidade** (suíte plutônica granítica à sienogranítica), a **Área Titanífera da Serra do Maicuru** (suíte ultramáfica alcalina carbonatítica), a **Área Aurífera do Manelão** (*greenstone* em Cinturão de Cisalhamento). A **Área Diamantífera do Oeste da Bacia do Parnaíba** e a **Área Calcárea do Araguaia**, encontram-se em sequências sedimentares paleozóicas, enquanto que a **Área de Cristal de Rocha** está inserida em sequências metassedimentares no contexto de Cinturão de Cisalhamento. As áreas de granito em exploração e as de material de construção, bem como as demais ocorrências minerais isoladas, estão igualmente registradas na figura 2.

**AGRADECIMENTOS** - Os autores agradecem a colaboração que receberam dos geólogos João Henrique Gonçalves, Ruy Célio Martins e Tomaz de Aquino M. Lobato, da CPRM-Belém, durante os diversos estágios da elaboração deste trabalho.

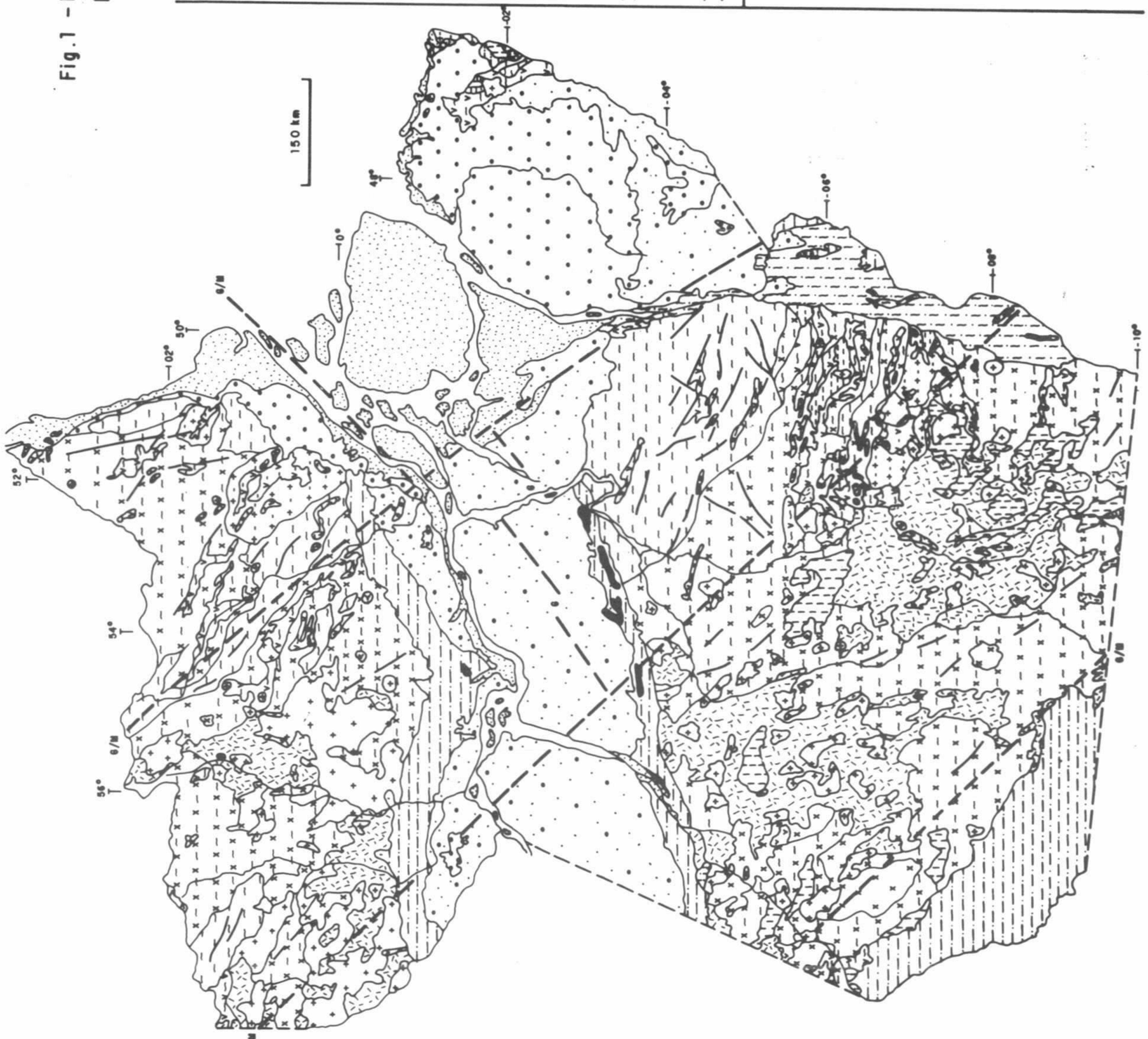
#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Belém, DNPM/CPRM, 164p. il.
- ✂ CARVALHO, J.M.A. 1984. Carta Metalogenética, Tumucumaque / Folha NA.21. Belém, DNPM/CPRM.
- ✂ CARVALHO, J.M.A. 1984. Carta Metalogenética, Macapá, Folha NA/NB.22. Belém, DNPM/CPRM.
- DAMASCENO, B.C., CONCEIÇÃO, A.L., AMARAL, J.A.F., RICCI, P.S.F., PASTANA, J.M.N., SANTOS, A., SOUZA, A.M.M. 1992. Projeto Ouro Gemas: relatório de progresso. Belém: CPRM, il.
- FARACO, M.T.L. 1983. Carta Metalogenética, Santarém, Folha SA.21. Belém. DNPM/CPRM.
- ✂ HASUI, Y., HARALYI, N.L.E., SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos da região Amazônica: Subsídio para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. Anais... Manaus, v.1, p.129-148.
- ✂ JOÃO, X.S.J., FRIZZO, S.J., MARINHO, P.A.C., CARVALHO, J.M.A., SILVA NETO, C.S.S., SOUZA, A.N., GUIMARÃES, L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá, relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 5v.
- JOÃO, X.S.J., CARVALHO, J.M.A., VALE, A.G., FRIZZO, S.J., MARTINS, R.C. 1979. Projeto Falsino, relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 5v.
- JOÃO, X.S.J., SANTOS, C.A., FARACO, M.T.L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera, relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 2v.
- JOÃO, X.S.J., VALE, A.G., LOBATO, T.A.M. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil... Programa Grande Carajás... Altamira, folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. Brasília: DNPM/CPRM 31p. il.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, São Félix, folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. [Brasília] DNPM/CPRM [no prelo].
- MARINHO, P.A.C. & ALMEIDA, H.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Marabá, folha SB.22-X-D. Estado do Pará. [Brasília].

- DNPM/CPRM, [no prelo].
- NEVES, A. P. & VALE, A.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Redenção, folha SC.22-X-A. Estado do Pará. [Brasília]. DNPM/CPRM, [no prelo].
- OLIVEIRA, J.R., COSTA, E.J.S., SILVA NETO, C.S.S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Serra Pelada, folha SB.22-X-C. Estado do Pará. [Brasília]. DNPM/CPRM, [no prelo].
- PASTANA, J. M.N.; C.S.; FARIA, C.A.S. 1980. Projeto Rio Chiché. Belém, DNPM/CPRM.
- PASTANA, J. M.N. & FARIA, C.A.S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Turiaçu-Pinheiro, folhas SA.23-V-D e SA.23-Y-B. Estado do Pará. [Brasília]. DNPM/CPRM, [no prelo]
- PENA FILHO, J.I.C. & SANTOS, A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Xinguara, folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. [Brasília]. DNPM/CPRM, [no prelo].
- PETRASCHECK, W.E. 1965. Typical Features of Metallogenic Provinces. *Econ. Geol.*, v.60: 1620-1634.
- SCHOBENHAUS, C. et al. 1981. Mapa Geológico do Brasil... Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Xambioá, folha SB.22-Z-B. [Brasília]. DNPM/CPRM, [no prelo].
- \* VEIGA, A.T.C., BRAIT FILHO, C.C.C.O. 1985. Geologia da Província Aurífera do Cassiporé-AP. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais... Belém: SBG, v.3, p.135-146.

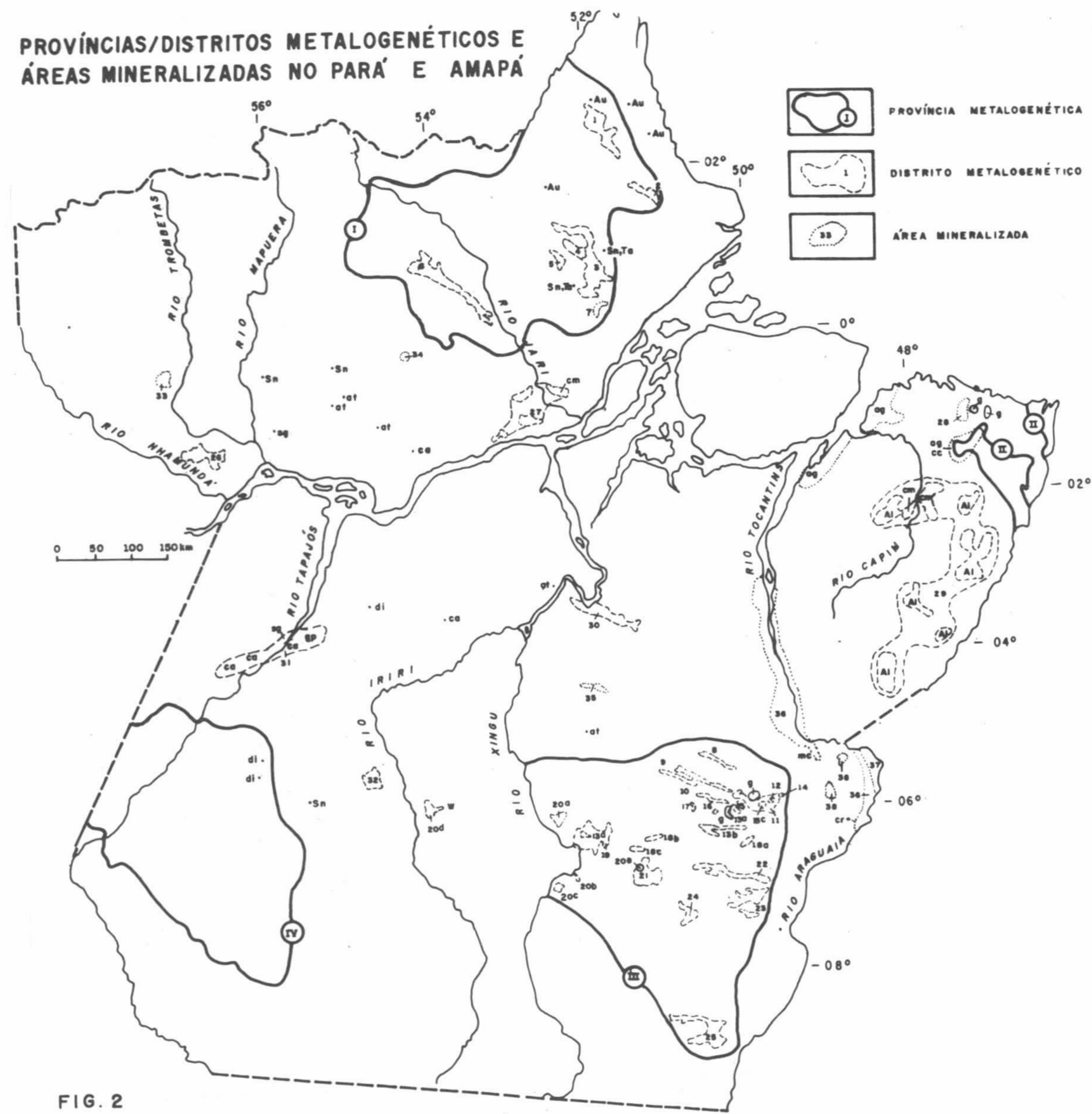
Fig.1 - ESBOÇO TECTONO - GEOLÓGICO DOS ESTADOS DO PARÁ E AMAPÁ

| COBERTURAS PLATAFORMAIS |                                                                     | SUÍTES PLUTÔNICAS             |                                              |
|-------------------------|---------------------------------------------------------------------|-------------------------------|----------------------------------------------|
|                         | SEDIMENTOS ALUVIONARES                                              |                               | BÁSICAS MESOZÓICAS                           |
|                         | SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES TERCIÁRIAS                                  |                               | BÁSICAS PROTEROZÓICAS                        |
|                         | SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES CRETÁCEAS                                   |                               | MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ALCALINAS - CARBONÁTICAS |
|                         | SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES PALEOZÓICAS                                 |                               | ALCALINAS                                    |
|                         | SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES PROTEROZÓICAS                               |                               | ALCALI-FELDSPATO GRANÍTICAS A SIENOBANÍTICAS |
|                         | SUÍTES VULCÂNICAS PROTEROZÓICAS                                     |                               | MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ACAMADAS                 |
|                         | SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES ÁRQUEO-PROTEROZÓICAS                        |                               | MONZOBANÍTICAS A GRANODIORÍTICAS             |
| NÚCLEOS ANTIGOS         | CINTURÕES DE CISALHAMENTO                                           |                               |                                              |
|                         |                                                                     | MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ALÓCTONES |                                              |
|                         |                                                                     | SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES  |                                              |
|                         |                                                                     | COMPLEXO DE MÉDIO A ALTO GRAU |                                              |
|                         |                                                                     | GNAISSES TTG                  |                                              |
|                         |                                                                     | GREENSTONE BELTS E SIMILARES  |                                              |
|                         | PRINCIPAIS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS                                  |                               |                                              |
|                         | DESCONTINUIDADES INDICADAS POR DADOS GRAVIMÉTRICOS (G) E MAGSAT (M) |                               |                                              |





PROVÍNCIAS/DISTRITOS METALOGENÉTICOS E ÁREAS MINERALIZADAS NO PARÁ E AMAPÁ



LEGENDA

- I - PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DO AMAPÁ/NW DO PARÁ
  - 1. DISTRITO AURÍFERO DO CASSIPORÉ
  - 2. DISTRITO AURÍFERO DO TARTARUGALZINHO
  - 3. DISTRITO AURÍFERO DA SERRA DO NAVIO/VILA NOVA
  - 4. DISTRITO MANGANESÍFERO DA SERRA DO NAVIO
  - 5. DISTRITO AURÍFERO DE CUPIXI
  - 6. DISTRITO AURÍFERO DA SERRA DO IPITINGA
  - 7. ÁREA CROMITÍFERA DO IGARAPÉ DO BREU
- II - PROVÍNCIA AURÍFERA DO GURUPI
- III - PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DO CARAJÁS - SUL DO PARÁ
  - 8. DISTRITO MANGANESÍFERO DO BURITIRAMA
  - 9. DISTRITO CUPRO - AURÍFERO DO SALOBO
  - 10. DISTRITO CUPRO - ZINCÍFERO DO POJUÇA
  - 11. DISTRITO AURÍFERO DO RIO NOVO
  - 12. ÁREA CROMITÍFERA DO LUANGA
  - 13. DISTRITO FERRÍFERO DE CARAJÁS:
    - (a) S. NORTE
    - (b) S. SUL
    - (c) S. LESTE
    - (d) S. FÉLIX
  - 14. DISTRITO MANGANESÍFERO DO SERENO
  - 15. DISTRITO BAUXITÍFERO DE CARAJÁS
  - 16. DISTRITO AURÍFERO DO IGARAPÉ BAHIA
  - 17. DISTRITO AURÍFERO DA SERRA SÃO FÉLIX
  - 18. DISTRITO AURÍFERO DE TUCUMÃ
  - 19. DISTRITO AURÍFERO DE SAPUCAIA
  - 20. DISTRITO AURÍFERO DE ANDORINHAS
  - 21. DISTRITO AURÍFERO DE CUMARU
  - 22. DISTRITO AURÍFERO DE INAJÁ
- IV - PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS
  - DEMAIS DISTRITOS
  - 23. DISTRITO MANGANESÍFERO DO AZUL
  - 24. DISTRITO NIQUELÍFERO DO VERMELHO (a), PUMA (b), ONÇA (c)
  - 25. DISTRITO ESTANÍFERO DO XINGU: ANTONIO VICENTE (a), MOCAMBO (b), BOM JARDIM (c), CAMOPUS (d), VELHO GUILHERME (e)
  - 26. DISTRITO BAUXITÍFERO DO TROMBETAS - NHAMUNDA
  - 27. DISTRITO BAUXITÍFERO - CAULÍNICO DE ALMEIRIM - JARI
  - 28. DISTRITO CALCÁREO DE PIRABAS
  - 29. DISTRITO BAUXITÍFERO - CAULÍNICO DE PARAGOMINAS-CAPIM
  - 30. DISTRITO AURÍFERO DE TRÊS PALMEIRAS
  - 31. DISTRITO CALCÁREO - GIPSÍTICO - HALÍTICO DO TAPAJÓS: ARIXI - CAPITÃO - AVEIRO (ca), CUPARI (cp), BARREIRO (sg)
  - 32. DISTRITO AURÍFERO DE MADALENA
  - DEMAIS ÁREAS MINERALIZADAS
  - 33. ÁREA ESTANÍFERA DO IGARAPÉ SANTIDADE
  - 34. ÁREA TITANÍFERA DA SERRA DO MAICURU
  - 35. ÁREA AURÍFERA DO MANELÃO
  - 36. ÁREA DIAMANTÍFERA DO OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA
  - 37. ÁREA CALCÁREA DO ARAGUAIA
  - 38. ÁREA DE CRISTAL DE ROCHA

- g ÁREAS DE GRANITO EM EXPLORAÇÃO
- mc ÁREAS DE MATERIAL DE CONSTRUÇÃO (ag - argila, cc - cascalho)

- SUBSTÂNCIAS MINERAIS
- di DIAMANTE
  - at AMETISTA
  - cm CAULIM
  - ca CALCÁREO
  - gp GIPSITA
  - sg SALGEMA
  - cr CRISTAL DE ROCHA

FIG. 2

## MINERALIZAÇÃO A BERILO E TURMALINA DO CORPO PEGMATÍTICO DO CATINGUEIRO, SUÍTE SANTA LUZIA, REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS, (TO)

**CLAUDIO NERY LAMARÃO** - *Curso de Pós-Graduação em Geoquímica-CG-UFPA*

**BASILE KOTSCHOUBEY** - *Pesquisador CG-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - A Suíte Sta. Luzia está localizada na região de Paraíso do Tocantins (TO), nas proximidades da vila de Sta. Luzia e de Barrolândia, domínio oriental do Cinturão Araguaia. É composta por diversos corpos granitóides alojados nos metassedimentos do Grupo Estrondo que constitui a base do Super Grupo Baixo Araguaia (Proterozóico Médio-Superior). Dados geocronológicos indicam o evento Brasileiro como responsável pela formação e colocação desses corpos (Moura & Gaudette, 1992; Lafon & Avelar, com. verbal). Mineralizações a berilo, turmalina preta, granada e mica estão presentes nos granitos pegmatóides, nos pegmatitos e veios associados.

**GEOLOGIA REGIONAL** - Diversas unidades compõem o quadro geológico regional, destacando-se: (1) Complexo Colméia, constituindo o embasamento; (2) Granito Serrote, encaixado no Complexo Colméia e tido como produto do magmatismo ácido contemporâneo deste Complexo; (3) Grupo Rio do Coco, representado por uma sequência vulcano-sedimentar com características de greenstone belt; (4) Complexo Rio dos Mangues, constituído de xistos quartzo-feldspáticos e gnaisses tonalíticos; (5) corpos de nefelina sienito gnaisses e, (6) Grupo Estrondo, representado pelas Formações Morro do Campo e Xambioá, compostas essencialmente por quartzitos, quartzo-mica xistos com intercalações de metaconglomerados e, mica xistos, xistos grafitosos e anfibólitos, respectivamente.

**SUÍTE STA. LUZIA** - A Suíte Sta. Luzia é intrusiva nos micaxistos da Formação Morro do Campo e ocorre na forma de pequenos stocks, diques, lentes e veios concordantes ou não com a xistosidade das encaixantes. Os seguintes litotipos foram distinguidos até o momento: (1) Muscovita-biotita granodioritos; (2) Muscovita-biotita monzogranitos e, (3) Granitos pegmatóides. Os dois

primeiros são homogêneos com composição mineralógica muito semelhante, apresentam coloração acinzentada e granulação que varia de fina a média. São constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita. Apatita, zircão, titanita e, mais raramente, opacos são os acessórios primários mais comuns. Sericita, clorita e epidoto, além de argilo minerais, são os constituintes secundários principais, denotando fenômenos de alteração posterior à cristalização desses corpos. Os granodioritos apresentam uma quantidade mais elevada de biotita e seus plagioclásios são mais cálcicos (AN 25-20). Os monzogranitos são mais ricos em microclina, quartzo e muscovita e possuem plagioclásio mais sódico (AN 18-14). A textura inequigranular a granular sub-porfirítica é dominante nessas duas associações. Algumas biotitas mostram, às vezes, traços de clivagem encurvados evidenciando deformação. O intercrescimento mirmequítico é comum nessas rochas. A alteração do plagioclásio é expressiva, tanto nas bordas quanto no centro dos cristais, conduzindo à formação de finas palhetas de sericita-muscovita. Os granitos pegmatóides são compostos essencialmente por microclina, quartzo, muscovita e, mais raramente, plagioclásio (AN 16-10). Granada, turmalina e berilo são os minerais acessórios principais.

Esses corpos são considerados cogenéticos e interpretados como sin-cisalhamento regional (Hasui & Costa, 1990). Lentes granitóides concordantes com a xistosidade da encaixante, ocorrendo próximo à vila de Sta. Luzia, reforçam esta interpretação. Entretanto, a presença em diversos locais de xenólitos angulosos de xisto nos corpos granitóides, é também indicativa do caráter, em parte, tardio desse magmatismo ácido. Os granitos pegmatóides afloram nas cúpulas dos stocks e/ou como lentes e veios posteriores, cortando as outras associações. Tais evidências conferem, portanto, à Suíte Sta. Luzia um caráter sin a tardi-tectônico.

**MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA** - A mineralização está ligada aos granitos pegmatóides, bem como a corpos pegmatíticos e a veios de quartzo, concordantes ou não com a foliação das encaixantes, sendo representada por turmalina preta, berilo, granada e mica. Nesses granitos, cristais de berilo milimétricos a centimétricos, de coloração verde escuro-azulada, são encontrados geralmente inclusos em k-feldspatos. Cristais de turmalina preta na forma de agulhas euédricas também são comuns nessas rochas. Entretanto, essas mineralizações estão melhor representadas nos corpos pegmatíticos. Dentre esses, o do morro do Catingueiro situado na faz. Boa Esperança próximo a Oliveira do Norte, é o mais expressivo. Trata-se de um corpo lenticular, com direção submeridiana, medindo em torno de 80 x 6m, zonado, mineralizado a berilo e turmalina preta, garimpado na década de 70. A maior parte do berilo é encontrada na zona intermediária, constituída essencialmente por grandes cristais de microclina, e ocorre como cristais prismáticos bem formados, centimétricos a decimétricos, de coloração verde pálido (Be-P-O2). O berilo está presente também, em menor quantidade e tamanho, na zona de parede, associado a Na-feldspato, quartzo, muscovita e turmalina preta (Be-P-O1). As análises químicas mostraram que o conteúdo de álcalis raros (Cs, Li, Rb) desses berilos é muito baixo, mesmo quando comparado com aquele de pegmatitos ditos estéreis (Cerny & Turnock, 1975; Correia Neves et al., 1984). A presença de Sc nesses berilos indicaria uma ligação com ambientes magmáticos pouco diferenciados

(Staatz et al., 1965). Utilizando-se o diagrama Na/Li x Cs (Trueman & Cerny, 1982), que mostra o nível de fracionamento dos pegmatitos com base no conteúdo de álcalis nos berilos, verificou-se que os minerais estudados plotam acima do campo A, representativo dos pegmatitos pobres em álcalis raros e portadores de Be, Nb e Ta (Figura 2).

A análise de uma amostra de turmalina proveniente da zona de parede deste corpo pegmatítico mostra que a mesma é rica em Fe e muito pobre em Mg e Li, tratando-se de típica schorlita. Sua baixa concentração em Li confirma o caráter pouco diferenciado deste corpo.

Com base nas análises químicas, nos diagramas de variação e nas observações de campo pode-se concluir que o corpo do Catingueiro se enquadra no tipo "pegmatito a berilo", segundo a classificação proposta por Cerny, (1989), que se caracteriza por apresentar um zoneamento interno restrito a uma zona de borda aplítica, granítica grosseira ou rica em muscovita; uma zona de parede com feldspato alcalino + quartzo e muscovita; uma zona marginal ao núcleo (zona intermediária) composta por blocos de k-feldspato e, um núcleo de quartzo. Localizam-se, geralmente, nas bordas das intrusões graníticas, são portadores de berilo, granada e schorlita e, explorados principalmente para berilo.

**AGRADECIMENTOS** - Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado; ao projeto Faixa Orogênica do Centro de Geociências da UFFa; à PROPESP-UFFa, pelo apoio financeiro.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CERNY, P. & TURNOCK, A.C. 1975. Beryl from the granitic pegmatites at Greer Lake. Southeastern Manitoba. *Can. Mineral.* 13: 55-61.
- CERNY, P. 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum, In Moller, P., Cerny, P. and Saupé, F. eds., *Lanthanides Tantalum and Niobium: Soc. for Geol. Applied to Min. Dep., Spec. Publ. 7, Springer-Verlag*, p. 192-236.
- CORREIA NEVES, J. M.; MONTEIRO, R.L.B.B.; DUTRA, C.V. 1984. Composição química de Berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Rev. Bras. Geoc.* 14(3): 173-176.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais... Natal*. v.6, p.2535-2549.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1992. Evidence of Brasiliano/Pan African deformation in the Araguaia Belt: Implications for Gondwana evolution. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992.
- STAATZ, M.H.; MURATA, K.J.; GLASS, J.J. 1965. Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite: *Am. Mineral.*, v.40: 789-804.
- TRUEMAN, D.L. & CERNY, P. 1982 Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: *granitic pegmatites in sciences and industry*, ed. P. Cerny. *Min. Assoc. Can. Short Course Handb.*, v.8: 463-494.

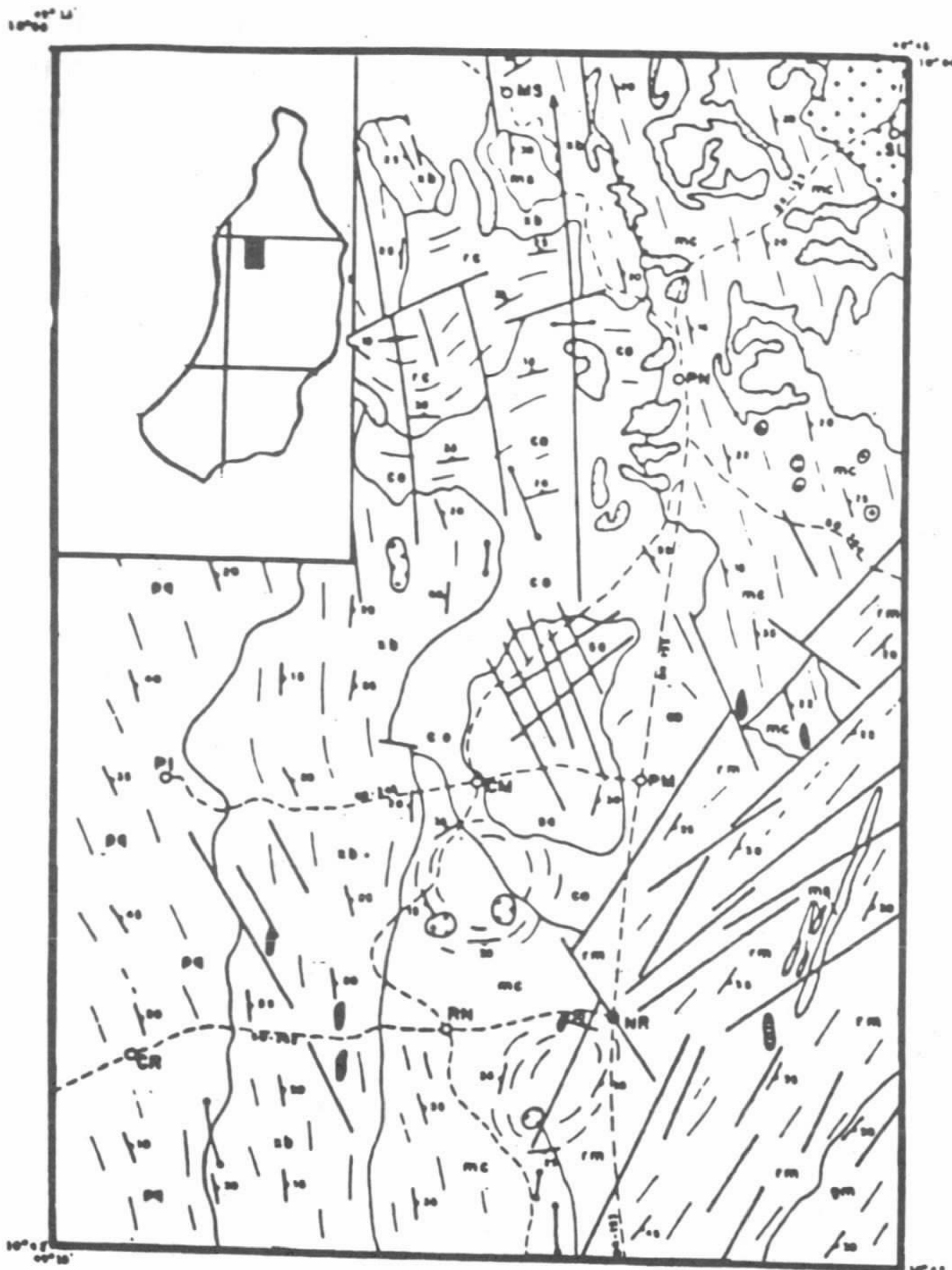
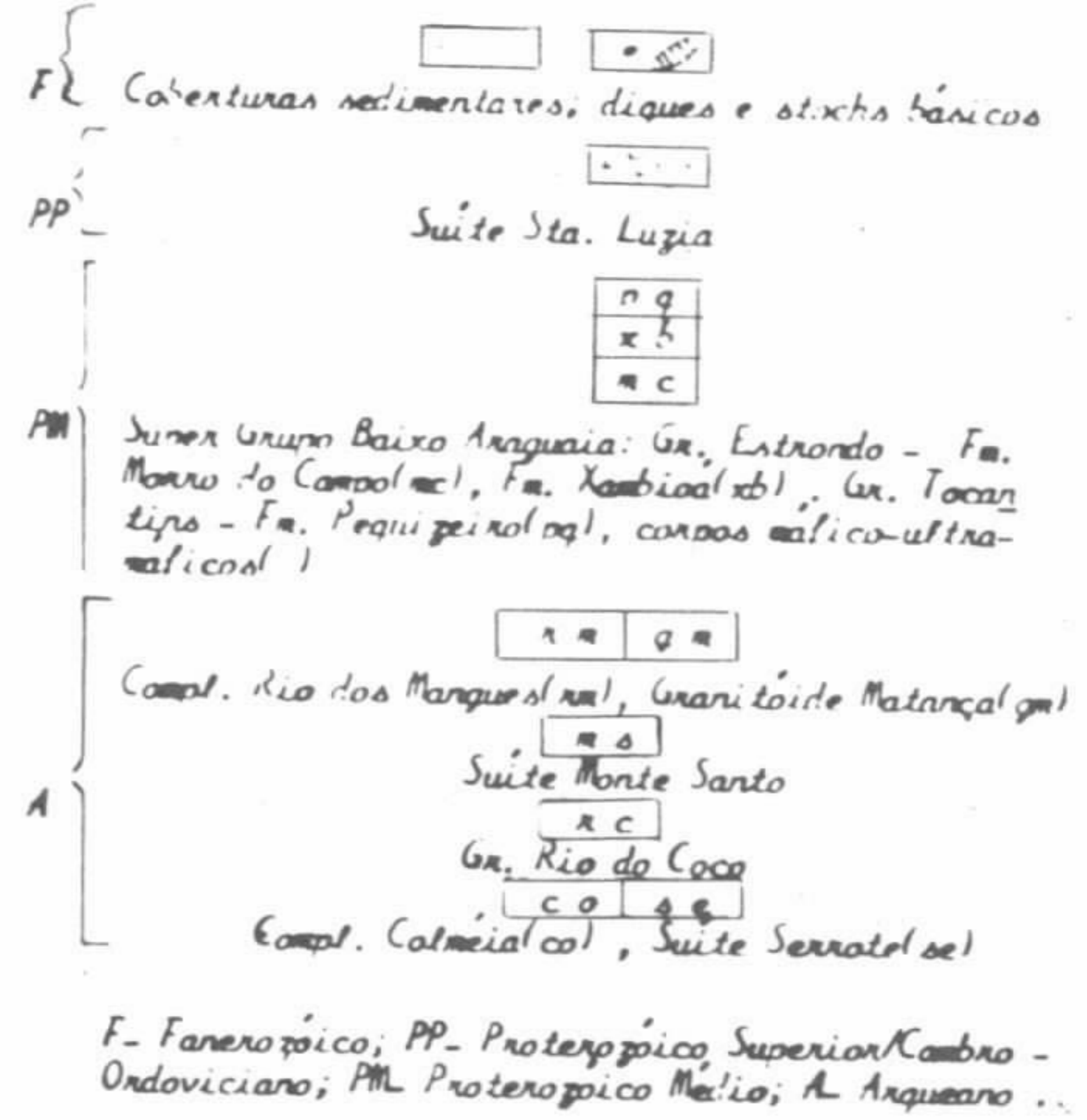


Fig. 1 Mapa geológico da área (Hasui et al., 1984)



- Contato
- Atitude da foliação
- Direção de foliação
- Falha de empurrão
- Falha transcorrente, normal ou indiscriminada
- Eixo de megantiforme
- Eixo de megassiforme

LOCALIDADES

- CM - Campo Major
- CR - Cristalândia
- MS - Monte Santo
- NR - Nova Rosalândia
- PI - Pium
- PM - Pium
- PN - Paraíso do Norte
- RM - Rosalândia do Norte
- SL - Santa Luzia

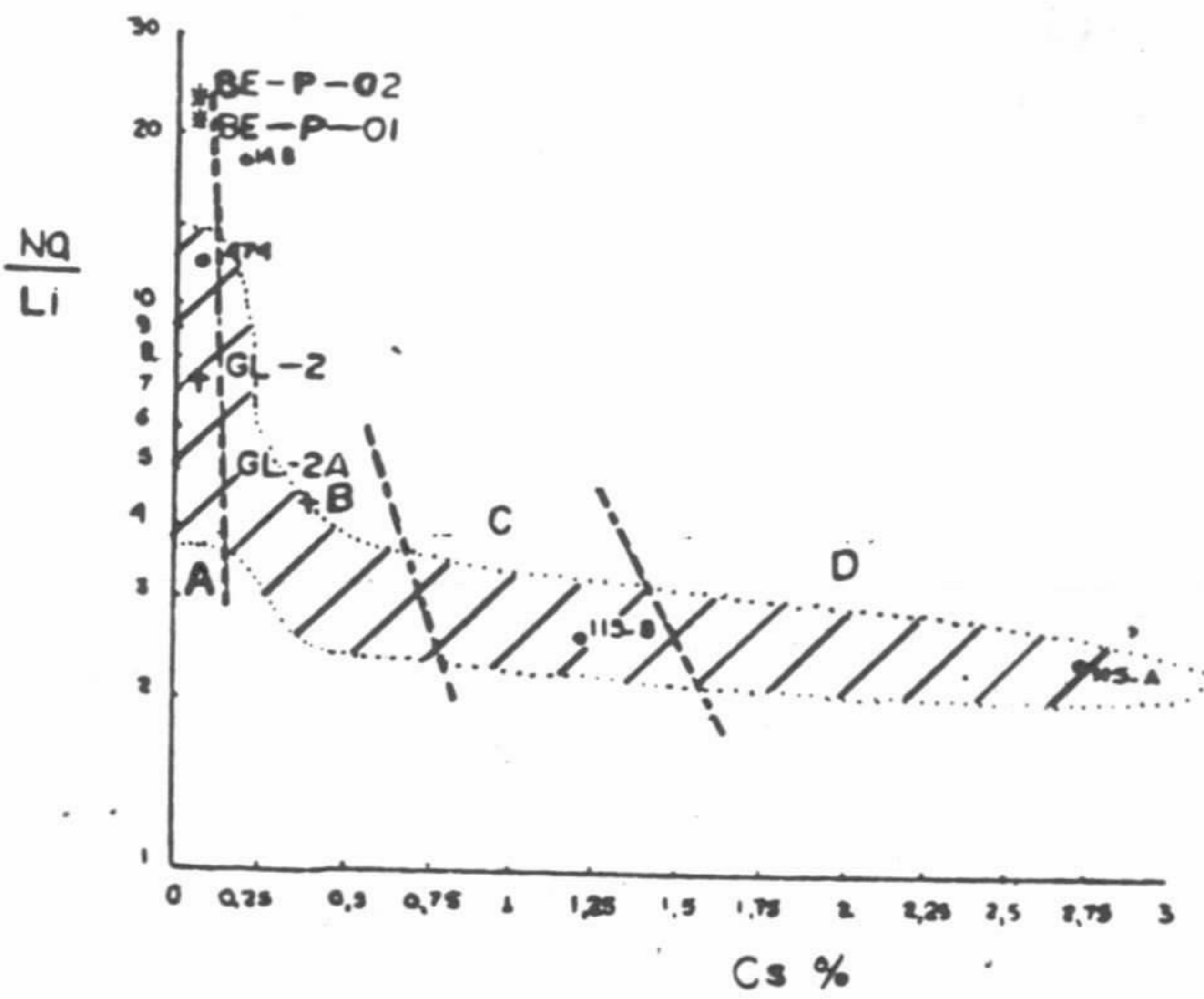


Fig. 2 - Diagrama de Trueman & Cerny, (1982) de berilos de pegmatitos.

A - Peg. estereis e portadores de Be, Nb e Ta, pobres em alcalis raros; B - Peg. com Be, Nb e Ta, enriquecidos em alcalis raros; C - Peg. com espodumênio; D - Peg. com mineralização em Li, Rb, Cs, Be e Ta.

\* berilos do presente trabalho  
 • Correia Neves et al., 1984  
 + Cerny & Turnock, 1975

## DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA DO OURO DO ESTADO DO PARÁ

**MÁRIO IVAN CARDOSO DE LIMA & PEDRO EDSON LEAL BEZERRA**

*IBGE - Divisão de Geociências do Norte*

**INTRODUÇÃO** - O Estado do Pará vem despontando há cerca de três lustros como um importante produtor de ouro, advindo principalmente da atividade garimpeira, localizada nos quadrantes oeste e sul de seu território.

Em que pese tais resultados o estado ainda carece de um melhor conhecimento de seu subsolo, haja vista o pouco investimento por parte do governo federal em mapeamentos geológicos de detalhe ou semi-detalhe.

Por outro lado, poucos pesquisadores se preocuparam em estabelecer uma "geologia do ouro" para o Estado do Pará, merecendo destaque os trabalhos de cunho regional desenvolvidos por Silva (1984), Leal et al. (1984) e Andrade (1984), uma vez que a maioria dos trabalhos enfocam aspectos geológicos de âmbito essencialmente local.

Este trabalho tem como objetivo estabelecer uma interrelação entre os depósitos auríferos com unidades crono-litoestruturais e lineamentos estruturais, procurando evidenciar a sua vocação a ambientes geológico-tectônicos.

Para tanto utilizou-se a base geológica, na escala 1:2000000, e respectivo texto explicativo elaborado por Lima (no prelo) para o Mapa Gemológico do Estado do Pará. Este idealizado sob os auspícios de instituições federais (DNPM/IBGE/SUDAM) e do Governo do Estado do Pará (IDESP/SEICOM), encontrando-se em fase de publicação.

As ocorrências de ouro foram principalmente compiladas do mapa elaborado por Bezerra et al. (1991), na escala 1: 2 500 000.

O produto final dessa síntese esta exposta na figura 1, a qual também mostra em um cartograma as províncias geológicas do Estado do Pará com relação as principais concentrações de depósitos auríferos jacentes em bacias hidrográficas, haja vista os mesmos serem principalmente de origem secundária.

**GEOLOGIA REGIONAL** - O território paraense abarca uma grande variedade de terrenos geológicos com idades oscilando desde o

Arqueozóico (> 2500 Ma) até o Quaternário Recente (tempos atuais), no Cenozóico. Para facilitar a descrição de sua geologia optou-se dividir o Estado do Pará em Províncias Geológicas, assim denominadas: Cráton Amazônico, Cráton São Luís, Cinturões Móveis do Proterozóico Superior e Coberturas do Fanerozóico.

Os Crátons Amazônico e São Luís representam províncias geológicas que não foram afetadas pelos eventos geodinâmicos do Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro), sendo as mesmas perlongadas por cinturões móveis do Proterozóico Superior (cinturões de cisalhamento Araguaia-Tocantins e Gurupi). Esses terrenos pré-cambrianos foram encobertos por sedimentos fanerozóicos, dos quais despontam as sinéclises do Amazonas e do Parnaíba e suas seqüências sedimentares do meso-cenozóico (vide cartograma da figura 1).

O Cráton Amazônico foi subdividido em: Núcleo Arqueano, Núcleos do Arqueano-Proterozóico Inferior, Cinturões Móveis do Proterozóico Inferior e Coberturas do Proterozóico Médio. Neste contexto são merecedores de citação os granitóides dos terrenos "granito-greenstone" e as seqüências metavulcano-sedimentares, com destaque maior para as do tipo "greenstone". Esses junto com metamáficas, metavulcânicas básicas e granulitos (gt) constituem os litotipos de idade arqueana. Para o Proterozóico Inferior merecem destaque os cinturões de cisalhamentos, granitóides e sedimentos carbonosos. No Proterozóico Médio tem-se uma fantástica extensão de vulcano-plutonismo com sedimentos associados, culminando com a intrusão de alcalinas e básicas.

O Cráton São Luís com restrita área de exposição evidencia a presença de um embasamento indiviso do Arqueano-Proterozóico Inferior, seqüências metassedimentares e vulcano-plutonismo do Proterozóico Inferior.

Os Cinturões Móveis do Proterozóico Superior desenvolvem-se em rochas mais antigas - Arqueano a Proterozóico Inferior - e mostram com destaque a presença de rochas metassedimentares, com

ressalto para metamáficas (v) no Cinturão Araguaia-Tocantins.

As Coberturas do Fanerozóico são tipificadas por sedimentos do Paleozóico relativos as sinéclises do Amazonas e Parnaíba, as quais são encobertas por sedimentos do Cretáceo, Tércio-Quaternário e Quaternário. Merece destaque a atividade ígnea básica retratada por soleiras, derrames, diques e lopólito.

### **BACIAS HIDROGRÁFICAS AURÍFERAS -**

Considerando-se que a grande maioria dos depósitos auríferos são de origem secundária, procurou-se tomar como referencial na delimitação das principais concentrações auríferas as bacias hidrográficas. Dentro dessa filosofia foi possível delimitar dezoito bacias, a saber: Caxipacoro, Cuminapanema, Cafuini, Paru-Jari, Tropas-Crepori-Jamanxim, Curuá, Médio Teles Pires, Baixo Bacajá, Médio Itacaiúnas, Alto Itacaiúnas, Alto Bacajá, Alto e Médio Pau D'Arco e Médio Fresco, Alto Fresco, Alto Arrais, Médio Tocantins, Baixo Araguaia, Baixo Gurupi e Médio Gurupi.

A seguir sumariza-se a geologia das bacias:

- rios Caxipacoro, Cafuini e Cuminapanema: Relacionam-se a granitóides sin a tardi-cinemáticos do Proterozóico Inferior, como também ao vulcano-plutonismo do Proterozóico Médio;

- rios Paru-Jari: Bacias de grandes propoções envolvendo sequências metavulcano-sedimentares associadas a cinturão de cisalhamento e vulcano-plutonismo;

- rios Tropas-Crepori-Jamanxim: A maior bacia aurífera do Estado do Pará e à semelhança da bacia anterior, Paru-Jari, envolve sequências metavulcano-sedimentares, cinturão de cisalhamento, granitóides sin a tardi-cinemáticos e vulcano-plutonismo. No entanto, de forma distinta da bacia Paru-Jari suas principais concentrações situam-se no embasamento indiviso (Arqueano-Proterozóico Inferior), granitóides sin a tardi-cinemáticos e vulcano-plutonismo. Zonas de cisalhamento de orientação NO-SE cortam esta bacia. Nesta bacia situa-se o garimpo de Cuiú-Cuiú;

- Rio Curuá: Zonas de cisalhamento NO-SE e sequência metavulcano-sedimentar constituem fatores importantes na associação com remobilizados graníticos, sin a tardi-cinemáticos, e vulcano-plutonismo;

- Médio rio Teles Pires: Associado a vulcano-

plutonismo e sedimentos, em zona de cisalhamento. Pouca representatividade no Estado do Pará;

- Baixo e Alto rio Bacajá, Alto e Médio rio Itacaiúnas: A tendência dessas bacias e comporem um único conjunto. Envolvem sequências metavulcano-sedimentares, granitóides sin a tardi-cinemáticos e cinturão de cisalhamento. Na bacia do Alto rio Itacaiúnas situam-se os depósitos primários do Salobo e Pojuca em sequências metavulcano-sedimentares e o famoso garimpo de serra Pelada em sedimentos carbonosos do Proterozóico Inferior, associado a zona de cisalhamento; - Alto e Médio rio Pau D'Arco e Médio rio Fresco: Constituem-se por terrenos "granite-greenstone" e sequências tipo "greenstone" em núcleo arqueano preservado, à semelhança dos terrenos da África do Sul. Completam o quadro, sedimentos do Proterozóico Inferior e vulcano-plutonismo do Proterozóico Médio. Nesta bacia situam-se os garimpos de Cumaru e Maria Bonita;

- Alto rio Arraias: Envolve sequência tipo "greenstone" em cinturão de cisalhamento;

- Alto rio Fresco: Encerra depósitos em terrenos do tipo indiviso (Arqueano-Proterozóico Inferior) e vulcano-plutonismo;

- Médio rio Tocantins e Baixo rio Araguaia: Relacionam-se a cinturões de cisalhamento em metassedimentos;

- Médio rio Gurupi: Relaciona-se a cinturão de cisalhamento e vulcano-plutonismo associado;

- Baixo rio Gurupi: Envolve sequências metassedimentares e vulcano-plutonismo.

**CONCLUSÕES** - Observa-se que os principais depósitos de ouro situam-se no Cráton Amazônico, a sul da Província Cobertura Fanerozóica, em que pese os terrenos a norte terem idêntica geologia. Assim sendo, enquanto a Bacia Tropas-Crepori-Jamanxim é a de maior concentração aurífera, as do Caxipacoro, Cafuini e Cuminapanema apresentam a menor. Tal discrepância pode estar relacionada a uma escassa pesquisa geológica da parte Norte do Cráton Amazônico. Mesmo assim a bacia Paru-Jari já demonstra boas perspectivas;

- O condicionamento estrutural (zonas e cinturões de cisalhamento), litotipos (sequências vulcanosedimentares) e zonas remobilizadas (granitóides e vulcano-plutonismo) constituem importantes metalotectos na concentração do ouro;

- Pelo que hoje se conhece de sua geologia o

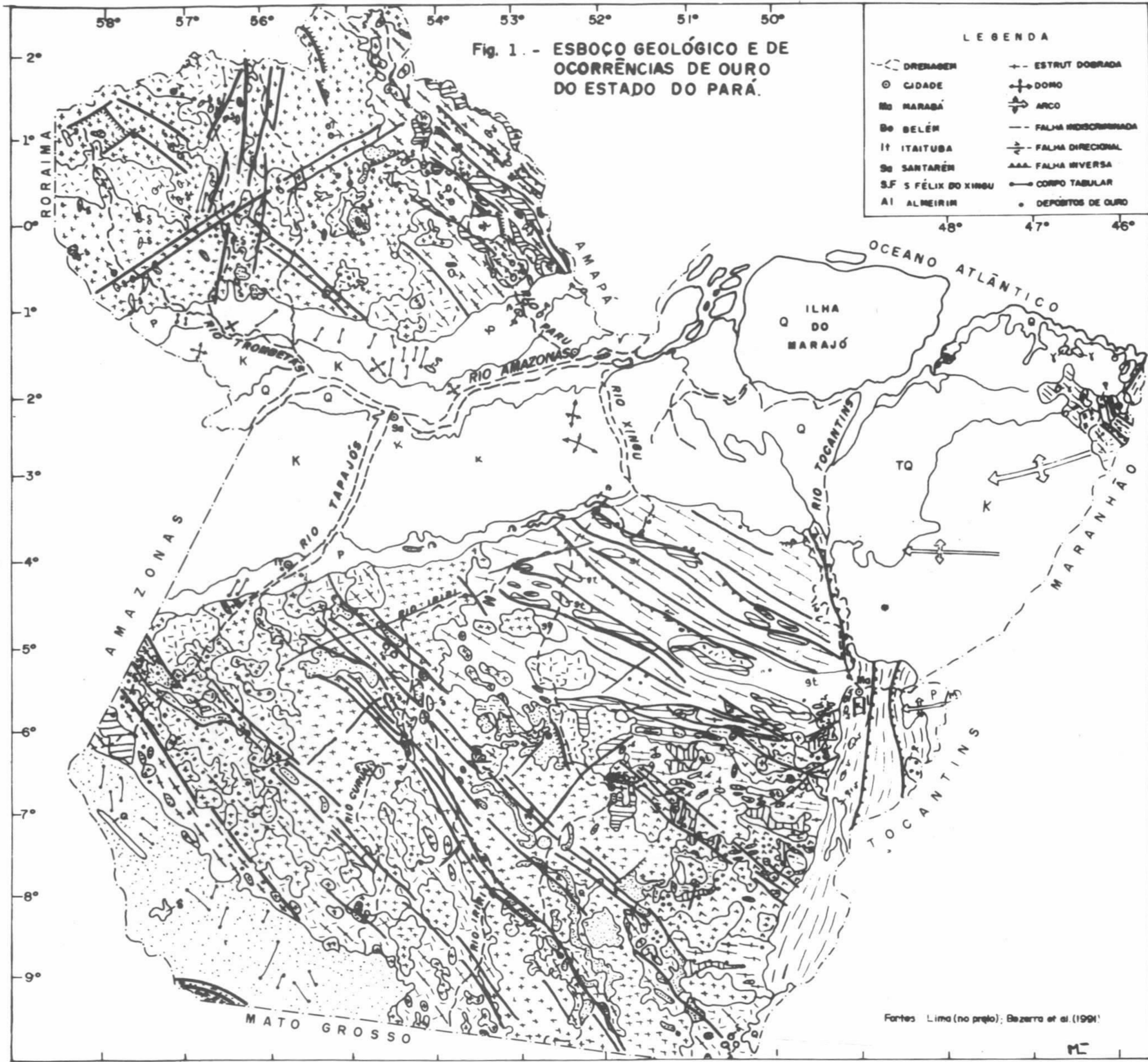
Estado do Pará mostra amplas perspectivas em encerrar significativos depósitos de ouro. Em sendo

assim, pergunta-se: quantas Serras Pelada ainda faltam a ser descobertas?

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, A.F. 1984. Notas sobre os garimpos de ouro na Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.8, p. 3983-3986.
- BEZERRA P.E.L. et al. 1991. Geologia. In: Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal. Rio de Janeiro. Convênio IBGE/SUDAM. p.90-164.
- LEAL, J.W.L. et al. 1984. Ouro do Tapajós - Aspectos da Geologia e mineralização. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.8, p. 3970-3982.
- LIMA, M.I.C. de. Base Geológica do Mapa Gemológico do Estado do Pará. Texto explicativo e Mapa na escala 1: 2 000 000. (no prelo).
- SILVA, A.R.B. 1984. Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.8, p. 3945-3958.

Fig. 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO E DE OCORRÊNCIAS DE OURO DO ESTADO DO PARÁ.



**LEGENDA**

|                      |                           |
|----------------------|---------------------------|
| - - - DRENAGEM       | + - - ESTRUT. DOBRADA     |
| ○ CIDADE             | + - - DORO                |
| Mo MARABÁ            | ↗ ARCO                    |
| Be BELÉM             | - - - FALHA INDETERMINADA |
| It ITAITUBA          | ↔ FALHA DIRECIONAL        |
| Se SANTARÉM          | AAA FALHA INVERSA         |
| S.F S FÉLIX DO XINGU | — CORPO TABULAR           |
| Al ALMEIRIM          | • DEPOSITOS DE OURO       |

**PROVÍNCIAS GEOLÓGICAS**  
 I - CRATON AMAZÔNICO II - CRATON S. LUIS  
 III - CINT. MOV. PROT. SUP IV - COB. DO FANEROZOICO

**BACIAS HID. AURÍFERAS**

|                          |                                            |
|--------------------------|--------------------------------------------|
| 1. CAFUINI               | 10. MÉDIO ITACAUNAS                        |
| 2. PARU-JARI             | 11. ALTO ITACAUNAS                         |
| 3. CURIBAPAREMA          | 12. ALTO E MÉDIO PAM D'ARCO E MÉDIO FRESCO |
| 4. CAMPACORO             | 13. ALTO FRESCO                            |
| 5. TROPAS-CREPORL-JMXXIX | 14. ALTO ARRAIAS                           |
| 6. CURUÁ                 | 15. MÉDIO TOCANTINS                        |
| 7. MÉDIO TELES PIRES     | 16. BAIXO ARAGUAIA                         |
| 8. BAIXO BACAIA          | 17. MÉDIO GURUPI                           |
| 9. ALTO BACAIA           | 18. BAIXO GURUPI                           |

**COLUNA CRONOEST**

|                   |                                   |
|-------------------|-----------------------------------|
| <b>CENOZ.</b>     | Q SEDIMENTOS                      |
|                   | TQ SEDIMENTOS                     |
| <b>MESOZ.</b>     | K SEDIMENTOS                      |
|                   | B BÁSICAS                         |
|                   | D DIABÁSIO                        |
| <b>PALEOZ.</b>    | P SEDIMENTOS                      |
| <b>PROT. SUP.</b> | W ALCALINAS                       |
|                   | Y GRANITÓIDES                     |
| <b>PROT. MED.</b> | X ALCALINAS                       |
|                   | S BÁSICAS                         |
|                   | SEDIMENTOS                        |
|                   | * VULC.-PLUTONISMO                |
| <b>PROT. INF.</b> | SEDIMENTOS                        |
|                   | HH VULC.-PLUTONISMO               |
|                   | METASSEDIMENTOS                   |
|                   | METAMÓRFITOS (CISLHAMENTO)        |
|                   | GRANITÓIDES                       |
| <b>ARQUEANO</b>   | — METAMÓRFITOS (INDIVISOS)        |
|                   | VV METAVULC.-BÁSICAS              |
|                   | — METAVULC.-SEDIMENTARES          |
|                   | — METAULTRAMÁFICAS                |
|                   | GRANITÓIDES                       |
|                   | — METAVULC.-SED TIPO "GREENSTONE" |
|                   | q - QUARTZITOS                    |
|                   | ms - METAVULC. BÁSICAS            |
|                   | v - ULTRAMÁFICAS                  |
|                   | gt - GRANULITOS                   |

Fontes: Lima (no prelo); Bazzera et al. (1991)



## GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA ÁREA DO MORRO DO LAJEADO, PORTO NACIONAL-TO

HENRILE PINHEIRO MEIRELES - *Centro de Geociências UFPA/CNPq*

BASILE KOTSCHOUBEY - *Centro de Geociências UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Na área do Morro do Lajeado, localizada a cerca de 10 km de Porto Nacional (Estado do Tocantins) uma faixa de rochas metavulcano-sedimentares, cortada por corpos granitóides de composição tonalítica, apresenta ocorrências auríferas associadas a veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento, que cortam esta sequência.

A área estudada comporta as seguintes unidades litoestratigráficas: embasamento gnaíssico, sequência metavulcano-sedimentar (Formação Morro do Aquiles), intrusões granitóides (Granitóide Torre), metassedimentos (Grupo Natividade), coberturas fanerozóicas (formações Serra Grande e Pimentei-ras), diques de diabásio e depósitos recentes.

**ASPECTOS LITOLÓGICOS - Embasamento Gnaíssico:** Compõe-se de um conjunto de ortognaisses miloníticos, de composição tonalítica e granodiorítica. Estas rochas apresentam granulação média, foliação bem desenvolvida segundo uma direção geral NE/SW e textura granoblástica.

Os gnaisses tonalíticos de cor cinza escuro são compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico, com clorita e muscovita como produtos secundários. Epidoto, zircão, alanita, sericita, rutilo e opacos são os principais minerais acessórios. Os gnaisses de composição granodiorítica apresentam bandamento composicional e contêm essencialmente plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e muscovita, sendo os componentes acessórios: epidoto, clorita, sericita, apatita e opacos.

Vale salientar a ocorrência de augen-gnaisses no extremo sudeste da área investigada. Trata-se de rochas de granulação grossa, marcadas pelas foliações s/c e sombras de pressão assimétricas em porfiroclastos de microclina. São compostos essencialmente de microclina, quartzo, biotita e muscovita sendo epidoto, carbonato e clorita os minerais acessórios. A posição estratigráfica destes augen-gnaisses permanece por enquanto indefinida.

**Formação Morro do Aquiles:** Esta unidade, definida por COSTA et al. (1984), inclui um conjunto de xistos miloníticos de composição variada e intercalações quartzo-anfibolíticas. A foliação destes diferentes litotipos apresenta uma direção geral NE/SW.

O xisto mais frequente é composto essencialmente de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada e muscovita e apresenta foliação s/c bem impressa. Intercalados nestes xistos ocorrem níveis de quartzo-sericita xisto grafitoso. Este conjunto de rochas foi interpretado como derivado de depósitos clásticos, pelíticos e psamíticos finos. Xistos finamente foliados, de aspecto filonítico, constituídos basicamente de clorita, sericita e traços de quartzo (<1%) ou de clorita, quartzo muito subordinado e eventuais sinais de sericita, intercalados nestes metassedimentos, podem ter-se formado a partir de tufitos, tufos ou sedimentos exalativos.

Associados a estes xistos ocorrem corpos lenticulares de gonditos, compostos essencialmente de granada espessartita e quartzo. São rochas maciças de cor negra, apresentando granulação fina e frequente bandamento impresso pelo cisalhamento.

Ocorrem intercalados nestes xistos, pequenos corpos de quartzo-anfibolitos compostos essencialmente de hornblenda, biotita e quartzo, sendo titanita, zircão, epidoto, opacos e apatita os minerais acessórios. Apresentam uma xistosidade concordante com os xistos.

**Granitóide Torre:** É representado por vários pequenos corpos (stocks?) intrusivo na sequência metavulcano-sedimentar e compõe-se essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e feldspato potássico. Apresenta várias fácies, as vezes com passagem progressiva de uma a outra, sendo as mais comuns um tonalito cinza de granulação média, um microtonalito de coloração mais escura e um dacito porfirítico com fenocristais euédricos de plagioclásio em matriz afanítica cinza médio.

As rochas dessa unidade apresentam uma

alternância de faixas exibindo acentuada anisotropia na forma de xistosidade milonítica e zonas onde o granitóide aparece pouco ou não deformado. Trata-se provavelmente de efeito de cisalhamento heterogêneo. A alteração hidrotermal decorrente da milonitização afetou a quase totalidade das rochas tonalíticas, sendo os seus produtos principais carbonato, epidoto, titanita e sericita, em proporções variadas.

**Grupo Natividade:** Esta unidade destaca-se na topografia sob a forma de pequenas elevações localizadas a sudeste da área. Constitui-se de sericita-quartzitos, de coloração branca-acinzentada, aspecto compacto, granulação fina, geralmente silicificados.

**Coberturas Fanerozóicas:** Consistem em arenitos, siltitos, conglomerados e folhelhos ferruginosos das formações Serra Grande e Pimenteiras do Devoniano, pertencentes à Bacia do Parnaíba. Diques de diabásio mesozóicos cortam este pacote sedimentar. Extensas crostas lateríticas, acumulações coluvionares e aluvionares constituem às coberturas recentes.

**ASPECTOS ESTRUTURAIS** - As rochas da Formação Morro do Aquiles constituem uma faixa de orientação geral NNE/SSW, subparalela aos domínios dos Complexos Manoel Alves, Porto Nacional e Rio dos Mangues (Costa et al 1988). Os contatos entre estas unidades são tectônicos e se dão através de zonas de cisalhamento marcadas por foliação milonítica. A orientação geral da xistosidade é de aproximadamente NE/SW, com duas direções principais N30E e N50E, e mergulho ora para SE ora para NW de baixo a médio ângulo. Cabe salientar a presença de sinais de regime direcional na porção nordeste da área, como a combinação de foliação vertical com direção N30E e lineação mineral sub-horizontal, possivelmente relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano definido por Schobbenhaus Filho (1975).

No extremo sul do Morro do Lajeado e na área do Morro da Fazenda Primavera, constata-se uma modificação na direção da foliação para N65W com

mergulho médio de 30° para NE. Tal mudança seria resultante de uma inflexão provocada por um regime direcional tardio ou uma possível rotação de bloco.

Faturas e falhas normais deslocando os grandes veios de quartzo são indícios de movimentos tectônicos mais recentes.

**MINERALIZAÇÕES** - As ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado estão associadas a veios de quartzo leitoso encaixados nos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles, sendo que a grande maioria destes corpos revelaram a presença de mineralização, salvo o possante veio do Morro da Fazenda Primavera.

Em geral trata-se de veios concordantes a subconcordantes com a foliação, apresentando espessura métrica, extensão linear observável de até 200m, e geometria lenticular com forma de grandes amendoas. Pequenos agregados nodulares de pirita são frequentes na massa quartzosa e encontram-se preferencialmente nas porções mais internas dos veios. A mineralização ocorre na forma de ouro livre, em finas partículas localizadas em pequenos geodos e drusas e em partículas ainda menores disseminadas em planos de fratura, próximo às zonas de alívio nas extremidades dos veios. Via de regra o ouro apresenta um relativamente alto grau de pureza ( $\approx 90\%$ ).

Os dados microtermométricos obtidos, usando os critérios preconizados por Roedder (1984), em inclusões fluidas primárias (euédricas) dos veios de quartzo indicam uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos mineralizantes de cerca de 350°C e uma composição dominada por H<sub>2</sub>O-NaCl e H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>.

**CONCLUSÕES** - A mineralização aurífera na área do Morro do Lajeado encontra-se hospedada em veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento que cortam uma sequência vulcano-sedimentar milonitizada. Acredita-se que o ouro foi mobilizado nesta sequência, durante o evento deformacional e redistribuído pelas soluções hidrotermais geradas pelo cisalhamento concentrando-se em seguida nos veios de quartzo.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÔES, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. Rev. Bras. Geol., 14(1):3-11.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1988. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988, Anais... Belém, SBG, v.5, 2197-2207.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions - Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. America. V.12, 644 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Tocantins (SC.22). Brasília. MME-DNOM. 56p.

## AVALIAÇÃO DO POTENCIAL ECONÔMICO-MINERAL DO MUNICÍPIO DE SANTO ANTONIO DO TAUÁ, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ

**IVALDO R. PINTO DA SILVA** - DGL/UFPA  
**JOSÉ LUIZ BASTOS RODRIGUES** - DMME/PA  
**SEBASTIÃO PEREIRA DA SILVA** - DMME/PA  
**WALMIR DA SILVA SOUZA**  
**MARISSOL S. DOS PRAZERES**

**INTRODUÇÃO** - O município de Santo Antônio do Tauá está localizado na região Bragantina, distante cerca de 60 km à nordeste de Belém. Lá estão presentes importantes jazidas de materiais utilizados na construção civil (areia, barro, pedra) cuja produção é destinada ao centro consumidor da capital. Apesar da exploração desses minerais representar a única atividade mineira no município, não foi realizado até o momento qualquer estudo sobre a importância econômica dessa atividade para o município produtor. Dessa forma, nesse trabalho procurou-se fazer um diagnóstico geo-econômico da lavra dos minerais da classe II no município de Santo Antônio do Tauá, buscando cadastrar as áreas produtoras, caracterizá-las geologicamente e quantificar os valores de produção. Paralelamente procedeu-se a análise dos danos ambientais relacionados a mineração. De forma geral o trabalho visa fornecer subsídios para orientar a exploração dos recursos minerais do município.

**ASPECTOS GEOLÓGICOS DAS JAZIDAS** - Os materiais extraídos para uso na construção civil pertencem a unidades geológicas do Terciário - Grupo Barreiras - e Quaternário. As jazidas de areia ocupam áreas topograficamente mais elevadas nas porções oeste e leste do município. São areias razoavelmente bem selecionadas de coloração branca límpida, formando depósitos em forma de lençóis. Tais depósitos foram originados pelo retrabalhamento fluvial dos sedimentos do Grupo Barreiras e posteriormente submetidos a lavagem ácida proporcionada pela matéria orgânica e águas pluviais. Por outro lado, as jazidas de barro e pedra ocorrem associadas as rochas do Grupo Barreiras. São depósitos amplamente distribuídos nos domínios do município, principalmente na porção sul, na localidade denominada Km 29. Em detalhe as jazidas são formadas por um horizonte argiloso de

coloração amarelada com cerca de 1,5m de espessura, contendo níveis arenosos e/ou conglomeráticos cimentados por oxi-hidróxidos de ferro. Localmente o horizonte argiloso é truncado, havendo a exposição das concreções ferruginosas (Grês do Pará). Essas são de coloração vermelho-vinho, bastante compactas, contendo grãos de areia e seixos de quartzo em matriz ferruginosa. Nos níveis mais arenosos nota-se uma incipiente estratificação plano-paralela. Quando a proporção de areia é menor em relação a argila, o material fica menos coeso e conseqüentemente de menor valor comercial. A origem desses depósitos está ligada a mobilidade das águas de subsuperfície que ao alcançarem horizontes mais porosos e oxigenados - areias - precipitam o ferro II, dando origem as concreções. Por sua vez as argilas utilizadas na fabricação de tijolos e telhas são extraídas dos depósitos recentes do rio Tauá e seus afluentes.

**ASPECTOS LEGAIS DA MINERAÇÃO NO MUNICÍPIO E SEU POTENCIAL ECONÔMICO** - Foram verificados junto ao Serviço de Mineração - SEMIN - da Delegacia do Ministério das Minas e Energia do Estado do Pará apenas três áreas oneradas pela mineração no município, sendo 2 Registros de Licenciamento para exploração de areia nas áreas do Oséas e Japonês (Conspetrol Comércio e Transporte Ltda e Kenji-Mori Ltda) e 1 área com requerimento para extração de areia pela empresa Bessa Comércio e Transporte Ltda, totalizando cerca de 150 hectares de área legalmente oneradas pela mineração. Essas áreas comportam apenas 9 frentes de lavra, sendo que, no momento, apenas 6 estão em operação. As outras atividades de mineração no município são todas clandestinas e compreendem 17 áreas de extração de pedra-preta e 8 de argila para a fabricação artesanal de tijolos e telhas. Com base nas informações coletadas junto

aos produtores foi possível estimar os dados de quantidade e valor de produção e projetar a tributação incidente sobre a comercialização dos bens minerais (tabela 1). Para o arenito ferruginoso (pedra-preta) obteve-se uma produção anual de 151.200 m<sup>3</sup>, correspondendo a um valor de produção da ordem de US\$ 408.240,00 que geraria de tributos US\$ 74.822,00, cabendo aos cofres do município a quantia de US\$ 20.874,00/ano. A extração de areia produz anualmente cerca de 404.352m<sup>3</sup>, correspondendo a um valor de produção anual de US\$ 303.264,00, cuja tributação renderia US\$ 55.577,00 de impostos, cabendo a prefeitura municipal US\$ 15.506,00/ano. A produção de telhas e tijolos nas olarias (8) totaliza anualmente 1 mil e 6 mil milheiros, respectivamente, correspondendo em valores a US\$ 366.000,00, cuja tributação alcança valores de US\$ 62.220,00/ano. Esses valores demonstram o total de divisas que circulam anualmente no município, provenientes da comercialização dos bens minerais explorados, algo em torno de US\$ 1.000.000,00), o que caberia cerca de US\$ 45.000,00/ano para os cofres municipais decorrentes da tributação (ICMS+CFEM).

**PROBLEMAS RELACIONADOS AO MEIO AMBIENTE** - A exploração indisciplinada dos materiais de uso na construção civil vem causando

sérios problemas ambientais no município de Santo Antonio do Tauá. Tais problemas são evidentes pelo aparecimento de inúmeras lixeiras clandestinas nas antigas áreas de lavra, formação de lagoas nos covões de extração de areia, bem como descaracterização da paisagem e aceleração da erosão, provocando o assoreamento dos rios e igarapés que cortam o município. Esses problemas requerem a participação urgente dos setores técnicos competentes (estadual e municipal) visando minimizar os danos ambientais decorrentes da atividade mineira.

**CONCLUSÕES** - Os dados obtidos neste trabalho demonstram o potencial econômico da atividade de lavra dos minerais da classe II no município de Santo Antonio do Tauá. Apesar da forma desordenada da mineração, muitas vezes utilizando técnicas rudimentares, os valores de produção alcançam a cifra de US\$ 1.000.000,00/ano o que é bastante significativo para a economia do município, principalmente se for considerada a sua localização estratégica em relação ao centro consumidor da capital. Dessa forma, torna-se necessário o ordenamento urgente dessa atividade por parte das autoridades municipais através da formulação de políticas para o setor e assessoramento técnico dos produtores, visando otimizar os meios de produção e minimizar os danos ambientais.

TABELA 1 - QUANTIDADES, VALOR DE PRODUÇÃO E TRIBUTOS DA ATIVIDADE DE MINERAÇÃO NO MUNICÍPIO DE SANTO ANTONIO DO TABA

| OCORRENCIAS OU DEPOSITOS<br>T I P O | NÚMERO DE OCORRENCIAS | EM EXPLORAÇÃO | PRODUÇÃO ANUAL*                                       | VALOR DE PRODUÇÃO ANUAL (US\$)* | CFEM/ANO (US\$)** | CFEM P/O MUNICÍPIO (US\$) | ICMS/ANO (US\$)** | ICMS P/O MUNICÍPIO (US\$) |
|-------------------------------------|-----------------------|---------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|---------------------------|
| ARENITO FERUGINOSO (PEDRA PRETA)    | 17                    | 17            | 151.200m <sup>3</sup>                                 | 408.240,00                      | 5.422,00          | 3.524,00                  | 69.400,00         | 17.350,00                 |
| AREIA                               | 09                    | 06            | 404.352m <sup>3</sup>                                 | 303.264,00                      | 4.027,00          | 2.617,00                  | 51.550,00         | 12.889,00                 |
| ARGILA (TELHAS E TIJOLOS)           | 09                    | 08            | 6x10 <sup>6</sup> tijolos<br>1x10 <sup>6</sup> telhas | 366.000,00                      | -                 | -                         | 62.220,00         | 15.555,00                 |
| T O T A L                           |                       |               |                                                       | 1.077.504,00                    | 9.449,00          | 6.141,00                  | 183.170,00        | 45.794,00                 |

\* DADOS BASEADOS EM INFORMAÇÕES DOS PRODUTORES; \*\* VALORES PROJETADOS; \*\*\* CFEM ESTIMADO

## PROGRAMA DE INTEGRAÇÃO MINERAL EM MUNICÍPIOS DA AMAZÔNIA - PRIMAZ UMA NOVA CONCEPÇÃO PARA O SETOR MINERAL

MANOEL DA REDENÇÃO E SILVA - *CPRM-Brasília*

BENEDITO CARLOS DAMASCENO - *CPRM-Belém*

JOSÉ WATERLOO LOPES LEAL - *CPRM-Belém*

**INTRODUÇÃO** - A municipalização das múltiplas atividades sociais e econômicas, está sendo implantada no país com grande atraso, e como sempre, o setor mineral mantendo a tradição elitista, conservadora e hermética, continua a mercê da concepção centralizadora tradicional, acreditando que dessa forma, mantém o pseudo charme, onde a luta pelo poder, é disfarçada pela auto-afirmação de grupos que se dizem cientistas e mantêm a pretensão de comandar os destinos da atividade, em gabinetes fechados, em centros considerados de excelências.

O Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - PRIMAZ, Programa idealizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, consequência de trabalhos anteriores realizados em 1992 no Município de Itaituba, se apresenta como um passo significativo no sentido de municipalizar o setor mineral, na certeza que esse caminho vai ao encontro da modernidade, tendo em vista que, agindo dessa forma, está aproximando todo o setor geológico dos anseios do povo, caminhando na direção da integração definitiva onde os resultados almejados alcancem o bem estar social.

O PRIMAZ, tem atuação em áreas que hoje, abrangem os municípios situados na Amazônia Legal Brasileira e está sendo executado em onze municípios do extremo Sudeste Paraense e no Município de Porto Velho em Rondônia.

Para não fugir da concepção filosófica mencionada, a CPRM condiciona a execução do PRIMAZ a parcerias com as Secretarias Estaduais e Prefeituras Municipais através de Convênios específicos. A participação efetiva dos Estados e principalmente dos municípios é imprescindível, pois na visão da CPRM, seria improdutivo entregar apenas mais um relatório. O mais importante é considerar que os parceiros desenvolvam o programa conjuntamente, de forma que, quando demonstrados todos os trabalhos previstos possam os municípios por si, só, dar continuidades e dinamismo conforme

os objetivos do programa.

O Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia-PRIMAZ, tal como foi concebido, é ao mesmo tempo instrumento de divulgação e de gestão do Município.

**OBJETIVOS** - O principal objetivo é o de consolidar as informações de caráter geral (sociais, econômicos, ambientais, geográficas, etc.) e, principalmente aquelas pertinentes ao Ministério de Minas e Energia (mineração, energia, combustíveis, geologia e hidrologia) propiciando, assim, às autoridades municipais, regionais e estaduais a elaboração dos Planos Diretores Municipais e, às primeiras, o acesso aos elementos necessários ao exercício da competência estabelecida pelos artigos 23 (inciso XI) e 24 (inciso VI) da Constituição Federal.

A consecução de tal objetivo permitirá atender os anseios dos municípios, notadamente, no planejamento de políticas de desenvolvimento municipal voltadas às atividades produtivas (agrícola, pecuária, industrial, etc.) e, no aproveitamento dos recursos minerais, na formulação de projetos de abastecimento d'água, na orientação à regularização da exploração mineral e no fornecimento de dados para apoio à elaboração de Planos Diretores Municipais.

**INFORMATIZAÇÃO** - A coleta dos dados necessários à execução do PRIMAZ está baseada no preenchimento de formulários previamente elaborados.

Cada formulário traduz um banco de dados e um relatório de impressão, constituindo-se em um microsistema ou programa. Todos estes microsistemas estarão integrados em três subsistemas capazes de extrair e processar informação a nível municipal, microrregional ou estadual. O Sistema SICAGGEM é composto por três subsistemas: ASECONOM, que é destinado a processar informações referentes a atividades econômicas e de infra-estrutura.

ASSOCIAL, destinado a processar informações relativas a aspectos sociais e de caracterização territorial.

ASMINERA, destinado a processar informações relativas a mineração, a hidrologia e água subterrânea.

Existe o estudo de que as informações de cunho puramente geológico ou hidrológico deverão, integrar, em certos casos, um quarto subsistema. O SICAGGEM exige pouca capacidade de máquina, permitindo assim que seja instalado, não somente nas unidades regionais da CPRM, como também nas Secretarias Estaduais e Prefeituras Municipais, proporcionando facilidades de consulta e atualização.

**FASES DE DESENVOLVIMENTO E PRODUTOS A SEREM OBTIDOS** - Visando, a um melhor aproveitamento das informações, e conseqüentemente, a uma melhor qualidade dos produtos finais, a execução do PRIMAZ, foi dividida em duas fases:

1 - Nesta etapa, serão realizadas coletas de informações consideradas de caráter gerais e que servirão de suporte à 2ª fase.

Cartografia Básica - usando todas as bases disponíveis e conhecidas, será elaborado um mapa de limites municipais.

Levantamento das Ocorrências, Jazidas e Depósitos Minerais - Tendo como base a bibliografia e a prática da geo-informação, serão lançados em mapas todos os dados referentes a este tópico, bem como será feito um breve resumo sobre os itens destacados.

Levantamento dos Dados de Infra-Estrutura, Social e Econômico - usando os formulários pré-estabelecidos, serão levantados, em conjunto com as autoridades locais, todas as informações disponíveis. Formação do Banco de Dados das Informações - os dados extraídos no campo, serão lançados em programa de computador, já definido.

Mapa Geológico e Síntese Geológica por Compilação - usando os trabalhos existentes, será feito mapa e síntese geológica. Quando possível, novas informações poderão ser lançadas.

Mapas Aero Magnético e Radiométrico - Quando existem levantamentos geofísicos em escalas compatíveis aos temas destacados, serão elaborados os mapas respectivos.

Análise das Áreas Restritivas e de Favorabilidade para Tipos de Jazimentos Minerais - usando e

destacando os mecanismos legais que a criaram, serão elaborados mapas das áreas restritivas, com o propósito de mostrar todas as dificuldades ao desenvolvimento municipal. Quando for possível a coexistência, será lançado neste, as informações da favorabilidade mineral, elaborado a partir da superposição das informações extraídas dos mapas geológico, geofísico e de ocorrências minerais. Análise e Mapa de Situação dos Direitos Minerários - usando as informações disponíveis no DNPM, será elaborado um mapa dos direitos minerários, que proporcionarão às autoridades municipais, condições de participação na administração dos bens minerais existentes nos limites municipais.

**MAPA POLÍTICO DOS MUNICÍPIOS** - A execução deste mapa, visa dotar o município de um importante elemento de planejamento municipal. Todas as informações possíveis e coletadas no decorrer dos trabalhos, serão lançados neste mapa: malha viária, distritos, povoações, áreas especiais (parques áreas industriais, lixeiras, etc.), limites de reservatórios e UHE, limites urbanos, pontes, glebas e assentamentos, escolas, postos de saúde e outros.

2 - Na segunda fase, destaca-se o uso e interpretação de fotos de satélite em composição colorida, adequadas para extrair os produtos que estão listados a seguir: Mapa de Solo, Mapa Geomorfológico e Mapa de Uso Atual do Solo.

Da mesma forma, estudos hidrogeológicos para formulação de Projetos de Abastecimento d'água serão elaborados quando necessário.

### **PRINCIPAIS BENEFÍCIOS AO MUNICÍPIO COM A EXECUÇÃO DO PRIMAZ**

- Apoio à administração municipal para controle e fiscalização da exploração mineral;
- Regularização das pessoas envolvidas na produção mineral;
- Determinação das potencialidades minerais e de oportunidade em investimentos em projetos de mineração;
- Estudos de hidrogeologia para formulação de projetos de abastecimento d'água;
- Fomento à produção de minerais de emprego imediato na construção civil e de calcário para corretivo de solo;
- Estudo do uso atual do solo, Pedologia e Geomorfológia
- Base para elaboração do Plano Diretor Municipal.



# GEOFÍSICA / HIDROGEOLOGIA EXPLORAÇÃO DO PETRÓLEO

## VARIAÇÕES DO FLUXO GEOTERMAL RASO

**RUTÊNIO LUIZ CASTRO DE ARAUJO** - *Departamento de Geociências/Universidade Do Amazonas*

**MIDORI MAKINO** - *Departamento de Meteorologia/Universidade Federal do Pará*

**JOSÉ RICARDO SANTOS DE SOUZA** - *Departamento de Meteorologia/Universidade Federal do Pará*

**JOÃO DA SILVA CARVALHO** - *Departamento de Geociências/Universidade Do Amazonas*

**RESUMO** - Foram calculados valores de fluxo geotermal raso para três intervalos de profundidade, variando de 0,5 a 6,0m.

Os resultados mostram que os fluxos de calor registrados nessas profundidades não podem ser desprezados. Eles variam de 0,22 a 9,76 W.m<sup>-2</sup>. Tais valores são de até 152,5 vezes superiores ao fluxo térmico terrestre e de até 6,7 % do fluxo de radiação solar incidente na superfície terrestre.

No período chuvoso, os valores de fluxo de calor são maiores que os correspondentes ao período seco. Isto é decorrente da variação dos valores de condutividade térmica.

**INTRODUÇÃO** - Tem sido frequentemente registrado na literatura que as influências geotermiais, causadas pelo aquecimento solar diário na superfície, podem ser desprezadas à profundidades da ordem de 1,0m (Carslaw & Jaeger, 1959).

Na região Amazônica, observações de temperatura, a 1,0m de profundidade, mostraram que há fortes variações diárias e sazonais (Araujo et al., 1991; Souza et al., 1989). Face a este fato, foi desenvolvido um programa de monitoramento geotermal para diversas profundidades, tendo sempre como objeto de estudo as camadas pouco profundas. O presente trabalho constitui parte dos resultados e análises auferidos.

**RESULTADOS E DISCUSSÃO** - Durante um ciclo de período de um ano, compreendido entre os meses de março/85 a fevereiro/86, nos horários das 09:00h e das 18:00h, foi realizado um programa de monitoramento geotermal, nas profundidades de 0,5m, 1,0m, 3,0m e 6,0m, na

área do campus universitário da Universidade Federal do Pará. Tal estudo visava, dentre outros objetivos, observar e registrar, de maneira detalhada, a magnitude das variações de temperatura àquelas profundidades. Parte dos resultados deste estudo já foram publicados (Souza et al, 1989).

No mesmo período acima citado, foram realizadas medidas de condutividade térmica em amostras oriundas do local e profundidades referentes ao monitoramento térmico. Parte destes resultados já foram publicados (Araujo et al, 1988).

No presente trabalho, utilizando-se desses resultados de temperatura e condutividade térmica, calculamos os valores de fluxo geotérmico referentes aos intervalos de profundidade de 0,5 a 1,0m, 1,0 a 3,0m e de 3,0 a 6,0m. Tais resultados, referentes aos horários das 09:00 e 18:00h, são mostrados nas figuras 1 e 2.

As curvas das figuras 1 e 2 mostram, nitidamente, que o fluxo de calor nas camadas estudadas não é desprezível. Às 09:00h, no intervalo de profundidade de 0,5 a 1,0m, o fluxo de calor variou de 2,04 a 9,15 W.m<sup>-2</sup>. No intervalo de 1,0 a 3,0m de profundidade os valores calculados variaram de -0,72 a 1,97 W.m<sup>-2</sup>, enquanto que na zona compreendida entre 3,0 e 6,0m de profundidade registraram-se valores que variaram de 0,22 a 1,37 W.m<sup>-2</sup>. Às 18:00h, as variações de fluxo de calor obtidas foram de 1,52 a 9,76 W.m<sup>-2</sup>, no intervalo de 0,5 a 1,0m, de -0,74 a 1,95 W.m<sup>-2</sup>, referente às zonas de 1,0 a 3,0m e de 0,22 a 0,56 W.m<sup>-2</sup> para o intervalo de 3,0 a 6,0m de profundidade. Kappelmeyer & Haenel (1974) registraram, para

a superfície terrestre, um fluxo de radiação solar incidente da ordem de  $146,3 \text{ W.m}^{-2}$ . Assim sendo, os valores calculados neste trabalho mostram que, nos três intervalos de profundidade aqui estudados, há resíduos termiais da ordem de até 6,7% , 1,3 % e 0,9 %, respectivamente. Isto mostra, também, que parte mensurável da energia térmica, gerada pela incidência do fluxo de radiação solar na superfície terrestre, propaga-se à profundidades bem maiores das comumente referenciadas na literatura corrente. Apenas para ratificar tal consideração, ressaltamos que os valores de fluxo geotermal raso, relativos aos três intervalos de profundidade aqui estudados, embora pequenos, se comparados com o fluxo de radiação solar incidente na superfície terrestre, são, porém, fortemente anômalos em relação ao fluxo térmico terrestre, o qual é da ordem de  $64 \text{ mW.m}^{-2}$  (Chapman & Furlong, 1977). As magnitudes dos fluxos de calor calculados no presente trabalho são, portanto, de 21,4 a 152,5 vezes maior que o fluxo térmico proveniente do interior do nosso planeta. Portanto, tais valores não podem ser considerados como desprezíveis.

Outro fato interessante observado nas figuras 1 e 2 é que os valores mais elevados do fluxo de calor são atinentes ao período chuvoso, enquanto que os valores menores de fluxo térmico são relativos ao período seco, na região em estudo. A princípio, dever-se-ia esperar registro inverso, em face de que, no período chuvoso, há maior índice de nebulosidade, conseqüentemente, menor valor de fluxo de radiação solar incidente na superfície da área em estudo. No entanto, no período chuvoso, há um forte aumento do conteúdo de água no material litológico existente nas camadas estudadas, conseqüentemente, há um acréscimo

nos valores de condutividade térmica, ocasionando, assim, uma melhor eficiência no transporte de calor disponível. Araujo et al. (1991a) mostraram que em um ciclo de período de um ano, os valores de condutividade térmica variaram em até 30 % em uma área predominantemente argilosa. Portanto podemos considerar que as configurações das curvas das figuras 1 e 2 são fortemente influenciadas, também, pelas mudanças sazonais dos valores de condutividade térmica do material litológico existente àquelas profundidades.

**CONCLUSÕES** - Os valores de fluxo residual, calculados até a profundidade de 6,0m, não podem ser considerados como desprezíveis.

Para os horários das 09:00h e 18:00h, os fluxos de calor calculados variaram de 1,52 a  $9,76 \text{ W.m}^{-2}$ , de  $-0,74$  a  $1,95 \text{ W.m}^{-2}$  e de 0,22 a  $0,56 \text{ W.m}^{-2}$ , nos três intervalos de profundidade estudados, de 0,5 a 1,0m, 1,0 a 3,0m e de 3,0 a 6,0m, respectivamente.

No intervalo de profundidade estudado, os valores de fluxo de calor são maiores no período chuvoso, em relação aos valores registrados no período seco. Isto é devido ao aumento, naquele período, do valor de condutividade térmica do material litológico existente naquelas profundidades.

**AGRADECIMENTOS** - Agradecemos primeiramente a Deus, pela inspiração e pela vida. Externamos também nossos agradecimentos à Universidade do Pará pelo tempo disponível às atividades de pesquisa; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelas bolsas de pesquisa fornecidas a dois dos autores.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, R.L.C.; SOUZA, J.R.S.; MAKINO, M. 1991. Análise de Perfis Geotérmicos Rasos Sujeitos a Aquecimento Superficial e Bombeamento de Água. Rev. Bras. Geof. 9: 47-53
- ARAUJO, R.L.C.; CARVALHO, J.S.; FERNANDES FILHO, L.A. 1991. Condutividade Térmica em Solos Argilosos em Manaus. SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1988. Anais... Belém. SBG. p.350-360.
- ARAUJO, R.L.C. SOUZA, J.R.S. MAKINO, M. 1988. Estudo da Condutividade Térmica do Subsolo na Região Metropolitana de Belém. CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém. v.4, 1510-1523.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids. 2ªed., Oxford, Clarendon Press. 496 p.
- CHAPMAN, D.S. & FURLONG, K., 1977. Continental Heat Flow - Age Relationship. EOS Trans. Am. Geophys. Union. 58: 1240-1258.

KAPPELMEYER, O & HAENEL, R., 1974. Geothermics: With Special Reference to Application. Berlin, Gebrüder Borntraeger. In: Geoexploration Monographs., Série 1, nº 4, 238

SOUZA, J.R.S.; ARAUJO, R.L.C.; MAKINO, M., 1989. Heat Transfer and Thermal Properties of the Subsoil in Belém. Rev. Bras. Geof. 7: 19-28.

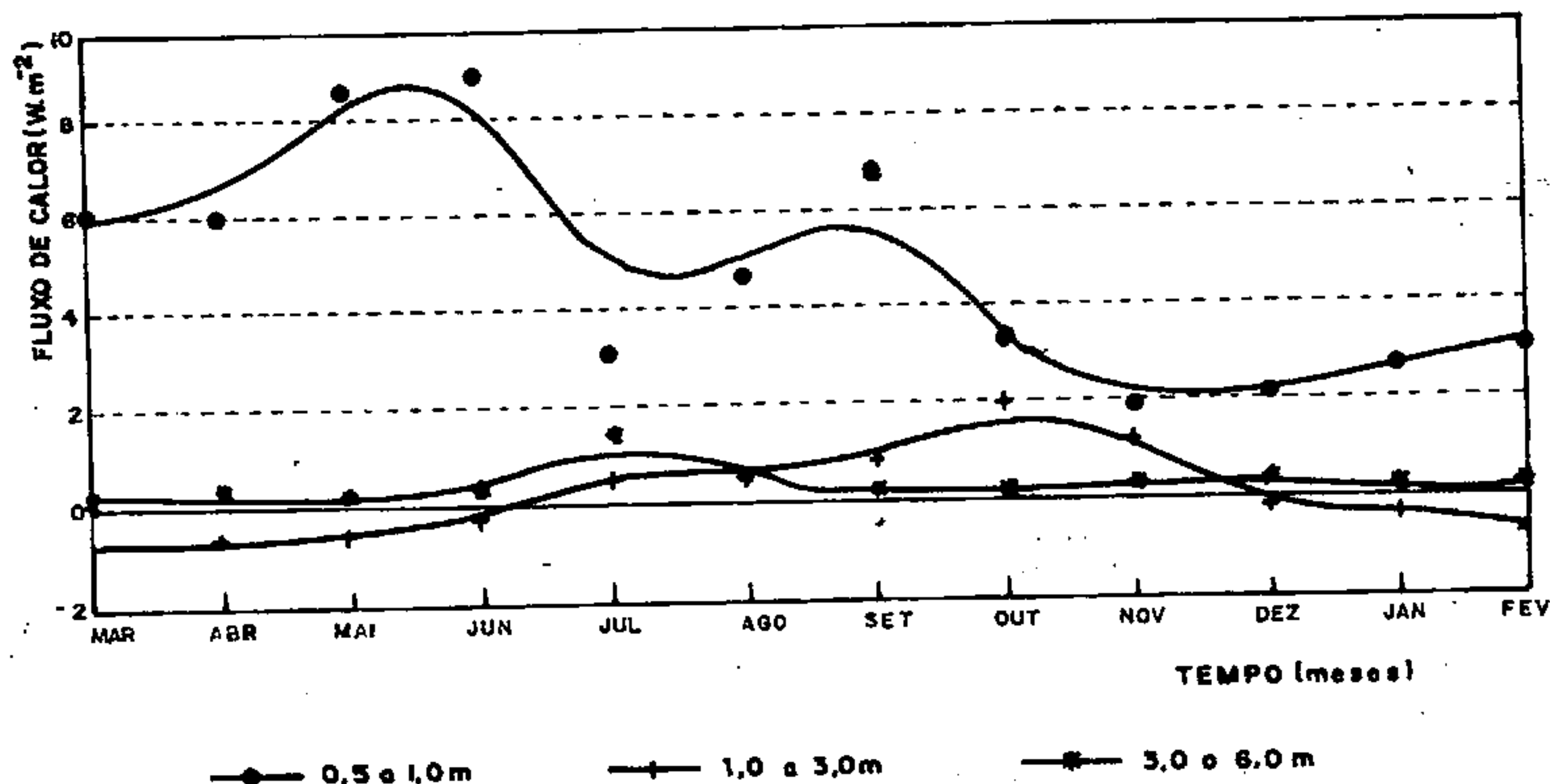


Fig. 1 - Variações de fluxo de calor no período de março/85 a fevereiro/86. Horário: 09:00h

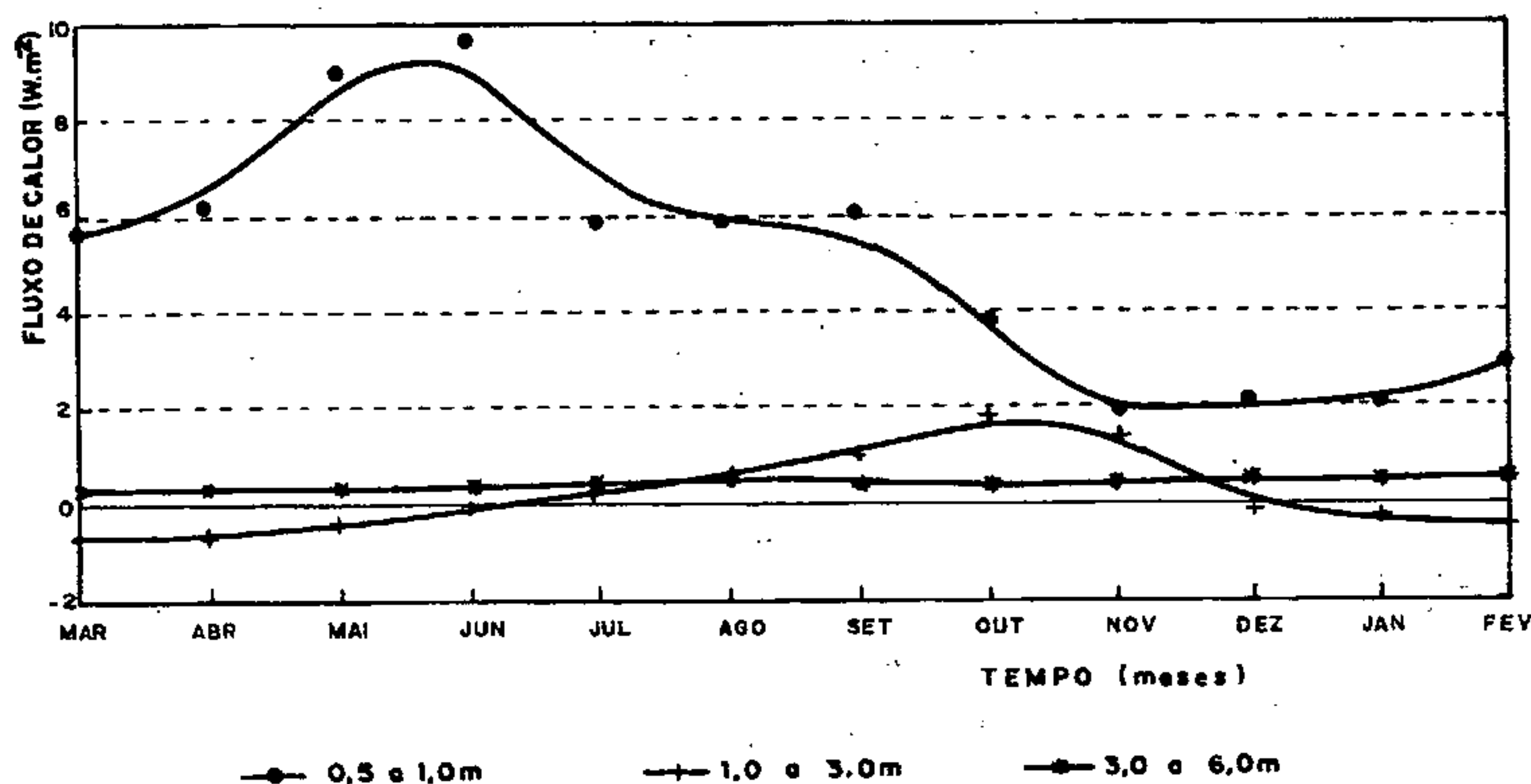


Fig. 2 - Variações de fluxo de calor no período de março/85 a fevereiro/86. Horário: 18:00h

## RESISTIVIDADE APARENTE NO SOPÉ DA SERRA DA MOÇA, ESTADO DE RORAIMA

JOÃO DA SILVA CARVALHO, RUTÊNIO LUIZ CASTRO DE ARAUJO E CLAUZIONOR LIMA DA SILVA  
Departamento de Geociências/Universidade do Amazonas, Estrada do Contorno, 3000 ; CEP: 69.077-000

**RESUMO** - Foram realizadas perfilagens e sondagens de resistividade aparente no sopé da Serra da Moça (RR). Este estudo visou verificar se este corpo rochoso estendia-se lateralmente, em subsuperfície, ou tratava-se de um afloramento localizado. Os resultados geofísicos obtidos mostraram, nitidamente, que a litologia predominante da Serra da Moça não se estende lateralmente em subsuperfície. Portanto, não há comunicação física da Serra da Moça com os outros esparsos relevos residuais na área em estudo.

Tais resultados, utilizando-se as técnicas de Wenner, foram ratificados pelos resultados obtidos via a técnica de Schlumberger.

**INTRODUÇÃO** - No Estado de Roraima observa-se, superficialmente, a existência de esparsos relevos residuais, com evidente controle estrutural, do tipo "inselbergs" (Gatto, 1991).

A fim de verificarmos se esses corpos rochosos aflorantes têm extensão lateral, em subsuperfície, ou se são apenas corpos localizados, os autores deste trabalho elaboraram uma programação de atividades de campo, constituída de perfilagens e sondagens elétricas de resistividade aparente, para a região acima mencionada.

Este trabalho constitui uma das fases da programação supra citada, obtido junto a Serra da Moça, a qual localiza-se a cerca de 50km ao norte da cidade de Boa Vista (RR), compreendida pelas coordenadas geográficas de  $03^{\circ} 13' 56''$  de latitude N e de  $60^{\circ} 39' 32''$  de longitude W.

**METODOLOGIA** - As medidas de resistividade aparente foram realizadas, utilizando-se as técnicas de Wenner e Schlumberger (Dobrin & Savit, 1988).

Na técnica de Wenner, o espaçamento  $a$  (distância entre cada par de eletrodos) foi de 10m. Na técnica de Schlumberger o espaçamento  $2L$  (distância entre os eletrodos de corrente) foi de 50m. Assim, foram investigados dois níveis, a

diferentes profundidades.

As estações foram dispostas em quatro perfis, denominados I, II, III e IV, paralelos entre si, de 100m de comprimento cada. O perfil I localiza-se no sopé da Serra da Moça. Os outros tres perfis citados foram traçados com espaçamento de 20m entre si, todos distanciando-se da referida serra.

**GEOLOGIA LOCAL** - A Serra da Moça é constituída de rochas metamórficas de diversos graus, representada predominantemente por biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses, associadas a unidade Associação Rupununi, de idade referida ao Proterozóico Inferior a Médio. Cortando indistintamente esses litotipos, ocorrem rochas intrusivas básicas, na forma de diques de diabásio, possivelmente associadas à Formação Apoteri (Bonfin et al, 1974), de idade jurássica e cretácica. Envolvendo esses corpos, ocorrem depósitos sedimentares de constituição arenosa e argilosa, inconsolidados, de idade terciária, constituindo a unidade Formação Boa Vista, além de depósitos recentes, restritos aos leitos dos rios da região.

**RESULTADOS E DISCUSSÃO** - Os resultados das perfilagens de resistividade aparente, utilizando-se a técnica de Wenner, são mostrados na figura 1.a, enquanto que os resultados auferidos, utilizando-se a técnica de Schlumberger são apresentados na figura 1.b. Estas figuras são, portanto, mapas de isoanomalias de resistividade aparente relativas a dois níveis diferentes de profundidade, ou sejam, a 10m e 25m de profundidade, respectivamente.

Pela análise da figura 1, verifica-se que o tipo litológico, fundamentalmente constituinte da Serra da Moça, não tem continuidade lateral, tanto em superfície, como em subsuperfície. Isto é evidenciado pela interrupção das curvas isoanomalias apresentadas na figura 1, ou seja, os valores de resistividade aparente são fortemente

variáveis em magnitude, o que caracteriza a não continuidade do corpo rochoso.

A fim de comprovarmos a observação acima mencionada, foram realizadas sondagens de resistividade aparente em três estações distintas, denominadas estação A, B e C. A estação A localiza-se no centro do perfil I, a estação B no centro do perfil II e a estação C no centro do perfil IV. Nestas três estações efetuou-se sondagens de resistividade aparente, usando as técnicas de Wenner e Schlumberger. Com a técnica de Wenner, foram estudados os horizontes de 2 a 10m de profundidade, com incremento de 1m. Com a técnica de Schlumberger, foram estudados os horizontes de 9 a 21m, com incremento de 2m. As configurações das curvas resultantes mostram que os valores de resistividade aparente, para uma mesma profundidade analisada, diminui a medida que se afasta-se da Serra da Moça. Esta diminuição é mais acentuada quanto menor for a profundidade referencial. Os resultados obtidos com a técnica de Schlumberger, com a qual analisou-se a maiores profundidades, mostram, nitidamente, que os valores de resistividade aparente, relativos a profundidades superiores a 15m, sofrem apenas pequenas variações. Isto mostra que, a partir da profundidade de 15m, não há mudanças significativas na litologia subsuperficial da área em estudo.

Portanto, é possível concluir, que o tipo litológico predominante da Serra da Moça, não estende-se a distâncias laterais significativas.

**CONCLUSÕES** - Os trabalhos de resistividade aparente, realizados na forma de perfilagens e sondagens, efetuados na Serra da Moça (RR), mostram que o contraste geomorfológico desta Serra com a área circunvizinha estende-se à subsuperfície, ou seja, o tipo litológico predominante desta Serra não tem extensão lateral significativa. Trata-se, portanto, de uma formação rochosa aflorante localizada. Portanto, não há comunicação física da Serra da Moça com os outros relevos esparsos residuais na área em estudo.

Os resultados de resistividade aparente obtidos via técnica de Wenner foram ratificados pelos resultados auferidos via técnica de Schlumberger.

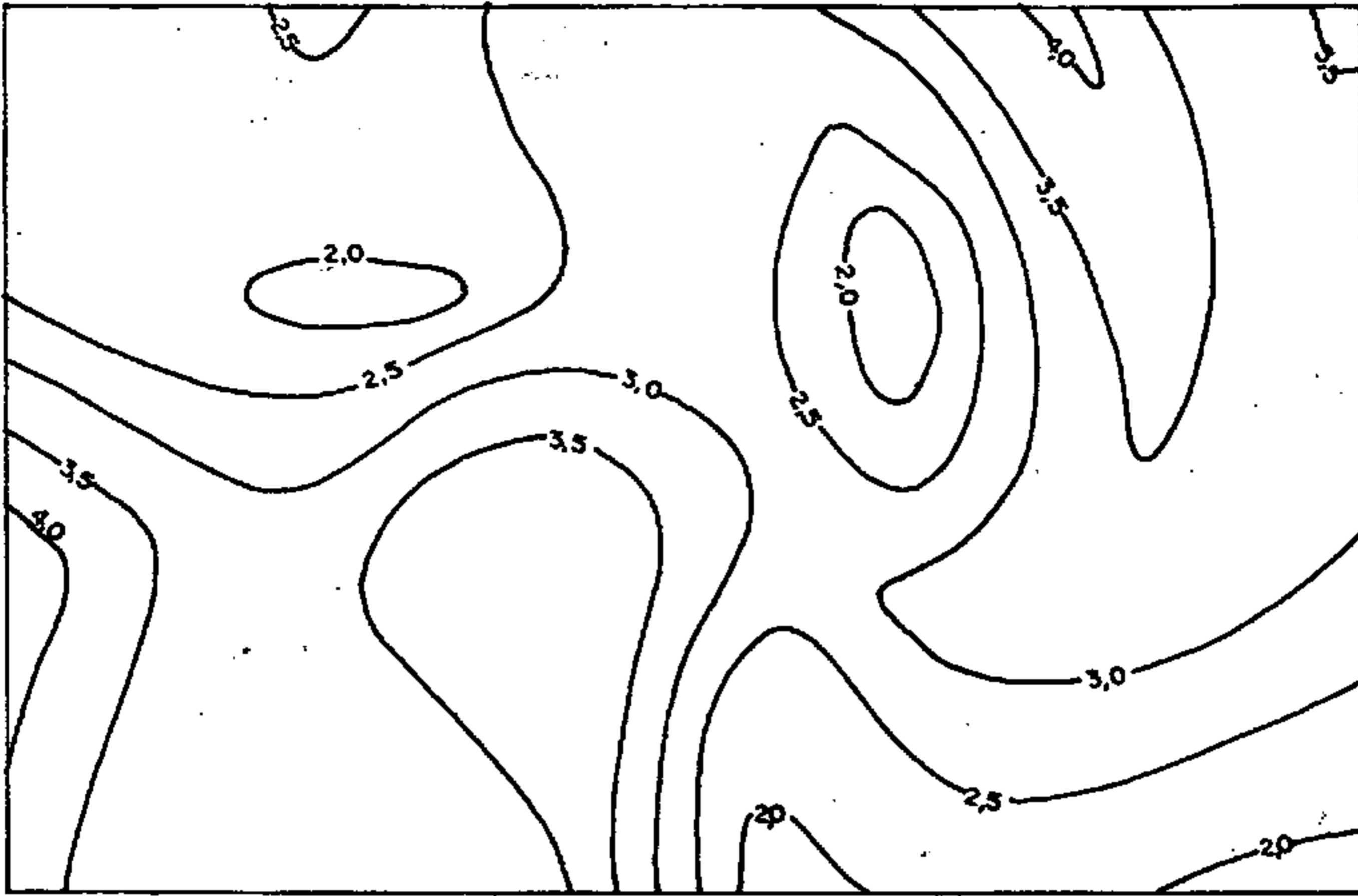
**AGRADECIMENTOS** - Agradecemos primeiramente a Deus, pela inspiração e pela vida.

Externamos também nossos sinceros agradecimentos a Universidade do Amazonas, pelo tempo disponível às atividades de pesquisa; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de pesquisa fornecida a um dos autores; ao Sr. Newton Silva Lima pelo auxílio nas atividades de campo.

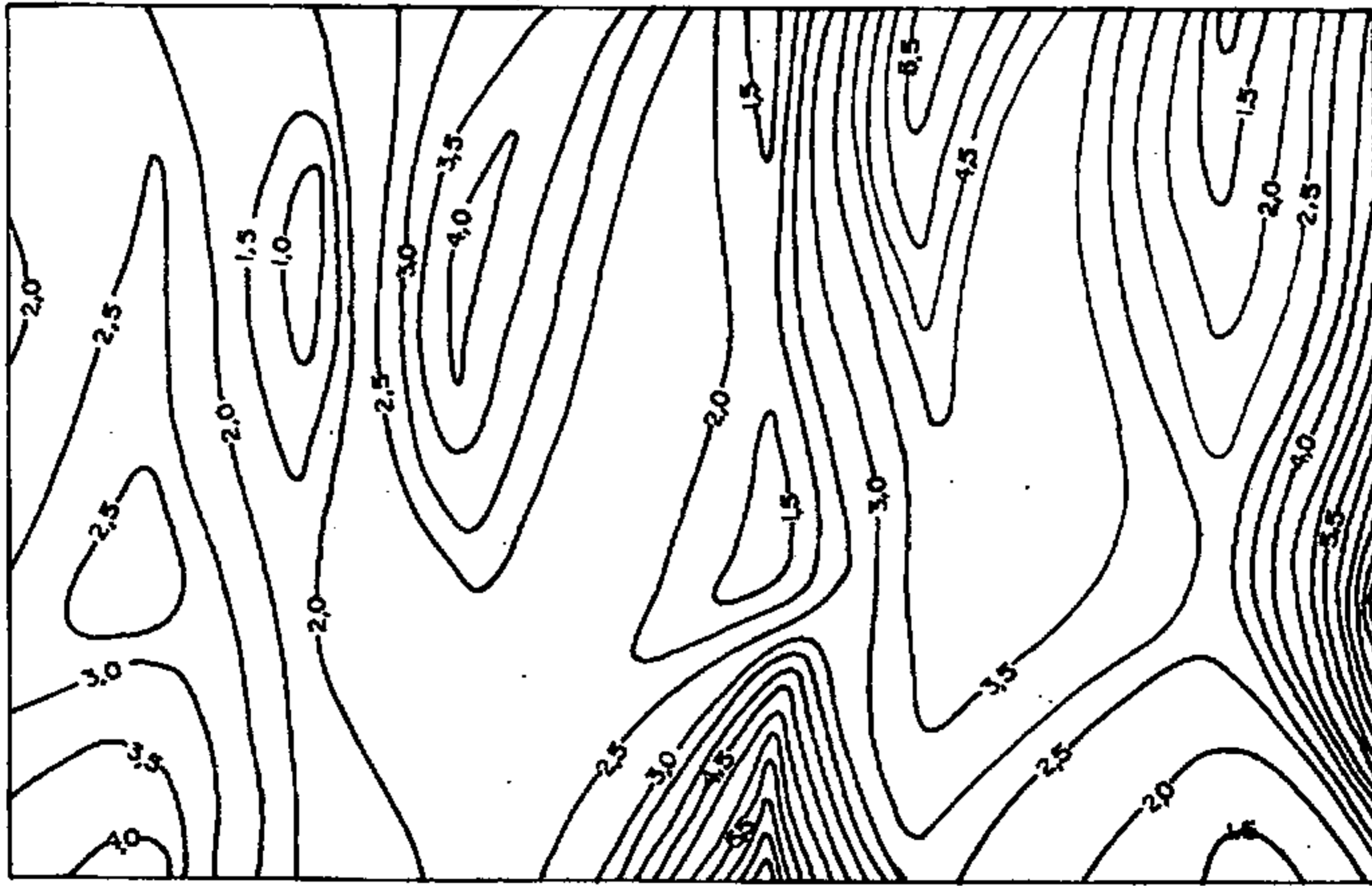
#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BONFIN, F.C.; ROSA, P.B.; GIANCURSI, F.D.; SOUZA, F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHOA, J.B.; MEDEIROS, J.B.; OLIVEIRA, J.F.; VIEGAS FILHO, J.R.; MANDETTA, P.; MAIA, R.G.; SOUZA, S.L.; PINHEIROS, S.S. 1974. Projeto Roraima. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, Folha NA.20-X-B.
- DOBRIN, M.B. & SAVIT, C.H. 1988. Introduction to Geophysical Prospecting. 4<sup>a</sup> ed., cap.18, 751-773.
- GATTO, L.C.S. 1991. Relevos. In: Geografia do Brasil, Região Norte, v.3, parte II, ed. IBGE, 47-60.

A - WENNER



B - SCHLUMBERGER



— 2.0 — - RESISTIVIDADE APARENTE ( $\times 10^5$ )  $\Omega \cdot m$

Fig. I - Curvas isoanômalas de resistividade aparente

## O PROCESSO DECISÓRIO PARA A APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO EM EXPLORAÇÃO MINERAL E DE PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

**ADERBAL C. CORRÊA**

*UFPA- Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências - Departamento de Geologia  
LAGEOS Laboratório de Geo-Informática e Sensoriamento Remoto Belém, Pará*

**RESUMO** - A aplicação da tecnologia de Sensoriamento Remoto (SR) em programas de exploração mineral em geral e particularmente na Amazônia, obriga o exploracionista tomar decisões importantes antes mesmo de obter e analisar os dados. É essencial que seja avaliado em detalhe o método a ser aplicado, a adequação de sua utilização no projeto em foco e se essa tecnologia será utilizada na época certa. Essas considerações básicas devem ser analisadas sob o ponto de vista custo/benefício uma vez que há vários tipos dados disponíveis comercialmente. Cada um deles tem características própria e em alguns casos não são substituíveis entre si. Todos eles têm vantagens e limitações, disponibilidade e custos diferentes. Este trabalho apresenta uma compilação da tecnologia mais disponível em nosso país e apresenta sugestões para orientar o processo de seleção.

**INTRODUÇÃO** - O processo de escolha do tipo de dado de Sensoriamento Remoto (SR) mais adequado para um projeto de exploração mineral na Amazônia pode ser bastante complexo. Em algumas situações, as opções são muitíssimo limitadas. Em outros casos, as escolhas resultam da disponibilidade de um só tipo de dado, das limitações financeiras ou de tempo disponível para a realização do projeto. Essas situações criam soluções imediatistas que geralmente não dão crédito à tecnologia de SR e conduzem a soluções ineficientes.

O tema deste trabalho é desenvolvido com a premissa de que não existem impecilhos de ordem burocrática para o fornecimento dos dados. Cada um dos dados está disponível no Brasil, ou pode ser adquirido no mercado internacional, ou ainda, podem ser coletados por instrumento disponível comercialmente.

**CONSIDERAÇÕES INERENTES AO PRO-**

**CESSO DECISÓRIO** - O processo decisório requer a análise de fatores intrínsecos relacionados ao programa de exploração, incluindo o ambiente da tecnologia em consideração.

**OBJETIVO DO PROGRAMA DE EXPLORAÇÃO** - O objetivo do programa exploratório é fundamental para a escolha da tecnologia de SR. Se o programa é de exploração mineral e há uma correlação entre a ocorrência do mineral com uma determinada litologia ou alteração ambiental (ex. cor de solo, atrofia ou exuberância da vegetação) ou então se na exploração de petróleo, procura-se definir as áreas favoráveis para acumulações estruturais (ex. alto estrutural, zona de falhamento), então esses objetivos devem orientar a escolha do tipo de informação necessária. No primeiro caso exemplificado acima, teríamos necessidade de um método capaz de identificar as características espectrais do objetivo (ex. sistema multiespectral). No segundo caso haveria necessidade de um método que realçasse as evidências de estruturas geológicas na superfície (ex. radar de visada lateral ou fotografia com iluminação de baixo ângulo).

**ESTÁGIO EXPLORATÓRIO** - A utilização de SR nos estágios iniciais de um programa exploratório beneficia o exploracionista com uma visão completa de sua área de interesse e de seu posicionamento em relação às feições geológicas regionais. Isso é evidente quando imagens multiespectrais do LANDSAT, SPOT ou mosaicos de radar são a fonte de informações porque eles propiciam uma visão regional, pouco descontínua de uma área. Esse material é essencial também para a atualização cartográfica e planejamento logístico de futuras operações de campo.

Nos estágios mais avançados de exploração, deve prevalecer o critério da necessidade de

informação complementar para apoiar as observações ou conclusões preliminares obtidas por outros métodos. Os resultados de um levantamento aeromagnético ou radiométrico em exploração mineral podem indicar uma área de interesse prioritário em subsuperfície. Essa área pode ser melhor definida, por exemplo, com a visão de superfície proporcionada por uma imagem LANDSAT. Na exploração de petróleo por exemplo, as ambiguidades de interpretação de levantamentos sísmicos podem ser reduzidas ou eliminadas com a identificação das estruturas mais significativas ou pela atualização dos mapas geológicos proporcionada por SR. A interpretação de imagens multiespectrais, de RVL ou fotos aéreas podem reduzir as incertezas exploratórias.

#### **ADEQUAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA**

- Os trabalhos exploratórios realizados na Amazônia são muito prejudicados pela base cartográfica deficiente. Imagens LANDSAT MSS ou TM oferecem uma base cartográfica internamente consistente que pode servir para verificar possíveis falhas em mapeamento básico ou para atualizá-lo com informações de valor logístico sobre novas estradas, povoados, etc.

#### **DISPONIBILIDADE DE INFORMAÇÃO**

- Nem sempre é possível obter a informação de SR recomendada para a área de interesse. No caso da Amazônia (e de todo o Brasil) temos um recobrimento completo de RVL obtido pelo Projeto RADAM. Há também uma cobertura completa, livre de nuvens, com o LANDSAT para todo o país. Na maioria dos casos isso é suficiente para trabalhos básicos. Entretanto a falta de uma cobertura multiespectral orbital ou de fotografias aéreas atualizadas, podem indicar a necessidade de novos levantamentos. Deve ser também considerada a possibilidade de nenhum dos dados disponíveis ser tecnicamente o mais recomendável para observar o fenômeno de interesse.

**TAMANHO DA ÁREA** - O tamanho da área de interesse tem de ser considerado sob o ponto de vista custo benefício. Uma área de mais de 10.000 km<sup>2</sup> pode não justificar a aquisição de dados digitais LANDSAT ou um recobrimento com RVL. Entretanto, se os custos desses dados devem ser analisados em relação à obtenção de

informações essenciais para uma avaliação completa de uma área extensa dentro de um prazo limitado (ex. exploração de petróleo em blocos arrendados ou concessões minerais com prazo de expiração), então opções de custo mais elevado mas mais efetivas devem ser consideradas.

Em áreas pequenas, já reduzidas a partir dos resultados obtidos por outras técnicas exploratórias (ex. aeromagnetometria, geoquímica, etc), é possível aplicar técnicas específicas de SR como aerolevantamento multiespectral para selecionar alvos prioritários.

**TIPO DE COBERTURA VEGETAL** - A densa floresta tropical que cobre a maior parte da Amazônia é atualmente um problema para a coleta de informações sobre a superfície do terreno. Considerando que de modo geral o relevo do terreno é reproduzido pela superfície das copas das árvores, podemos utilizar a informação obtida pelo RVL para inferir o que pode estar coberto pela vegetação. Fotografias aéreas com iluminação de baixo ângulo também realçam essa informação. As falhas resultantes do uso dessa premissa indicam no entanto que a exploração em regiões tropicais como a Amazônia, ainda requer o desenvolvimento de tecnologia específica.

**TIPO DE SUPERFÍCIE TERRESTRE** - A expressão em superfície de feições geológicas de interesse para o exploracionista são mascaradas em uma região tropical como a Amazônia. Há necessidade de uma gama variada de metodologias mais efetivas para solucionar ou minimizar os problemas de coleta e interpretação de dados de SR. Além da vegetação, a espessa camada de intemperismo encobre variações litológicas, estruturas geológicas, etc. De modo geral os dados coletados por um sensor multiespectral como o LANDSAT TM oferecem melhores dados, mas essa é uma área em que sensores multiespectrais especializados, de mais alto custo operacional, podem oferecer os melhores resultados.

**RELEVO** - O relevo do terreno pode condicionar a tecnologia recomendada. O problema de áreas de pouco relevo já foi abordado no item sobre a



vegetação. Em áreas montanhosas o RVL fornece dados com zonas sem informação devido as características desses sistemas. Há necessidade da duplicação de cobertura e conseqüente encarecimento do aerolevante. Os sistemas orbitais de RVL podem solucionar ou minimizar esse problema.

**LIMITAÇÕES DE TEMPO** - Os prazos para a realizações de projetos podem condicionar a escolha de tecnologia. A opção nesse caso é utilizar dados disponíveis como fotos aéreas ou imagens LANDSAT MSS desatualizadas. As condições atmosféricas podem também limitar a coleta de dados que não sejam de RVL.

**RESOLUÇÃO ESPACIAL** - O tamanho do alvo de interesse limita também a utilização da tecnologia. Quando o alvo ocupa uma área relativamente grande (mais de 10.000m<sup>2</sup>) ou é extenso, a resolução espacial deixa de ser fator limitante. No caso de pequenos alvos, da ordem de centenas de metros quadrados, a resolução espacial se torna crítica porque é preciso de pelo menos tres *pixels* para discriminação e identificação de um alvo. A utilização de tecnologia específica é necessária para resolver essas situações.

**LIMITAÇÃO ORÇAMENTÁRIA** - Esse é provavelmente o fator preponderante, mas nem sempre prejudicial, na escolha da tecnologia no caso da Amazônia. A cobertura de RVL está disponível a baixíssimo custo e é adequada para a maioria das aplicações. Imagens LANDSAT em papel fotográfico e fotos aéreas arquivadas também são fontes de informações utilíssimas.

**INTEGRAÇÃO COM OUTROS DADOS** - Atualmente é possível integrar os dados de SR com informações obtidas por outras técnicas exploratórias para análise conjunta. Dados obtidos por levantamentos geológicos, geoquímicos, geofísicos, e cartográficos mapeados para a área

de interesse podem ser transformados para o formato digital e analisados conjuntamente em sistemas geo-referenciados de informações (SGI).

**DISPONIBILIDADE DE PESSOAL E EQUIPAMENTOS** - A disponibilidade de pessoal qualificado para trabalhar com a tecnologia de SR tem aumentado muito nos últimos anos. A partir da ação pioneira do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) que promoveu o treinamento dos primeiros especialistas de SR no Brasil, muito já foi feito no âmbito das universidades brasileiras. Há um grande número de programas de treinamento de SR em todo o país formando especialistas a nível de pós-graduação para as mais variadas áreas de aplicações. A Universidade Federal do Pará é agora a mais nova adição à lista de instituições oferecendo programas nessa área.

Equipamentos e *software* para a análise de dados estão cada vez mais disponíveis e a custo relativamente mais baixo. A abertura brasileira no mercado da informática possibilitou o avanço da tecnologia nacional de maneira espantosa. Qualquer instituição tem acesso agora a equipamento e *software* de qualidade superior a preços pouco acima do mercado internacional.

**CONCLUSÃO** - Este trabalho indica alguns dos fatores principais que devem ser considerados na escolha da tecnologia de SR mais adequada para projetos exploratórios na Amazônia. A decisão deve ser feita por especialistas experientes na área de aplicação e com conhecimento da tecnologia em foco.

**AGRADECIMENTOS** - O autor agradece os Drs. Ronald J. P. Lyon e Robert A. Agar pelas opiniões expressas durante discussões a respeito do assunto. O autor reconhece também a contribuição feita pelo trabalho de Fons Dekker e Bob Dams para o formato e conteúdo deste artigo.

#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

DEKKER, F. E DAMS, B. 1993, Decision tree for hydrocarbon exploration applications of Remote Sensing. Ninth Thematic Conference

on Geologic Remote Sensing em Pasadena, California, 8-11 fevereiro de 1993, 10p.

## PESQUISA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA ATRAVÉS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EM CHAPADA DOS GUIMARÃES-MT

ALTERÊDO OLIVEIRA CUTRIM, VAGNER ROBERTO ELIS E ANTONIO BRANDT VECCHIATO  
*Departamento de Geologia Geral - UFMT*

**ABSTRACT** - This work shows the possibilities of application of geophysical methods in solving some hydrogeological problems in Chapada dos Guimarães - MT. In this region, there are sedimentary formations and basaltic rocks, units with hidric potentials very different. By applying magnetic and electrical methods were possible to identify the structures of these aquifers.

**INTRODUÇÃO** - A região de Chapada dos Guimarães está localizada na borda da Bacia do Paraná, e é representada por rochas sedimentares das formações Furnas, Ponta Grossa e Botucatu, basaltos da Formação Serra Geral e sedimentos do Grupo Bauru, unidades estas repousando discordantemente sobre os metamorfitos do Grupo Cuiabá (Projeto RADAMBRASIL - Folha Cuiabá, 1982). Em algumas áreas dessa região ocorrem problemas de exploração de água subterrânea devido a presença dos basaltos e estruturação geológica. Dentro desse contexto, a aplicação dos métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria se mostrou de grande valor na obtenção de informações que podem auxiliar na resolução de alguns problemas de pesquisa e exploração de águas subterrâneas. Foi escolhida uma área próxima ao povoado de Água Fria, no município de Chapada dos Guimarães, onde as características geológicas (presença de sedimentos do Grupo Bauru em contato por falha com basaltos da Formação Serra Geral) se mostraram muito interessantes para a avaliação da eficiência da geofísica aplicada a estudo dos problemas hidrogeológicos da região.

**METODOLOGIA** - Foram realizados perfis magnéticos paralelos entre si com azimute N160 e estações de medida espaçadas de 10 metros para definir as estruturas e auxiliar na definição do contato Bauru/Serra Geral. As SEVs foram efetuadas com arranjo Schlumberger (Orellana, 1972), com distanciamento AB de 600 metros,

para definir as relações de contato entre os vários estratos bem como o nível d'água. Os perfis magnéticos, os pontos de SEVs bem como a geologia da área estão representados no mapa da figura 1.

**RESULTADOS** - Os dados dos perfis magnéticos L1, L2 e L3 estão representados no mapa da figura 2, onde foram definidas duas estruturas alongadas de direção aproximada N70E. A anomalia A, localizada próxima a posição 200 metros, corresponde a uma falha que posiciona o basalto ao lado dos sedimentos Bauru. A anomalia B, próxima a posição 600 metros, corresponde provavelmente a um grande fraturamento.

A SEV 2 (Figura 3), localizada a noroeste da falha, em um nível topográfico mais baixo que a SEV 8, onde ocorre uma cobertura coluvionar composta por material oriundo da alteração do basalto e sedimentos do Grupo Bauru, apresentou um modelo geoeletrico de quatro camadas, onde: a camada 1, com resistividade de 44,5 ohm.m e espessura 1,3 metros corresponde a cobertura coluvionar; a camada 2, com resistividade de 15,5 ohm.m e espessura de 3,3 metros caracteriza o nível d'água no colúvio e basalto alterado; a camada 3, de resistividade 4132,5 ohm.m e espessura 16,4 metros representa o basalto; e finalmente a quarta camada, com resistividade de 121 ohm.m, caracteriza provavelmente uma lente de arenito intertrapiano ou o próprio arenito Botucatu.

A SEV 8 (Figura 4) está localizada a sudeste da falha, onde ocorrem sedimentos arenosos do Grupo Bauru. Esta SEV apresentou um modelo geoeletrico de quatro camadas, onde: a primeira camada apresenta uma resistividade de 1534,7 ohm.m e espessura de 0,3 metros e corresponde ao solo superficial arenoso rico em matéria orgânica; a camada 2, com resistividade de 12448,0 ohm.m e espessura de 2,6 metros, corresponde ao solo arenoso seco; a camada 3, com resistividade de 77,6 ohm.m e espessura de

60,2 metros, evidencia a presença de água dentro da formação arenosa; e por fim, a quarta camada, com resistividade de 4219,5 ohm.m, corresponde ao basalto da Formação Serra Geral.

**CONCLUSÕES** - A partir da SEV 8 foi possível identificar o aquífero Bauru sobreposto ao basalto, mostrando uma espesura da zona saturada de 60,2 metros, caracterizando um aquífero livre de ótima potencialidade. Porém, a SEV 2 mostrou condições totalmente diferentes do outro lado da falha, onde o basalto se localiza bastante próximo à superfície, apresentando uma espesura de zona saturada de 3,3 metros no manto de alteração da rocha básica, o que caracteriza um

aquífero livre de pequena potencialidade.

A magnetometria mostrou-se eficiente na determinação das zonas de falhamento e fraturamento, importantes no entendimento da estruturação dos aquíferos da área.

Os métodos geofísicos aplicados permitiram, então, a determinação da estrutura geológica e posicionamento de cada unidade, o que favoreceu a definição dos vários aquíferos da área e analisar suas potencialidades. Foi possível também observar que o fluxo de água do aquífero Bauru se move de sudeste para noroeste, até encontrar os basaltos no plano de falha, onde este plano barra o fluxo, dando origem às fontes.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL.. PROJETO RADAMBRASIL 1982. Folha SD.21 - Cuiabá; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro. Sinopse Ing. Port. (Levantamento de Recursos Naturais, 26) 448p.
- ORELLANA, E. 1972. Prospeccion Electrica en Corriente Continua. Ed. Paraninfo, Madrid, 523p.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. 1988. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 860 p.

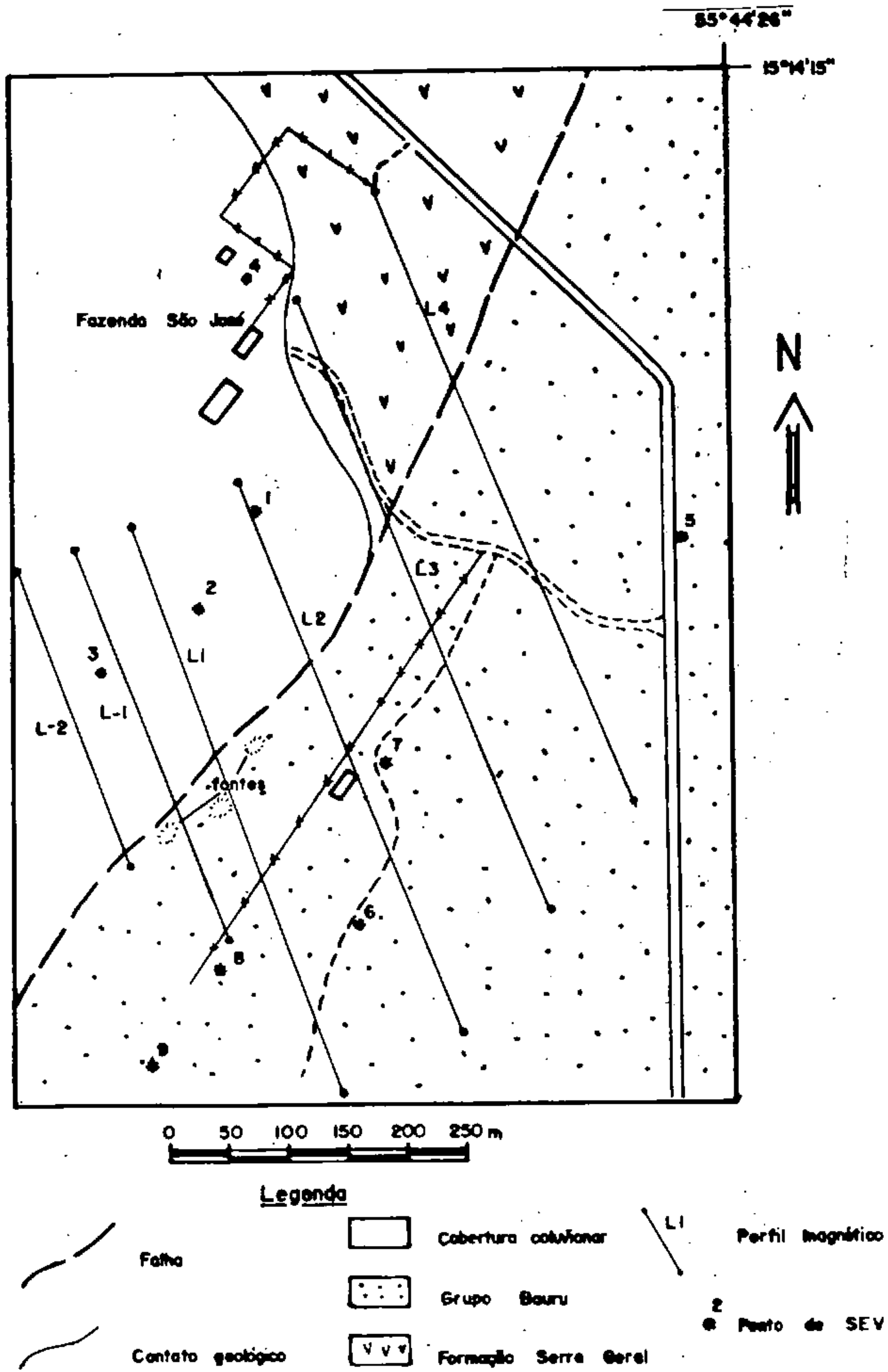


Figura 1 - Mapa Geológico e localização dos ensaios

MODELO FINAL

| CAMADA | RESIST. | ESPESSURA |
|--------|---------|-----------|
| 1:     | 1534.7  | 0.3       |
| 2:     | 12448.0 | 2.6       |
| 3:     | 77.6    | 60.2      |
| 4:     | 4219.5  |           |

Convergência: 0.045

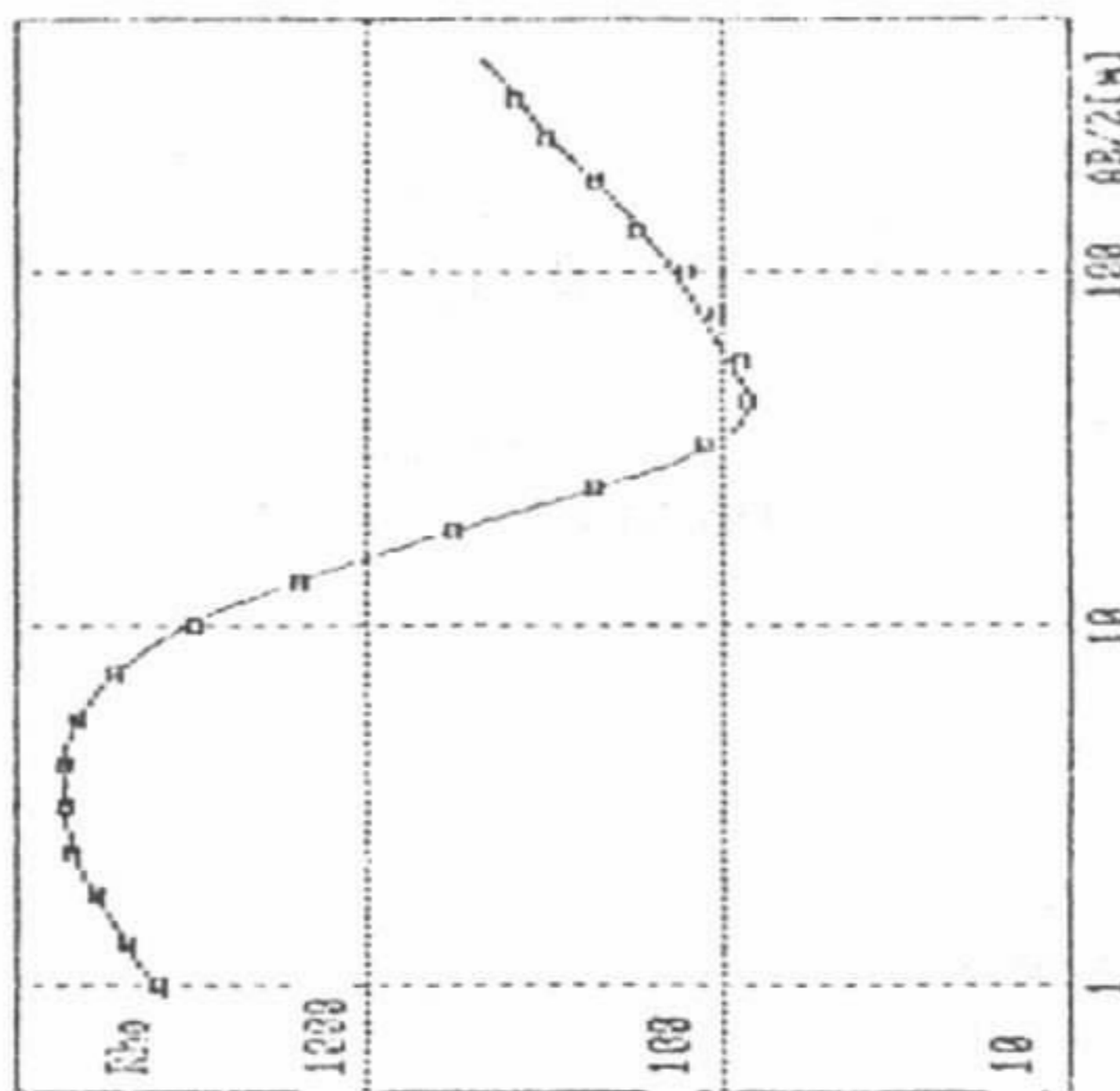


Fig. 4 - SEV Nº 08

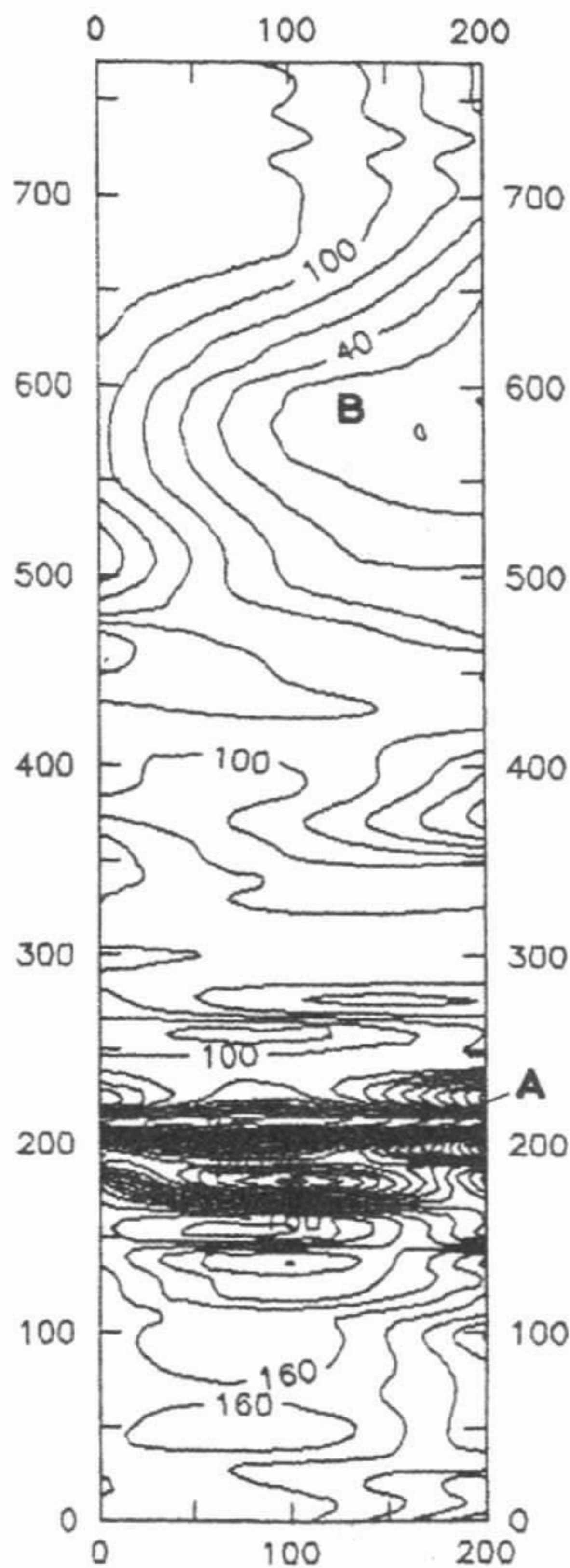


Fig.2 - Campo Magnetico Total (Gama)

MODELO FINAL

| CAMADA | RESIST. | ESPESSURA |
|--------|---------|-----------|
| 1:     | 44.5    | 1.3       |
| 2:     | 15.5    | 3.3       |
| 3:     | 4132.5  | 16.4      |
| 4:     | 121.0   |           |

Convergência: 0.067

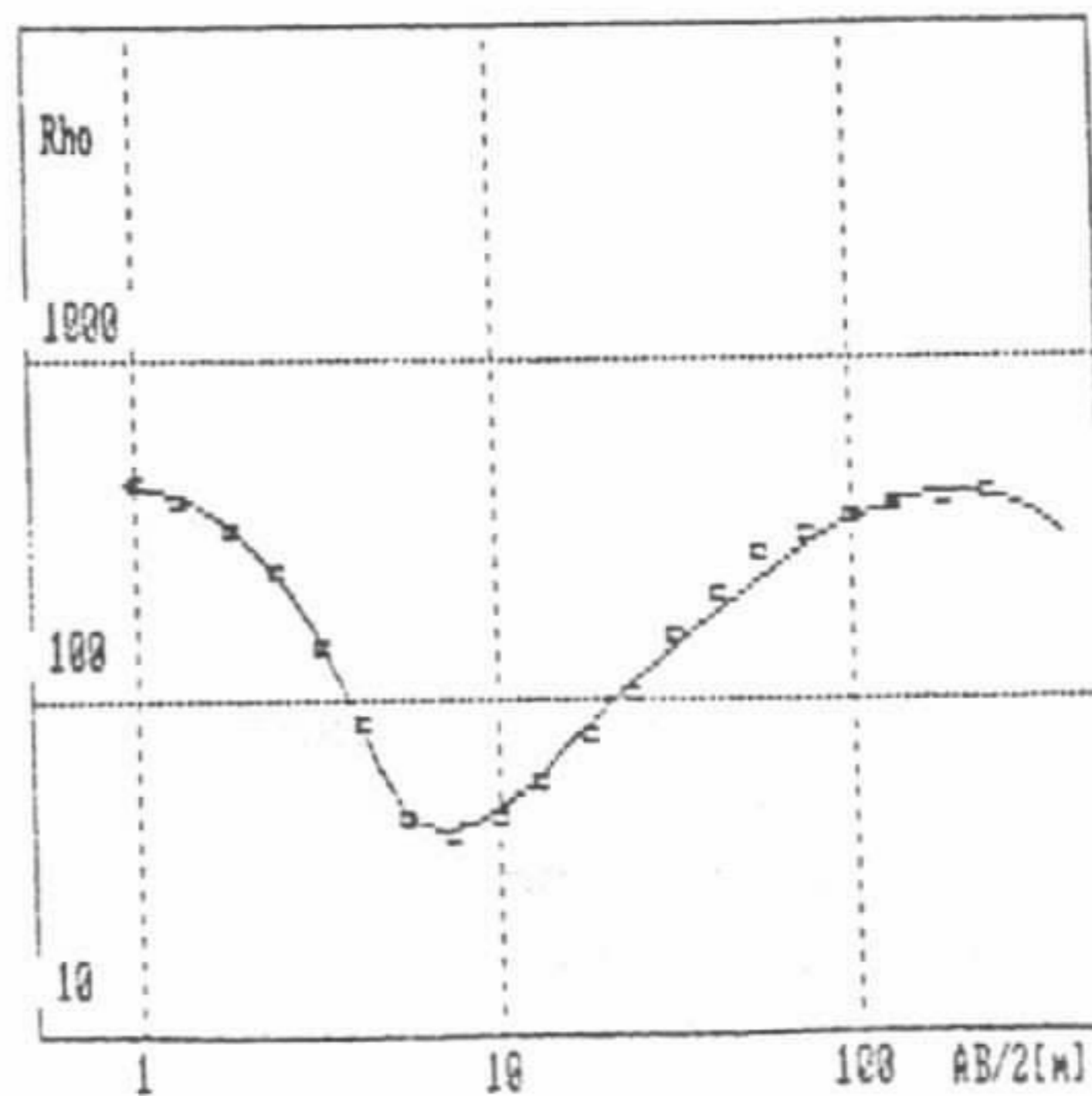


Fig. 3 - SEV Nº 02

## MODELAGEM CINÉTICA DA GERAÇÃO DO PETRÓLEO NA BACIA DO AMAZONAS: CORRELAÇÃO COM EXPERIMENTOS DE LABORATÓRIO E DADOS DAS SÉRIES NATURAIS

F. T. T. GONÇALVES - PETROBRÁS, *Centro de Pesquisas & Desenvolvimento*

F. G. GONZAGA, L. F. C. COUTINHO E J.A. TRIGÔIS - PETROBRÁS, *Departamento de Exploração*

**INTRODUÇÃO** - A Bacia do Amazonas está localizada na região norte do Brasil, apresentando uma área de 600.000Km<sup>2</sup>. Compreende uma coluna sedimentar preservada com espessura de até 6500m, composta basicamente por rochas paleozóicas intrudidas por diques e soleiras de diabásio de idade Juro-triássica, e cobertas por sedimentos mesozóicos-cenozóicos. O registro sedimentar paleozóico compreende três sequências deposicionais (ordoviciana/devoniana, devoniana/carbonífera e carbonífera/permiana), separadas por amplas discordâncias regionais e geneticamente relacionadas a eventos tectono-termiais da mesma idade (Coutinho & Gonzaga, no prelo).

Neste trabalho foram efetuadas modelagens cinéticas da geração de petróleo pelo efeito do soterramento para a seção de folhelhos radioativos basais da Formação Barreirinha (Neodevoniano). A integração e a correlação dos resultados da modelagem com simulações do processo de geração realizadas em laboratório e dados de potencial gerador de amostras naturais, permitiu a elaboração de um modelo de geração e migração para a Bacia do Amazonas. Os métodos analíticos empregados incluíram: pirólise ROCK-EVAL, hidropirólise, petrografia orgânica e cromatografia gasosa acoplada a espectrometria de massas (biomarcadores).

**DISCUSSÃO DOS RESULTADOS** - A geração do petróleo é controlada pela história térmica e pela cinética da degradação da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares. O conhecimento das épocas de geração e migração dos hidrocarbonetos numa bacia sedimentar é fundamental para a redução dos riscos exploratórios, por permitir refinar as correlações temporais entre geradores e trapas, e assim, selecionar áreas mais favoráveis à presença de acumulações comerciais.

Na Bacia do Amazonas, o grau de evolução térmica da seção geradora (Fm. Barreirinha) é

produto do efeito da subsidência somado à influência térmica das intrusões ígneas de idade Juro-triássica (Neves et al., 1989 e Mullin, 1988). Na maior parte da porção ocidental da Bacia do Amazonas as intrusões ígneas estão restritas à formação Nova Olinda de idade carbonífera, exercendo pouca influência sobre o grau de evolução térmica dos níveis geradores. Na porção oriental da Bacia do Amazonas (a leste do Rio Tapajós) e em algumas áreas restritas da porção ocidental, os diques e sills estão posicionados também dentro da sequência devoniana. Nestes casos, a maturação original (devido à subsidência) foi alterada, e o intervalo gerador encontra-se senilizado.

No presente estudo foi modelada apenas a geração de petróleo causada pelo efeito do soterramento da seção geradora, levando em consideração os parâmetros cinéticos da Fm. Barreirinha (Gonçalves et al., no prelo) e a evolução tectono-termal da bacia do Amazonas (Coutinho & Gonzaga, no prelo). Foi empregado o software GENEX, desenvolvido pelo Instituto Francês do Petróleo (IFP) e os resultados obtidos foram calibrados com diferentes parâmetros geoquímicos, tais como reflectância da vitrinita (%Ro) e potencial gerador residual.

As modelagens da geração indicam que a matéria orgânica da Formação Barreirinha alcança elevadas taxas de conversão em hidrocarbonetos (> 50%) nas áreas onde esta unidade está submetida a um grau de evolução térmica mínimo equivalente a valores de reflectância da vitrinita de 0,8%Ro, o que corresponde a profundidades da ordem de 3000m. Este estágio foi atingido na região da calha central da bacia durante o Neocarbonífero/Permiano (Figura 1). Estes resultados estão de acordo com aqueles obtidos através da análise de regressão exponencial dos dados de amostras naturais, que indicam que o potencial original para geração de hidrocarbonetos da Formação Barreirinha é reduzido pratica-

mente a metade ao atingir um grau de maturação equivalente a 0,8-0,9%Ro (Figura 2).

As simulações em laboratório do processo de geração e expulsão do petróleo através da técnica da hidropirólise procuram reproduzir o fenômeno natural (Trigüis & Araújo, 1992). Os resultados destas simulações, assim como os dados de quantidade de hidrocarbonetos residuais presentes nas amostras de rocha geradora, sugerem que a expulsão dos hidrocarbonetos da Formação Barreirinha é precoce, ocorrendo a partir de 2000m de profundidade e valores de Ro da ordem de 0,55-0,65%. Estes resultados indicam também que ao final do processo de expulsão

cerca de 80% dos hidrocarbonetos gerados são expulsos da rocha geradora. As modelagens da expulsão do petróleo com o GENEX, no entanto, mostram que embora esta seja iniciada precocemente, quantidades significativas de hidrocarbonetos são expulsas apenas a partir do momento em que a rocha geradora atinge valores de 0,8% Ro e taxas de transformação do querogênio de 40 a 50% (Figura 1). Estes resultados são corroborados pelos dados de maturação dos óleos recuperados na bacia, que mostram uma geração sob condições de maturação da ordem de 0,8 a 0,9% Ro.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COUTINHO, L.F.C. & GONZAGA, F.G. 1994. Evolução tectono-sedimentar e termomecânica da Bacia do Amazonas. PETROBRAS/DEXNOR, Belém, Relatório Interno, no prelo.
- GONÇALVES, F.T.T.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; TRIGÜIS, J.A. 1994. Avaliação e modelagem geoquímica da Bacia do Amazonas: timing de geração e migração. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro, Relatório Interno, no prelo.
- MULLIN, R.P., 1988. Maturation model for the Middle Amazonas Basin, Brazil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.6, p.2457-2471.
- NEVES, C.A.O.; CAMPOS, J.N.P.; ARANA, J.; TEIXEIRA, L.B.; RODRIGUES, R.; TRIGÜIS, J.A. 1989. Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas. PETROBRAS/DEPEX, Belém, Relatório Interno, 113p.
- TRIGÜIS, J.A. & ARAÚJO, C.V. 1992. Calibração dos parâmetros de maturação, Bacias: Paraná e Amazonas. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro, Relatório Interno, 154p.

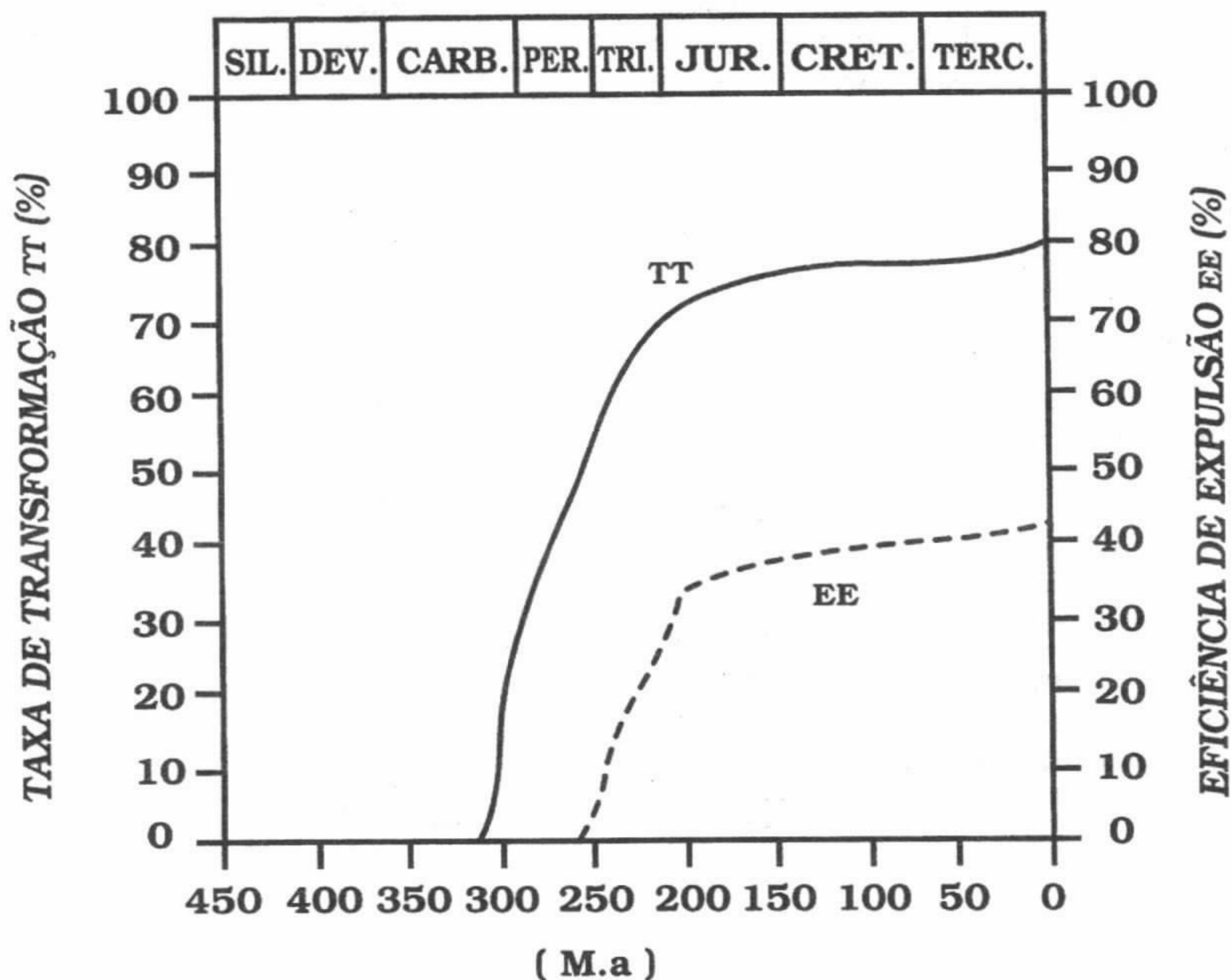
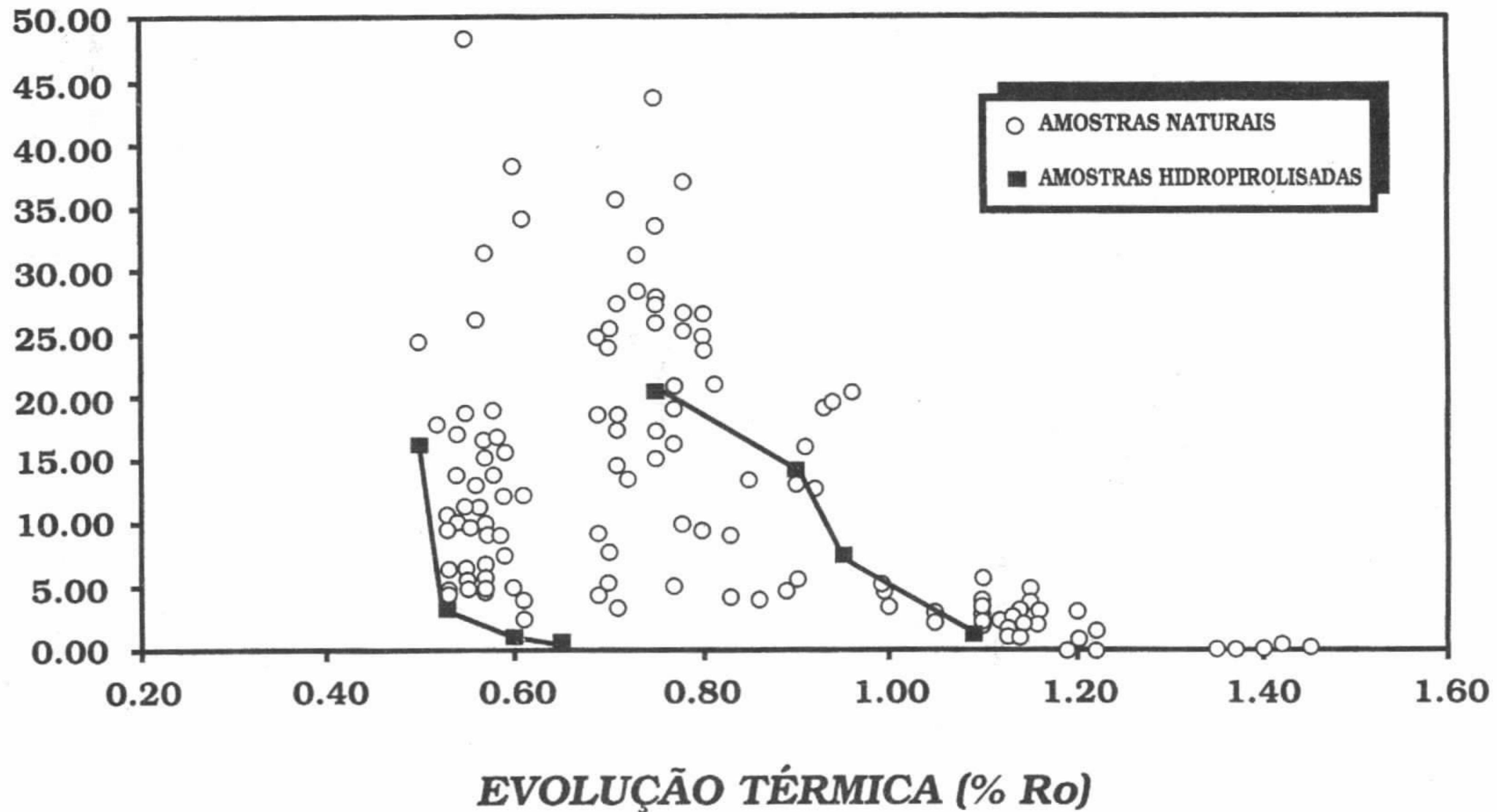


FIGURA 1 - Evolução da taxa de transformação (TT) da matéria orgânica em hidrocarbonetos e da eficiência de expulsão (EE) do petróleo para um poço situado na calha central da Bacia do Amazonas.



POTENCIAL DE GERAÇÃO DE HC  
( mgHC /gROCHA )



**FIGURA 2 -** Comportamento do potencial de geração de hidrocarbonetos (HC) em função do grau de evolução térmica (%Ro) de amostras de rocha geradora submetidas a maturação por soterramento (natural) e por simulação em laboratório (hidropirólise).

## ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM

**EDILSON RAMOS PEREIRA** - *Secretaria de Estado de Indústria, Comércio e Mineração-SEICOM*

**WILSON DE OLIVEIRA** - *Secretaria de Estado de Indústria, Comércio e Mineração-SEICOM*

**ANTONIO CARLOS F.N.S.TANCREDI** - *Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia -INPA*

**INTRODUÇÃO** - A grande demanda de água subterrânea na Região Metropolitana de Belém e a carência de pesquisas que possam fornecer subsídios para a utilização racional desses mananciais tem despertado o interesse de órgãos governamentais. As pesquisas hidrogeológicas são ainda esparsas e a nível de reconhecimento (IDESP, 1980), (Serra, 1986) e trabalhos como os de conclusão de curso de alunos de Geologia (Alves, 1990; Luis & Verma; 1990; Bastos, 1991; Souza, 1993).

A metodologia deste trabalho consistiu, em parte, de um inventário hidrogeológico, sendo efetuado coleta de dados de poços tubulares, levantamento bibliográfico de pesquisa hidrogeológicas, tratamento e análise dessas informações, com participação da SUDAM, IDESP e SEICOM.

A figura 1 apresenta a área e a localização dos poços tubulares utilizados neste trabalho.

**GEOLOGIA** - Na região de Belém há uma seqüência sedimentar sobrejacendo a um embasamento cristalino granito-gnáissico.

Na parte superior, a partir da superfície encontra-se sedimentos do Quaternário e do Terciário.

Os depósitos do Quaternário são de areias, siltes, argilas aluviais e areno-argilosos de coloração amarelada sub-atuais.

A seqüência sedimentar do Terciário compreende o Grupo Barreiras, de origem continental e a Formação Pirabas de origem marinha e/ou outras formações. Há uma certa reserva com relação à essa seqüência na parte inferior, que poderia pertencer a Formação Marajó. Neste trabalho adota-se como a Formação Pirabas.

O Grupo Barreiras contém argilas, siltes, areias, seixos, argilitos, siltitos, arenitos, concreções ferruginosas. São de coloração amarelo a vermelha, marron, cinza, com argilas multicoloridas. Sua espessura, variável, possui na região de Belém em torno de 100 m.

Sotoposta ao Grupo Barreiras, a Formação Pirabas situa-se a partir de 80 m de profundidade. É formada por calcareos, areias, argilas, margas, arenitos, siltitos, argilitos, de ambiente marinho durante o Mioceno, sendo ricamente fossilífera. A se considerar sua continuidade vertical, sua espessura atinge 400 m ou mais.

**GEOFÍSICA** - Na região de Belém foi aplicado a nível de reconhecimento, o método da resistividade elétrica. O valor da resistividade é função da litologia, porosidade e composição da água contida na rocha. As sondagens elétricas utilizaram o dispositivo Schlumberger com linhas de envio de corrente de até 1 000m. A interpretação das sondagens elétricas forneceu a seguinte correlação entre as rochas e os valores das resistividades elétricas: —

Lateritas - > 2 000  $\Omega$ .m

Areias - 500 - 2 000  $\Omega$ .m

Formações areno-argilosas - 300 - 1 000  $\Omega$ .m

Argilas - < 50  $\Omega$ .m

As areias com altos valores de resistividade são devido ao seu conteúdo de nódulos de laterita ou areias secas de superfície.

Em muitos poços foram realizadas perfilagens geofísicas com perfis de resistência elétrica, potencial espontâneo, raios gama e localizador de luvas de revestimento, permitindo a localização precisa dos aquíferos e suas espessuras.

Uma linha sísmica para pesquisa petrolífera ao longo da Baía de Guajará delineou o embasamento cristalino a 500 m de profundidade, evidenciando a espessura do pacote sedimentar e o importante potencial dos sistemas aquíferos na Região Metropolitana de Belém.

**HIDROGEOLOGIA** - A água no sub-solo circula e se acumula nos espaços intersticiais das rochas. Os sedimentos arenosos de distribuição ampla e irregular, constituem os principais mananciais de água subterrânea ou aquíferos, passíveis de exploração por poços.

Na região de Belém os principais aquíferos são constituídos pelos sedimentos clásticos arenosos do Quaternário, do Grupo Barreiras e da Formação Pirabas.

Os aquíferos do Quaternário são formados por areias finas a médias, quartzosas, de origem continental; em geral de planícies aluviais. Sua espessura atinge cerca de 20 m. Esses aquíferos situam-se na parte superior, próxima à superfície do terreno. Tem pequena distribuição espacial e apresenta grande vulnerabilidade à contaminação.

Os aquíferos do Grupo Barreiras são os mais explorados na Região Metropolitana de Belém. São constituídos de areias finas a médias, às vezes grosseiras, conglomeráticas; quartzosas. Os horizontes lateríticos podem apresentar em alguns locais, cavidades intercomunicantes, constituindo-se em aquíferos de relativa elevada transmissão de água.

Os aquíferos do Grupo Barreiras tem distribuição espacial irregular, sendo muito variáveis em profundidade, espessura, continuidade lateral e características hidrodinâmicas. Estão intercalados com camadas argilosas e atingem a profundidade máxima em torno de 100 m. À profundidades de cerca de 60 m a pouco mais de 90 m, com espessuras variando de 10 m a mais de 30 m estende-se por toda área da região um importante aquífero.

As capacidades específicas de poços que captam os aquíferos do Grupo Barreiras apresentam valores variáveis. A capacidade específica de um poço é sua vazão por unidade de rebaixamento. É função de diversos fatores do projeto e construção do poço, como tipo e comprimento do filtro e também das características hidrodinâmicas dos aquíferos como os coeficientes de transmissividade e armazenamento.

Os aquíferos da Formação Pirabas são constituídos por areias e arenitos, de granulação fina, média e grossa e por seixos arredondados a sub-arredondados de quartzo. Estão intercalados com argilas, margas, calcareos e argilitos. Sua profundidade situa-se em geral a partir de 100 m. Parte dos poços que captam esses aquíferos tem profundidade de 240 m a 270 m.

A figura 2 apresenta o diagrama de ensaio de bombeamento do poço BE-010. Ressalta-se que com taxa de bombeamento de  $300 \text{ m}^3/\text{h}$  o rebaixamento nesse poço não chegou a 10 m.

Os valores dos coeficientes de transmissividade dos aquíferos e das capacidades específicas dos poços apresentam valores elevados, evidenciando grande potencial para abastecimento público em larga escala.

A se considerar a continuidade vertical da Formação Pirabas esses poços situam-se em sua parte superior. Praticamente apenas a metade do pacote sedimentar foi atingido por poços de captação de água subterrâneas na Região Metropolitana de Belém.

**QUALIDADE DE ÁGUA** - A qualidade da água subterrânea tem importância fundamental pois orienta a pesquisa e a utilização desses mananciais.

Os dados obtidos nas análises físico-químicas referem-se aos principais constituintes em solução (Na, K, Ca, Mg, Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ ), condutividade elétrica, pH, alcalinidade total, dureza, Fe total,  $\text{SiO}_2$  dissolvida e sólidos totais dissolvidos e/ou resíduo seco. Em geral nas análises individuais das águas desses poços constam apenas parte desses constituintes. Os valores dos parâmetros analisados situam-se em geral dentro dos padrões de potabilidade, afastando-se apenas o pH e o teor de Fe, em poços dos sistemas aquíferos do Quaternário e do Grupo Barreiras. O pH não chega a ser um parâmetro restritivo ao consumo nas águas de baixos pH; sua correção pode ser feita pela adição de calcáreo à água. O teor de Fe tem índice de  $0,3 \text{ mg/L}$  para valor máximo desejável e  $1,0 \text{ mg/L}$  para valor máximo permitível. Mesmo não sendo nocivo à saúde elevados teores de Fe causam incrustações em filtros de poços e obstruções em canalizações. Excessivos valores de Fe podem ser eliminados ou minimizados através da aeração e filtração. Os demais parâmetros analisados não apresentam restrições de potabilidade. Para uso industrial em geral, baixos valores de pH e elevados valores de sólidos totais dissolvidos são indesejáveis.

Os aquíferos subjacentes a camadas argilosas ricas em matéria orgânica apresentam elevadas concentrações no teor de Fe dissolvido em suas águas; isso ocorre devido as condições redutoras favorecerem a solubilização do Fe.

A figura 3 apresenta em diagrama semi-logarítmico de Schöeller modificado, as características das concentrações dos principais consti-

tuintes em solução. Nota-se padrão bem distinto nas composições das águas do Grupo Barreira (2) e da Formação Pirabas(1 e 3). A composição das águas dos aquíferos do Quaternário e do Grupo Barreiras são semelhantes com baixos valores dos constituintes em solução.

Devido à sua composição química com pH próximo a neutro, baixo teor de Fe dissolvido e com os constituintes em solução bem equilibrados, as águas dos aquíferos da Formação Pirabas apresentam excelentes condições para abastecimento público. As mesmas podem ainda serem misturadas em proporções adequadas à águas de poços com elevado teor de Fe dissolvido para se obter na mistura resultante uma água com teor de Fe aceitável.

**CONCLUSÕES** - Os aquíferos na Região Metropolitana de Belém são constituídos por sedimentos clásticos arenosos e estão intercalados com camadas argilosas apresentando potenciais importantes, com profundidade que podem atingir mais de 500 m.

Na parte superior, com pequena espessura e distribuição espacial situam-se os aquíferos constituídos por areias finas a médias pertencentes ao Quaternário. Apresentam boa qualidade de água, porém, são bastante vulneráveis à contaminação.

Com ampla distribuição na área e até uma

profundidade da ordem de 100m os aquíferos do Grupo Barreiras são constituídos por areias finas, médias, grossas, às vezes conglomeráticas, com níveis de seixos em alguns locais. Suas profundidades, espessuras e continuidade lateral são bastante irregulares. Situa-se de 60m a 90m de profundidade com espessura variando de 10m a 30m, um importante aquífero. A qualidade de água desses aquíferos em geral situa-se dentro dos padrões de potabilidade afastando-se em certos locais os valores do pH e do teor de Fe dissolvido; este apresentando valores elevados em aquíferos subjacentes a camadas argilosas ricas em matéria orgânica.

Situados em profundidades maiores, a partir de 100 m, os aquíferos da Formação Pirabas e/ou outras formações são constituídos por areias e arenitos de granulação fina, média, grossa e seixos de quartzo. Possuem potenciais importantes e a qualidade da água, com pH próximo ao neutro e baixo teor de Fe dissolvido, são excelentes para abastecimento público. A mistura em proporções adequadas de sua águas às de poços com elevado teor de Fe dissolvido pode resultar em água potável na mistura resultante, evitando-se um oneroso tratamento.

Praticamente a metade do pacote sedimentar na Região Metropolitana de Belém foi atingido por poços para captação de águas subterrâneas de seus aquíferos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J.G. 1990. Levantamento Geofísico. Distrito de Icoaraci e Ilha de Outeiro. Belém. C.G.UFPA, 11p.(mimeo).
- BASTOS R.G. 1991. Mapeamento, por Método Geofísico das Camadas Permeáveis na Área do Complexo de Destino Final dos Resíduos Sólidos da Região Metropolitana de Belém. Belém, C.G. UFPA 63p.(mimeo).
- IDESP, 1980. Reconhecimento dos Recursos Naturais da Região Metropolitana de Belém. Anexo I - Reconhecimento Hidrogeológico. Belém, IDESP, 9 p. (mimeo).
- LUIS, J.G. & VERMA, O.P. 1990. Levantamento Geofísico. Ilha de Mosqueiro - Pará. FA-DESP, 9p. (mimeo).
- SERRA, V.H. 1986. Estudo Hidrogeológico da Ilha de Caratateua, Belém (PA). Belém, IDESP, 22 p. (mimeo).
- SOUZA, C.W.M.F. de, 1993. Correlação de Perfis Geofísicos de Poços da Área de Belém. Belém, C.G. UFPA. 35p. (mimeo.)

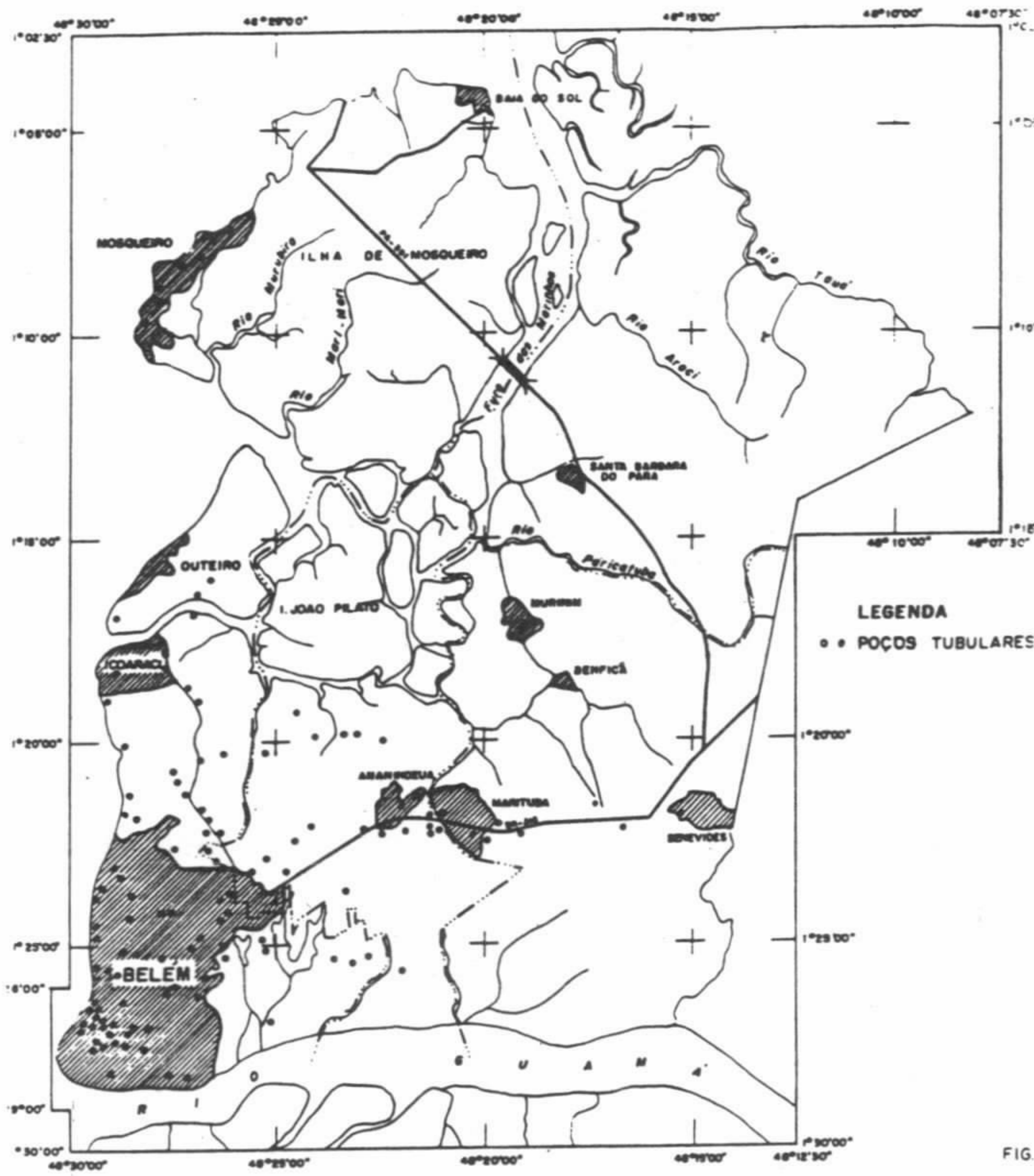


FIG 1 - LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS DE CAPTAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEA

2,5 0 2,5 5,0 7,5 10km  
ESCALA GRÁFICA

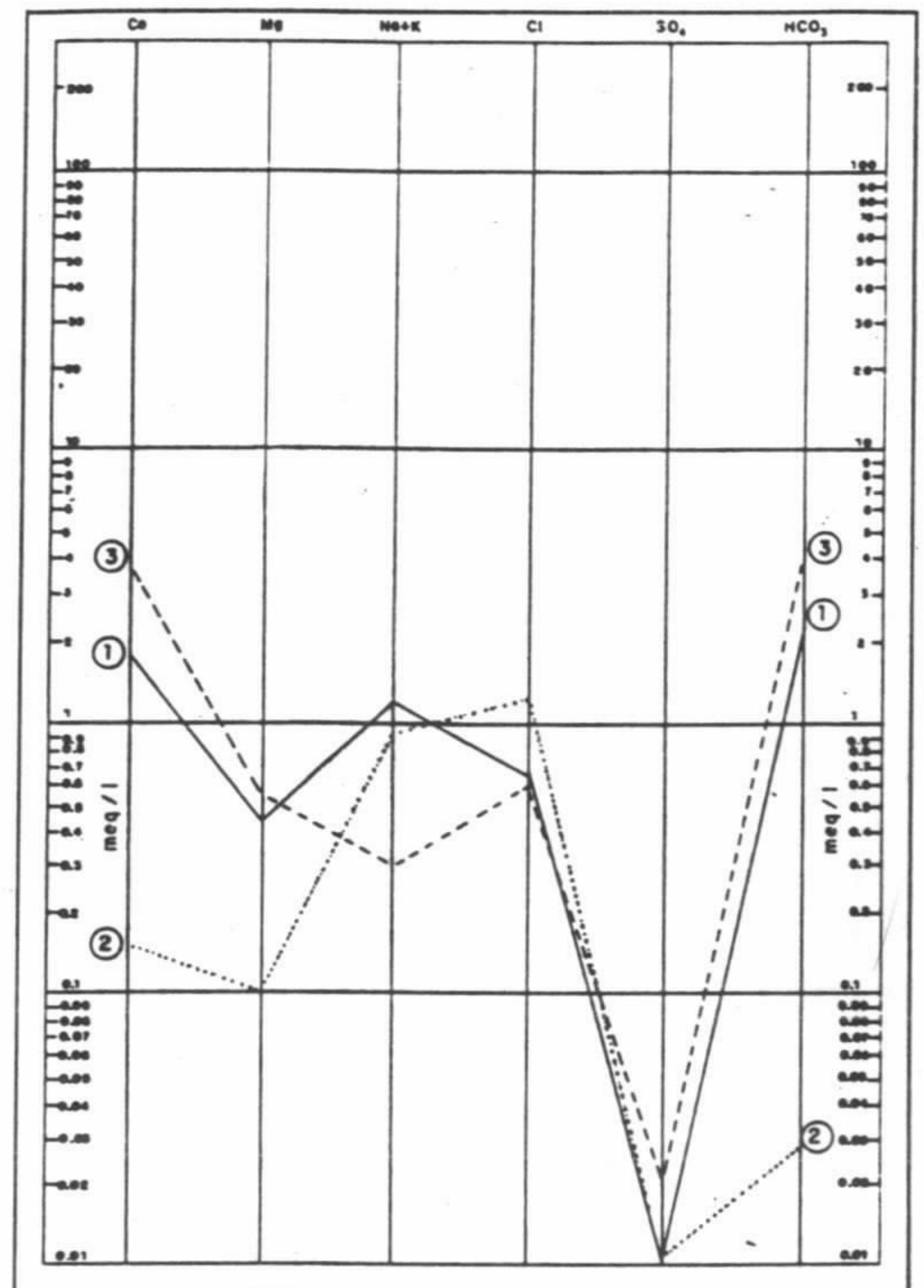


FIG 2 - DIAGRAMA SEMI-LOGARÍTMICO DE SCHÖELLER DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM

- 1 - POÇO PENTÁGONO UPPe (195 - 249m) - FORMAÇÃO IRABAS
- 2 - POÇO ANTÔNIO BARRETO, 1013 - GRUPO BARREIRAS
- 3 - POÇO COHASPA (OBRA 205) - FORMAÇÃO IRABAS

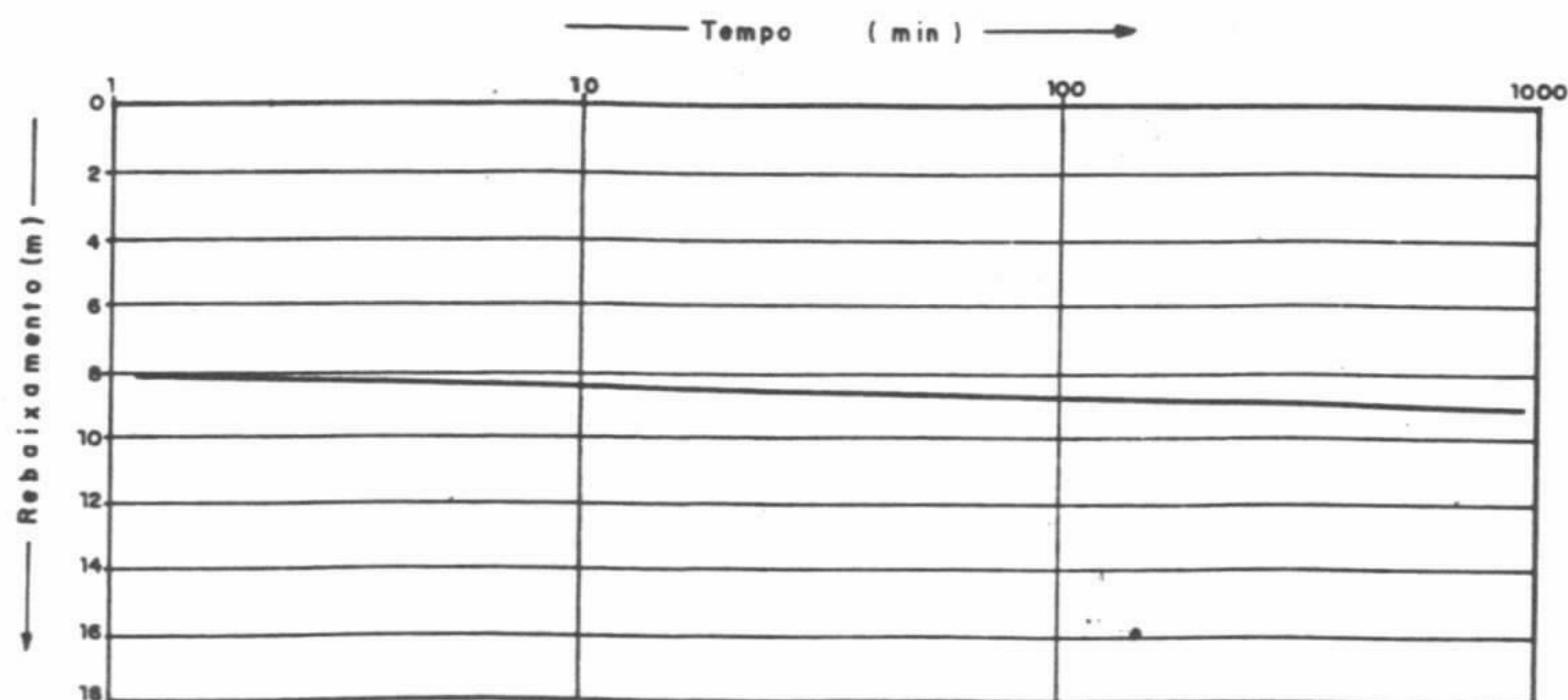


FIG 3 - DIAGRAMA DE ENSAIO DE BOMBEAMENTO - POÇO BE-010  
TAXA DE BOMBEAMENTO 300 m<sup>3</sup>/h

## TRANSPARÊNCIA MAGNÉTICA DO EMBASAMENTO CRISTALINO DA BACIA DO SOLIMÕES

PAULO CESAR AUGUSTO PEREIRA - PETROBRÁS/DEXNOR/DINTER

A PETROBRÁS vem desenvolvendo um projeto para melhor conhecer o comportamento magnético das rochas do embasamento cristalino da Bacia do Solimões. A área e a localização dos poços que foram objeto desse estudo podem ser visualizados na figura 1.

As profundidades obtidas através de perfis magnéticos (aerolevanteamento com altitude barométrica de 800 metros), não correspondem ao embasamento cristalino nos poços pesquisados (vide tabela I). Em relação ao embasamento cristalino, os levantamentos magnéticos têm contribuído mais de forma qualitativa que de forma quantitativa pois, mesmo quando se empregam técnicas mais elaboradas, as mesmas têm fornecido apenas vagas ordens de grandeza (há diferenças da ordem de até várias centenas de metros), posto que sua assinatura magnética é fortemente mascarada pelos efeitos decorrentes de fontes rasas (soleiras e diques) e de fontes profundas (corpos intra-embasamento). Contudo, como se dispõe de poucas medidas das características magnéticas do embasamento da bacia e o mesmo é constituído por um conjunto heterogêneo de tipos litológicos, existe a possibilidade de que, em alguns locais da bacia, as profundidades obtidas em perfis correspondam ao embasamento cristalino. Portanto, deve-se aglutinar maior número de amostras para que se chegue a uma conclusão mais precisa a este respeito. Por ora, a fraca atividade magnética do embasamento detectada pode explicar o fato de os arcos de Iquitos e de Caruari não estarem delineados no mapa magnético da Bacia do Solimões.

As rochas dos poços Cupiúba (CUP-1) e Rio Urucu (RUC-15A) são cataclásticas, onde todos os grãos minerais estão fraturados, principalmente os de feldspatos e quartzo, que ainda se conservam como porfiroblastos. O feldspato predomi-

nante é a microclina. Subordinadamente ocorre muscovita e zircão. Posteriormente, houve a superimposição de um processo de alteração que transformou quase que totalmente os plagioclásios, gerando caolim, sericita, carbonato e epidoto. As rochas desses poços podem ser reportadas ao Complexo Xingu/Guianense, que se compõe de núcleos arqueanos separados por grandes zonas milonitizadas (como se verifica nos poços supracitados), sendo que seu caráter cataclástico é fruto de reativações posteriores. Entretanto, também é possível que tais granitóides pertençam ao ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico/Orosiriano), posto que o mesmo deve ter atingido vastas áreas da região.

As rochas dos poços Benjamin Constant (BT-1) e Maravilha (MV-1) são vulcânicas, compostas predominantemente por quartzo e plagioclásio. Apresentam textura porfirítica. Por sua mineralogia e texturã, foram classificadas como dacitos pórfiros. Deve ser ressaltada a presença de hornblenda hastingsítica no poço Maravilha (MV-1), que apresentou a única susceptibilidade magnética digna de nota. Essas litologias são reportáveis ao Supergrupo Uatumã, do Paleoproterozóico (Orosiriano), recobrimdo extensa área do cráton Amazônico. As amostras datadas para a PETROBRÁS pelo método K/Ar apresentaram idades entre 0,9 e 1,3 bilhões de anos, compatíveis com outras datações feitas em território nacional pelo mesmo método.

A rocha do poço Jandiatuba (JD-1) é um metamorfito (cornubianito?) composto por 60% de quartzo e 40% de plagioclásios (albita e oligoclásio). Apesar de o petrógrafo observar que existem proporções consideráveis de minerais opacos cristalizados ao longo de microfraturas ou como impregnações granulares dispersas, as amostras

dessa rocha apresentaram susceptibilidades magnéticas muito baixas. A textura é granoblástica equigranular fina, a qual, em conjunto com a paragênese, sugere para a rocha uma origem por metamorfismo termal de grau baixo sobre uma rocha primária de composição quartzo-feldspática, provavelmente vulcânica ácida, do Supergrupo Uatumã.

A rocha do poço Jutai (JT-2) também foi identificada como cornubianito, sendo interessante observar que as rochas dos poços que estão a sul da calha da sub-bacia do Jandiatuba apresentam metamorfismo de contato. Contudo, a rocha do poço JT-2 é um cornubianito pelítico, composto por quartzo, argilo-minerais sericíticos, cloritas, ortoclásio, cordierita (?) e piritita. Sua textura é granoblástica poligonal inequidimensional.

Os valores de susceptibilidade obtidos em relação ao volume são muito baixos, variando de  $4 \times 10^{-6}$  u.e.m. a  $73 \times 10^{-6}$  u.e.m., ou seja, são valores muito próximos aos apresentados por rochas sedimentares (vide tabela I). Considerando-se esses valores de susceptibilidade, a amplitude da anomalia causada por falhas de até 500m de rejeito em profundidades maiores que 2000m, como soe ocorrer na Bacia do Solimões, é menor que a precisão obtida pela PETROBRÁS na aquisição de dados magnéticos, que é de aproximadamente 2 nT para os aerolevantamentos e 5 nT (em média) para os levantamentos terrestres. A exceção é o poço MV-1, que apresentou valores de  $2.782 \times 10^{-6}$  u.e.m. e  $3.556 \times 10^{-6}$  u.e.m. Neste caso, mesmo com o exagero do rejeito da falha, a anomalia é da ordem de umas poucas dezenas de nanoteslas (vide tabela I).

Entrementes, em um modelo geológico que leve em consideração um embasamento heterogêneo (principalmente sob o aspecto magnético), a situação pode se inverter, pois litologias contíguas com contraste de susceptibilidade magnética acima de  $500 \times 10^{-6}$  u.e.m. podem gerar anomalias de dezenas e até centenas de nanoteslas. Desta forma, os extensos e bem marcados lineamentos magnéticos observados na Bacia do Solimões poderiam estar associados a contatos litológicos no embasamento, que quiçá se constituam em zonas de fraqueza da crosta, às quais os falhamentos poderiam estar relacionados.

A magnetização remanescente para essas

amostras acusa valores na faixa de 0,03 a 23,81 vezes o valor da magnetização induzida (razão de Koenigsberger). Para o cálculo da magnetização induzida utilizou-se um valor médio do campo magnético atual (H) de 0,28 Oersted (28.000 nT). Como ocorre em outras partes do mundo, o valor da intensidade magnética remanescente pode mascarar totalmente a magnetização induzida (vide tabela I). Como não se sabe a direção da magnetização remanescente (pois as amostras não são orientadas) e não se tem anomalias próximas dos poços estudados que sejam relacionáveis ao embasamento cristalino, não se pode concluir se a mesma aumenta ou diminui a amplitude da magnetização total quando somada à magnetização induzida. Na região do Rio Urucu (poços RUC-15A e CUP-1), onde se detectou as maiores razões de Koenigsberger, o mesmo modelo de falhas com grande rejeito vertical não permite a existência de anomalias com amplitudes muito maiores que 10 nT. Caso as direções de magnetização estejam ortogonais ou mesmo em direções opostas, essa amplitude diminui ainda mais.

Os dados de latitude em relação à inclinação inicial indicam que o evento de magnetização primária das rochas se deu em uma posição próxima do equador magnético (vide tabela I). É importante chamar a atenção para o fato de que algumas dessas rochas não foram totalmente desmagnetizadas.

Observando os dados de latitude em relação à inclinação atual (tabela I), conclui-se que os mesmos, à exceção das rochas dos poços CUP-1 e RUC-15A, que apresentam razão de Koenigsberger elevada (provavelmente em decorrência da milonitização), os demais mostram que os eventos de magnetização mais intensos se deram em regiões entre um trópico e um círculo polar.

**CONCLUSÕES** - Pelos dados de susceptibilidade magnética e de magnetização remanescente, disponíveis até o momento, pode-se concluir que o embasamento cristalino da Bacia do Solimões apresenta uma contribuição magnética muito fraca. O relevo magnético devido à topografia do arcabouço estrutural da Bacia, a menos que uma determinada estruturação também tenha afetado as soleiras de diabásio ou esteja intimamente relacionada com corpos intra-embasamento, que desta forma reforçam, ao mesmo tempo que

mascaram, o efeito produzido pelo embasamento. Assim, estruturas anteriores à formação da mesma, que foram posteriormente reativadas e/ou com atividade magmática.

**AGRADECIMENTOS** - Agradeço a todos os colegas do DEXNOR/DINTER, em especial ao grupo de estudo de campos potenciais, pela

leitura crítica deste resumo bem como sugestões apresentadas. Também sou grato àqueles que forneceram a infra-estrutura necessária à apresentação do mesmo. Sou especialmente grato às doutoras Márcia Ernesto (IAG/USP) e Sônia Guerreiro (UFPA) pela consultoria técnico-científica indispensável ao desenvolvimento deste trabalho.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ERNESTO, M. & SIQUEIRA, R. 1993. Medidas da Susceptibilidade Magnética e da Magnetização Remanescente em Amostras de Rocha das Bacias do Solimões e Amazonas. Relatório do Laboratório de Paleomagnetis-

mo - IAG/USP. São Paulo, janeiro de 1993.  
PEREIRA, P.C.A. 1993. Transparência magnética do embasamento cristalino da Bacia do Solimões. Relatório interno PETROBRÁS, Belém.

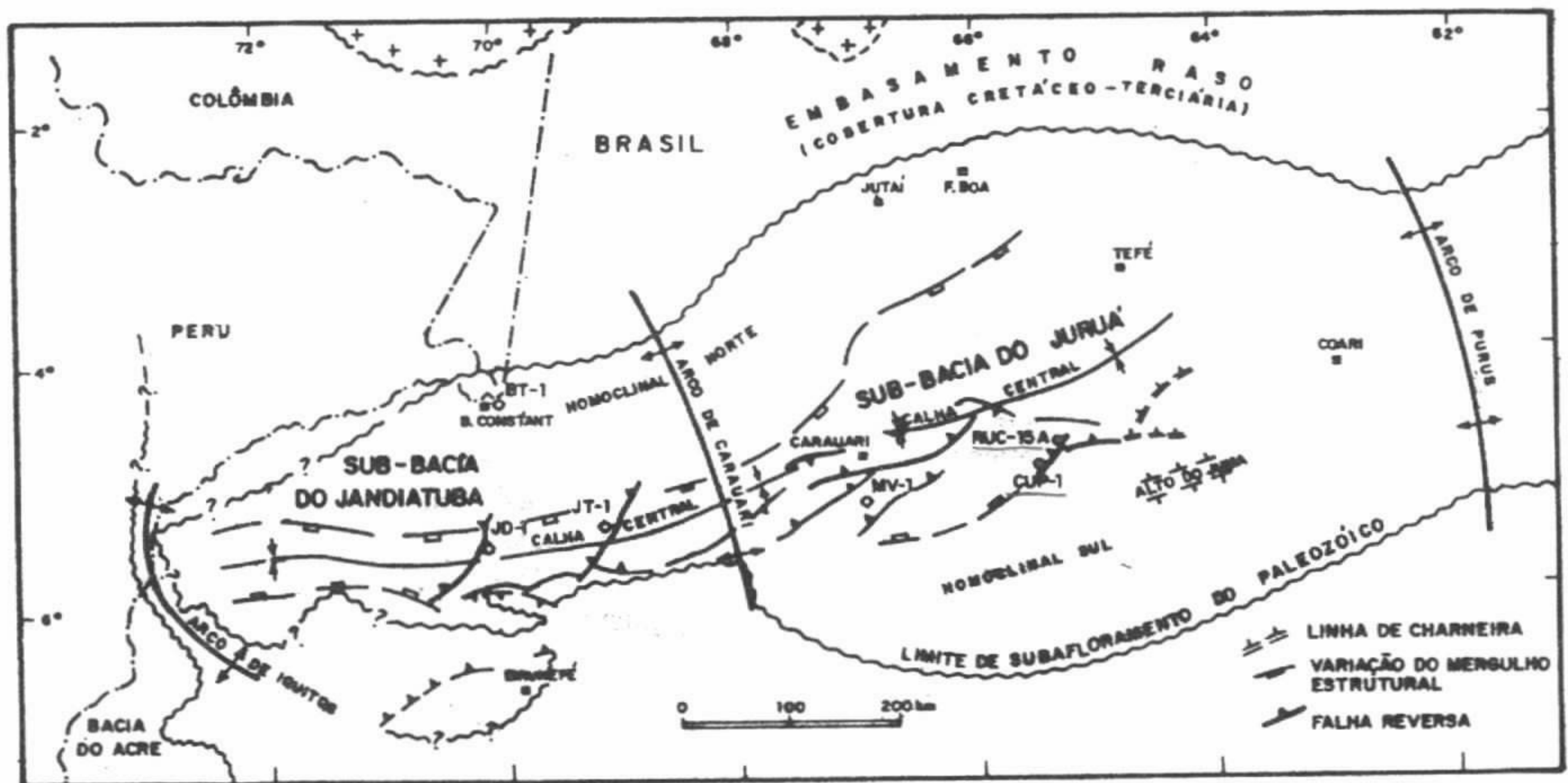


FIGURA 1 - Localização dos poços estudados na Bacia do Solimões.



| POÇO      | TESTEMUN. |                    | SUSCEPT. MAG. $\times 10^6$ gauss/cm <sup>3</sup> | INTENS. MAG. REMAN. $\times 10^4$ gauss/cm <sup>3</sup> | RAZÃO DE KOENIGS BERGER | INCLINAÇÃO |         | LATITUDE                |                       | DATAÇÃO K/Ar (m.a.)  | TOPO DO EMBAS. (m) | PROF. PERFIL (m)                                   | LITOLOGIA                           |
|-----------|-----------|--------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|-------------------------|------------|---------|-------------------------|-----------------------|----------------------|--------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------|
|           | Nº        | INTERV. (m)        |                                                   |                                                         |                         | INICIAL    | ATUAL   | em rel. à Incl. Inicial | em rel. à Incl. atual |                      |                    |                                                    |                                     |
| 2-BT-1    | 2         | 1.235,0<br>1.236,1 | 18,1798                                           | ---                                                     | ---                     | ---        | ---     | ---                     | ---                   | 849 ± 25<br>922 ± 60 | - 1.098            | dacito pórfiro                                     |                                     |
|           | 25        | 1.387,0<br>1.388,0 | 18,4769                                           | ---                                                     | ---                     | ---        | ---     | ---                     | ---                   |                      |                    |                                                    |                                     |
|           | 25        | 1.387,0<br>1.388,0 | 20,5032                                           | 0,59                                                    | 0,103                   | 1          | 66,07   | 0,5°                    | 48,4°                 |                      |                    |                                                    |                                     |
| 1-MV-1    | 6A        | 2.356,2            | 3.556,22                                          | 29,27                                                   | 0,029                   | 0          | 45,07   | 0°                      | 26,6°                 | 1.292 ± 27           | - 2.223            | 560<br>930                                         | dacito pórfiro                      |
|           | 6B        | 2.356,2            | 2.782,75                                          | 37,558                                                  | 0,048                   | ---        | 75,19   | ---                     | 62,1°                 |                      |                    |                                                    |                                     |
| 1-JD-1    | 6         | 2.639,0<br>2.641,0 | 10,3186                                           | 1,3                                                     | 0,45                    | 11,4       | 25,81   | 11,4°                   | 13,6°                 | 1.014 ± 57           | - 2.493            | cornubianito derivado de rocha quartzo-feldspática |                                     |
|           | 6         | 2.639,0<br>2.641,0 | 4,02217                                           | ---                                                     | ---                     | ---        | ---     | ---                     | ---                   |                      |                    |                                                    |                                     |
| 1-JT-2    | 2         | 2.630,0<br>2.632,0 | 53,0683                                           | 1,47                                                    | 0,099                   | -15        | 60,68   | 7,6°                    | 41,7°                 | 1.524 ± 57<br>1.620  | - 2.484            | 950                                                | cornubianito pelítico               |
|           | 2         | 2.630,0<br>2.632,0 | 35,4689                                           | ---                                                     | ---                     | ---        | ---     | ---                     | ---                   |                      |                    |                                                    |                                     |
| 1-CUP-1   | 2         | 2.681,6<br>2.683,6 | 73,0365                                           | 27,76                                                   | 1,357                   | -3         | -21,5   | 1,5°                    | 11,1°                 | ---                  | - 2.573            | 840                                                | cataclasito de composição granítica |
|           | 2         | 2.681,6<br>2.683,6 | 34,8862                                           | 31,578                                                  | 3,233                   | ---        | -20,38  | ---                     | 10,5°                 |                      |                    |                                                    |                                     |
| 4-RUC-15A | 2         | 2.889,0<br>2.890,0 | 37,1656                                           | 227,77                                                  | 23,809                  | 6          | 9,96    | 3°                      | 5°                    | ---                  | - 2.780            | granito protomilonítico                            |                                     |
|           | 2         | 2.889,0<br>2.890,0 | 33,4689                                           | 156,16                                                  | 16,664                  | ---        | 72,5952 | ---                     | ---                   |                      |                    |                                                    |                                     |

TABELA I - o sinal '-' indica polaridade normal para a inclinação. O sinal '?' significa que a amostra não tinha indicação de topo/base. As profundidades foram obtidas de perfis magnéticos (aerolevantamentos).

## ESTUDOS HIDROGEOLÓGICOS DE SANTARÉM

ANTONIO CARLOS F.N.S. TANCREDI - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA

**INTRODUÇÃO** - A Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) está desenvolvendo o Projeto Recursos Hídricos de Santarém e Hidrogeoquímica Ambiental do Rio Tapajós. Esse projeto visa uma avaliação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos da região de Santarém e também uma avaliação ambiental do Rio Tapajós, no trecho compreendido entre Itaituba e Santarém.

Os trabalhos de recursos hídricos situam-se na região de Santarém, localizado entre os meridianos de 54°35'W a 55°00'W e entre os paralelos de 2°20'S a 2°50'S.

Nessa região, até o início destes trabalhos, praticamente, não havia nenhuma pesquisa hidrogeológica, havendo apenas informações de poços e perfurações.

Este trabalho apresenta um quadro hidrogeológico dessa área.

**GEOLOGIA** - A região de Santarém situa-se na Bacia Sedimentar do Amazonas, a qual possui um espesso pacote de rochas sedimentares, que atinge 5000m de espessura, sobrejacendo a um embasamento cristalino. A parte inferior compreende formações paleozóicas depositadas em ambientes marinhos. Durante o Mesozóico ocorreu intenso magmatismo, com intrusões de diques e sills de diabásio. Recobrando essas rochas, a partir do Cretáceo até o Terciário -houve deposição de sedimentos continentais em ambiente aquoso, predominantemente lacustre e fluvial da Formação Alter do Chão. Sua litologia apresenta argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados, vermelhos, com níveis de laterização.

Parcialmente recobrando a Formação Alter do Chão encontram-se os depósitos aluviais dos rios da região, com areias, siltes e argilas, destacando-se a planície aluvial do Rio Amazonas.

Na região de Santarém a geomorfologia da Formação Alter do Chão apresenta em sua parte superior extensas superfícies de forma tabular, formando platôs, com altitudes de mais de 100m. Margeando esses platôs ocorrem rebordos erosivos com superfície de aplainamento, os quais

podem ter fraca declividade, como aquele em que se situa a cidade de Santarém.

**HIDROGEOLOGIA** - Na região de Santarém, os principais aquíferos são constituídos por areias finas a médias do Quaternário e areias e arenitos, de granulação fina, média, grossa e seixos da Formação Alter do Chão.

Os aquíferos do Quaternário situam-se em planícies aluviais dos principais igarapés, em seus baixos cursos; suas espessuras atingem em torno de 20m, tendo pequena representatividade espacial.

Os aquíferos da Formação Alter do Chão estendem-se por toda área destes trabalhos. Sua profundidade atinge mais de 500m, evidenciada por perfurações petrolíferas.

As perfurações de poços nessa região, até uma profundidade da ordem de 150m tem revelado a existência de dois principais sistemas aquíferos na Formação Alter do Chão. Na parte superior, um aquífero livre e na parte inferior um aquífero confinado. Estes dois sistemas aquíferos estão separados por camadas argilosas no intervalo compreendido entre 44 a 80m, na área de captação da COSANPA, situada na planície aluvial do Igarapé Irurá. Nesse local esse aquífero confinado apresenta importante artesianismo, com poços jorrantes.

Na parte sul da região, nos platôs com altitudes em geral superiores a 100m, há um amplo capeamento argiloso de superfície da ordem de 30m de espessura e o nível hidrostático das águas subterrâneas é bastante profundo, situado a partir de 35m de profundidade; tornando bastante onerosa a perfuração de poços.

Na parte mais baixa, situada geomorfologicamente na superfície de aplainamento, onde a atuação da erosão removeu grande parte do capeamento superior, os terrenos apresentam desde a superfície uma predominância arenosa em sua coluna litológica, o que propicia condições favoráveis de circulação e armazenamento de água subterrânea.

As características hidrodinâmicas determina-

das através de ensaios de bombeamento nos poços apresentam transmissividades compreendidas entre  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{seg}$  a  $10^{-4} \text{ m}^2/\text{seg}$ , para o sistema aquífero confinado. As capacidades específicas dos poços tem valores compreendidos entre  $0,8 \text{ m}^3/\text{h.m}$  a  $7,7 \text{ m}^3/\text{h.m}$ , refletindo as variações das características hidrodinâmicas dos aquíferos, e associados também às características do projeto e construção do poço, como comprimento, tipo e diâmetro dos filtros.

Os poços mais profundos para captação de água subterrânea da Formação Alter do Chão na região de Santarém têm profundidades em torno de 120m, que correspondem aproximadamente à quarta parte da espessura total dessa formação, evidenciando um potencial importante.

**QUALIDADE DE ÁGUA** - O estudo da qualidade de água na região de Santarém constou da determinação analítica dos principais constituintes em solução (Na, K, Ca, Mg, Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ ), pH, temperatura, condutividade elétrica, alcalinidade, dureza, Fe total,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  dissolvido. Após as determinações "in situ" as amostras eram analisadas nos laboratórios da SUDAM em Santarém, tratadas e preservadas para complementação das análises nos laboratórios da SUDAM em Belém.

Os resultados obtidos apresentam, de maneira geral, baixos valores dos constituintes em solução, resultante dos processos geoquímicos atuantes e da baixa disponibilidade de elementos do grande pacote de rochas arenosas onde a água circula, nessa região. Nos poços mais profundos há um pequeno aumento dos constituintes em solução.

Os valores do pH situam-se entre 4,5 e 5,5. O teor de Fe dissolvido situa-se entre  $<0,1$  e  $0,2 \text{ mg/L}$ , índices muito bons sob o ponto de vista de qualidade de água.

As águas subterrâneas dos aquíferos da região de Santarém, estão pois, dentro dos padrões de potabilidade.

**CONCLUSÕES** - Os estudos de águas subterrâneas desenvolvidos pela SUDAM na região de Santarém começam a delinear os principais sistemas aquíferos dessa área.

Os aquíferos do Quaternário situam-se nas planícies aluviais dos baixos cursos dos igarapés; são formados por areias finas a médias, com espessuras em torno de 20m.

Os aquíferos da Formação Alter do Chão compreendem dois sistemas principais, um sistema aquífero livre e outro confinado, o qual apresenta artesianismo na área de captação do Irurá, da COSANPA.

Nos platôs com altitudes elevadas, de mais de 100m, o nível hidrostático das águas subterrâneas é profundo; sua captação é mais onerosa.

Nas partes mais baixas, a predominância arenosa da litologia propicia importantes potenciais.

A qualidade da água subterrânea dos aquíferos da região de Santarém é caracterizada por baixos valores dos constituintes em solução, sendo o teor de Fe dissolvido baixo, dentro, pois, dos padrões de potabilidade.

Apenas uma quarta parte da espessura do pacote sedimentar da Formação Alter do Chão foi alcançada pelos poços de captação de água mais profundos, com importante potencial.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- IBGE-SUDAM 1990. Projeto Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal. Rio de Janeiro, IBGE, 211p.
- DNPM 1976. Levantamento de Recursos Naturais v.10. Rio de Janeiro, 510p.

## GEOLOGIA AMBIENTAL GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO

### A GÊNESE DOS AREAIS NA FLORESTA EQUATORIAL ÚMIDA: DISCUSSÃO DE UM CASO NO CAMPUS DA UA

J. D. ALECRIM, A.C. CRUZ E R. M. O. GEISSLER - *Departamento de Geociências — UA*

**INTRODUÇÃO/OBJETIVOS** - Na floresta equatorial úmida da Amazônia Central, principalmente na região da bacia do rio Negro, ocorrem com certa frequência depósitos arenosos, os quais na maioria das vezes estão sotopostos a uma vegetação que aparentemente nada diverge, quanto ao porte, das árvores do restante da floresta no entorno. Tal fato pode parecer normal ao pesquisador de superfície, envolvido apenas com o estudo do tipo florístico, sem relacioná-lo à composição do substrato.

Por outro lado aqueles que se dedicam aos estudos do solo e das rochas encontram explicações para tais casos, servindo-se quase sempre dos fundamentos dos processos normais de intemperismo, deixando alhures o relacionamento solo/flora/fauna.

É nesse sentido que está sendo conduzida a linha de pesquisa que visa estabelecer essas interrelações e suas importâncias para a utilização futura na ocupação racional do espaço físico. Como área teste, escolheu-se o Campus Universitário da Universidade do Amazonas em Manaus, aonde se busca uma explicação plausível à formação desses tipos de depósitos arenosos.

**DADOS SOBRE A ÁREA** - A topografia é formada pelos baixos platôs, comuns na região de Manaus, e na área pesquisada, apresentam desníveis de até 30 metros. A geologia da área estudada é constituída essencialmente pelo arenito Manaus pertencente à Formação Alter do Chão. Encontra-se em avançado estágio de intemperismo, apresentando como produtos finais lateritos, solos e resíduos arenosos. Os solos predominantes na região de Manaus, estão classificados como sendo ferralsolos xânticos, com arenossolos ferrálicos bem drenados (Sombroek, 1984). A

vegetação da região estudada é composta por floresta ombrófila densa de platô, floresta ombrófila densa fluvial e campinarana (Veloso, 1991). O Campus Universitário tem cerca de 2/3 da sua superfície não ocupada por edificações, constituindo-se portanto em excelente área para pesquisa.

**METODOLOGIA E COLETA DE INFORMAÇÕES** - A região se insere num programa integrado de geoquímica e biogeoquímica na região de Manaus e adjacências. Ela foi escolhida como área piloto, visando a obtenção de parâmetros que serão úteis no planejamento e execução do programa global.

Inicialmente foi realizada a fotointerpretação, na escala 1:7500 da área do Campus e adjacências, para delimitar os tipos de vegetação existentes, as edificações, os drenagens, os depósitos arenosos e demais aspectos fisiográficos. Nessa fase foi constatada a existência de três depósitos nos limites do Campus. Após reconhecimento no campo, um deles foi selecionado para o presente estudo. O gradiente do terreno do platô em direção ao areal é inferior à 10%.

Os poços foram abertos a intervalos regulares de 50 metros, a partir do depósito arenoso em direção ao platô numa extensão de 650m. A coleta de amostras efetuou-se em quatro profundidades (25, 50, 75 e 100 cm). Para estudos separou-se as frações >1,000, 1,000—0,500, 0,500—0,250, 0,250—0,125, 0,125—0,062 e <0,062 mm. A coloração dos solos grada de cinza escuro avermelhado, nos bordos do areal, para amarelo avermelhado no platô (Geissler et al., 1993).

**INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS**

**RESULTADOS** - Os dados granulométricos contidos nas figuras 01 e 02, respectivamente, mostram que a granulometria varia da areia grossa no areal para silte-argila na medida que o perfil se distancia em direção ao platô.

Os grãos têm as seguintes características: Na região de predominância da fração silte-argila, constata-se corrosão nos mesmos. Na zona do areal e proximidades o quartzo apresenta intercrescimento (Cruz et al. 1993). A corrosão pode ser explicada pela ação dos ácidos húmicos atuando, na dissolução dos silicatos para extrair os nutrientes necessários à vida da vegetação.

O intercrescimento nos grãos silicosos, talvez, possa ser explicado pelas reações de hidrólise de silicatos associadas às ações das plantas: "Algumas plantas são conhecidas por retirarem sílica do material em climatização e depois desprendê-la durante a decomposição na forma de partículas sólidas amorfas. Conseqüente-

mente, quantidade considerável de sílica pode ser abandonada durante a climatização, em parte, talvez, para recristalizar em diminutos grãos de quartzo" (Krauskopf, 1972, p. 94).

**CONCLUSÕES** - A partir dos resultados obtidos infere-se, preliminarmente, que a formação do areal estudado é conseqüência de: a) — mudanças nas condições físico-químicas que propiciaram a dissolução de minerais silicatados, e contribuíam para aumentar a quantidade de grãos silicosos. b) — dissolução de minerais silicatados pela flora através de ácidos húmicos para extração dos nutrientes necessários à sua sobrevivência. c) — lixiviação da fração silte-argila pelas águas percolantes.

Esses processos seguramente não atuam isoladamente, mas em combinação entre si, tais constações constituem o objetivo do prosseguimento da pesquisa.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CRUZ A.C. & GEISLER R.M.O. 1993. Caracterização geoquímica dos solos do Campus Universitário da UA. I AMAPET. Manaus.
- GEISLER, R.M.O., CRUZ, A. C., ALECRIM J.D. 1993. Resultados preliminares dos estudos sobre o enriquecimento de areia em um areal do Campus Universitário da UA. 45ª Reun. Anual, anais p. 649 SBPC. Recife
- SOMBROEK, W.G. 1984. Soils of the amazon region. In: SIOLI, H. The Amazon - Limnology and Landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. 20th chap. USA
- VELOSO, H.P., 1991. Classificação da Vegetação Brasileira Adaptada à um Sistema Universal. IBGE, Depto. Rec. Nat. e Est. Amb. 124p. Rio de Janeiro.

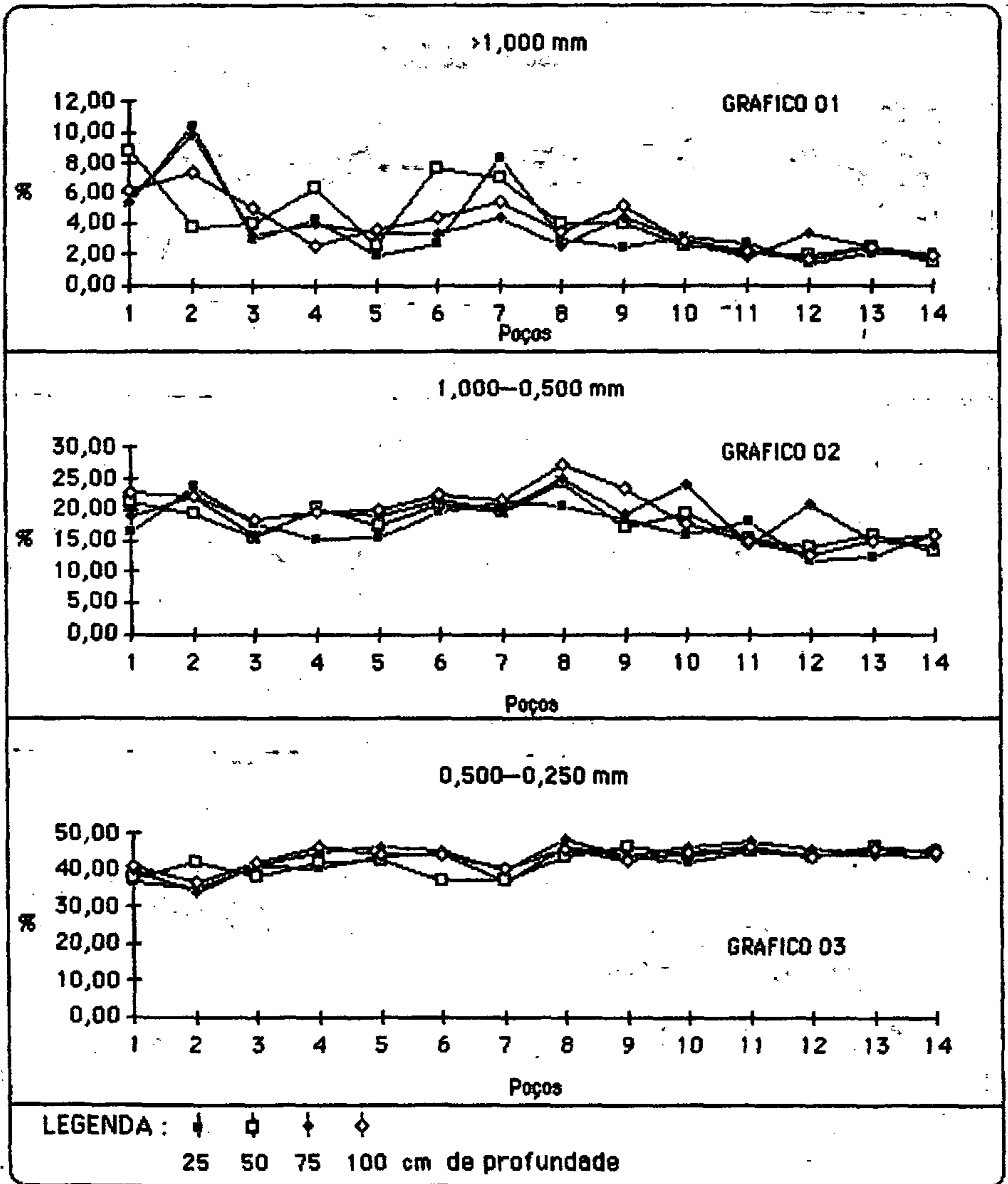
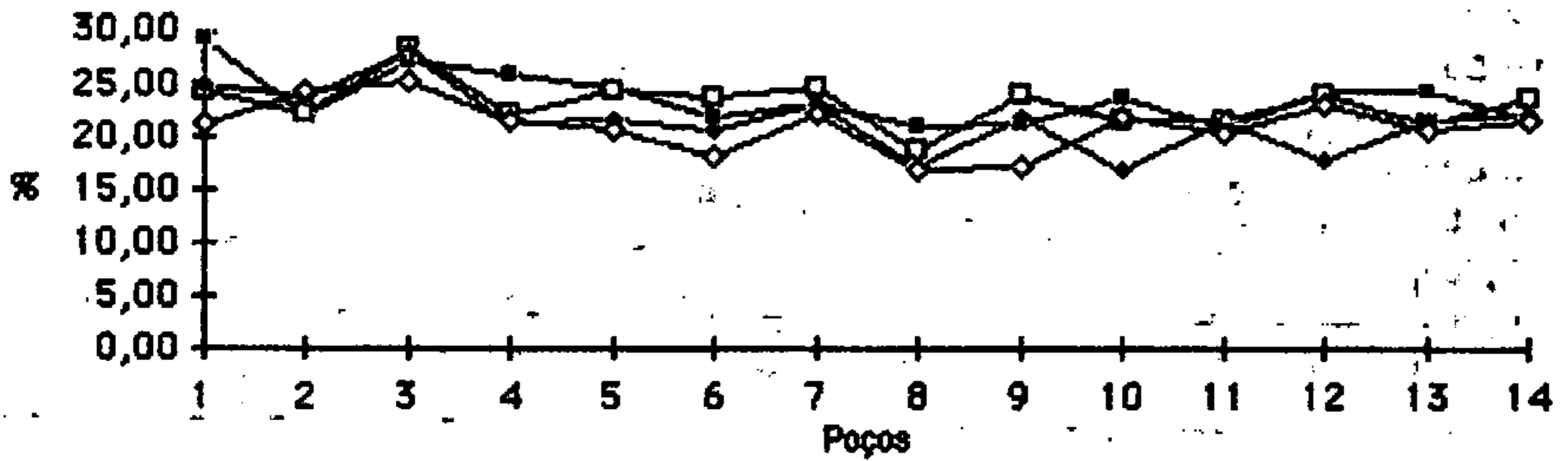


FIGURA 01 Distribuição da granulometria : >1,000, 1,000-0,500 e 0,500-0,250 mm nas profundidades de 25, 50 75 100 cm

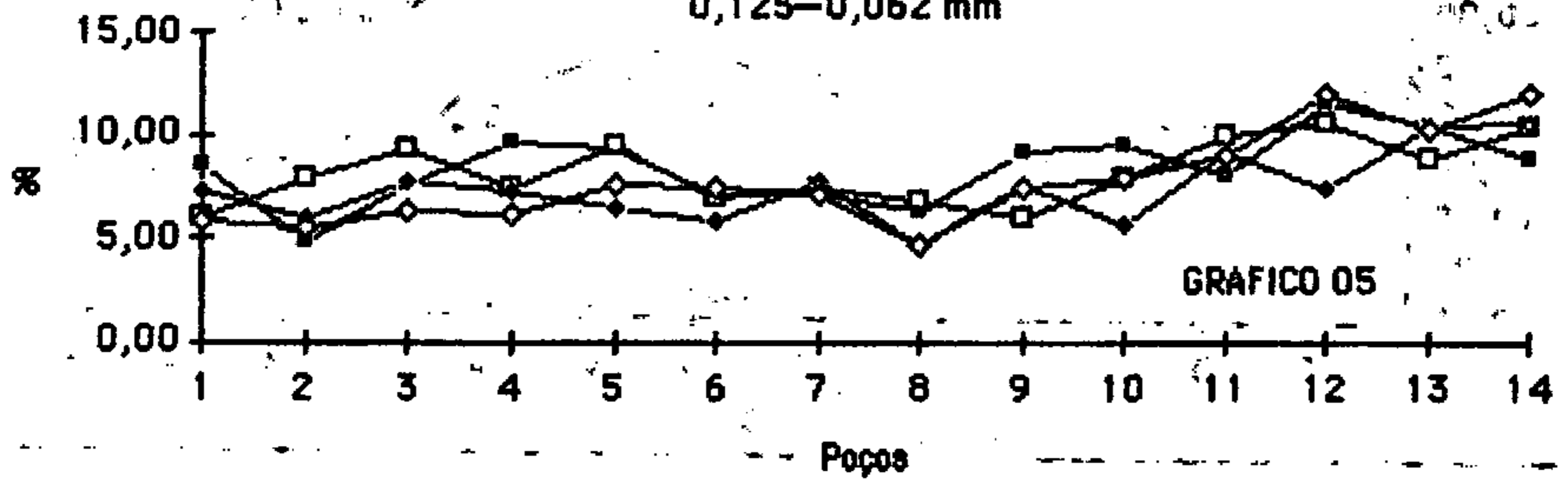
0,250-0,125 mm

GRAFICO 04



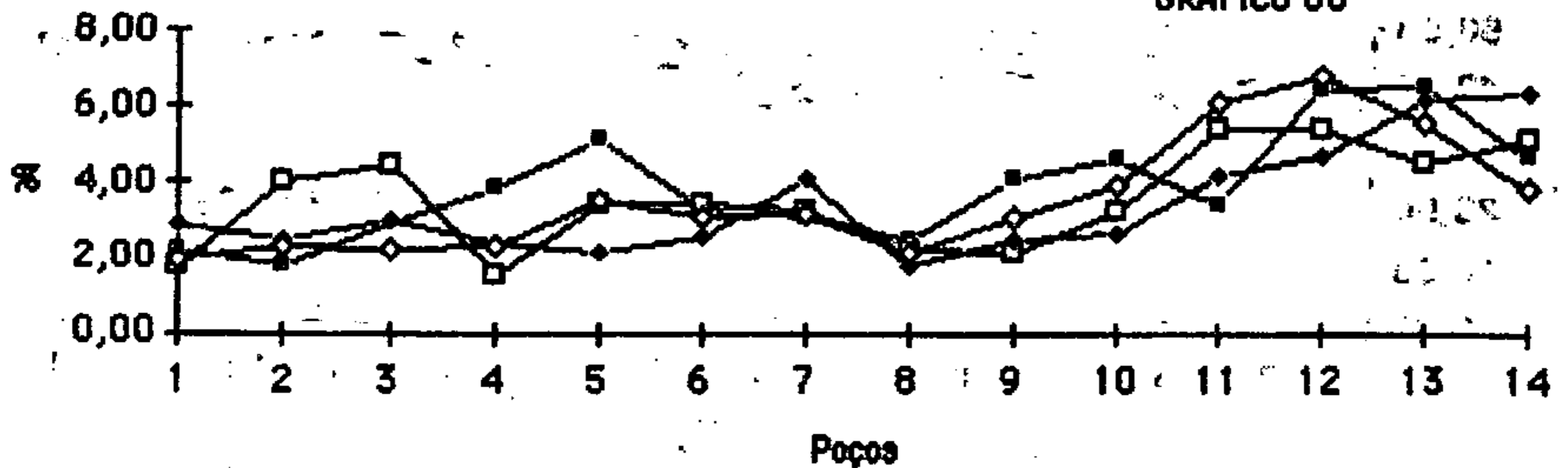
0,125-0,062 mm

GRAFICO 05



<0,062 mm

GRAFICO 06



LEGENDA :  $\blacksquare$   $\square$   $\blacklozenge$   $\lozenge$   
 25 50 75 100 cm de profundidade

FIGURA 02 Distribuição da granulometria : 0,250-0,125 0,125-0,062 <0,062 mm nas profundidades de 25, 50, 75 e 100cm

## OS IMPACTOS AMBIENTAIS CAUSADOS PELA MINERAÇÃO NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM E ADJACÊNCIAS

PEDRO EDSON LEAL BEZERRA\*  
 JOANA D'ARC CARMO AROUCK FERREIRA\*  
 ROBERTO CHAGAS DA SILVA\*  
 GARRONE HUGO SILVA\*  
 HUGO MOLLER ROESSING\*  
 ANTONIO CARLOS TANCREDI\*\*  
 ADONIAS PEREIRA DE ARAÚJO\*  
 EDILSON RAMOS PEREIRA\*\*  
 WILSON OLIVEIRA\*\*  
 ISAIAS LISBOA MACHADO\*\*  
 MANOEL FAUSTINO NETO\*

\* IBGE-DIGEO/N - Tv. Angustura, 2939, Belém-Pará. CEP-66.093-040

\*\* SEICOM - Av. Presidente Vargas, 1020, Belém-Pará. CEP-66.030

**INTRODUÇÃO** - O presente trabalho é parte de um estudo mais amplo realizado através de convênio entre a Secretaria de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM e a Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, objetivando a elaboração do Plano Diretor de Mineração da Região Metropolitana de Belém.

A elaboração do Plano Diretor foi antecedida de um Diagnóstico Ambiental que, ao fornecer as diretrizes para o ordenamento da atividade minerária na região estudada, enfatiza a degradação dos Sistemas Ambientais pela mineração, cujas frentes de lavra, em atividade, abandonadas ou exauridas, foram analisadas detalhadamente no que concerne aos problemas ambientais, incluindo-se os conflitos sócio-econômicos. Tais informações, cartografadas no Mapa do Diagnóstico Ambiental (1:50.000), codificam os Impactos Ambientais relacionados à extração mineral. A descrição desses impactos, as suas consequências ambientais, os conflitos com as demais atividades sócio-econômicas, e algumas propostas de medidas mitigadoras, serão abordadas no presente trabalho.

**LOCALIZAÇÃO DA ÁREA** - Compõe-se de uma parte continental e uma insular que abrange a parte emersa dos Municípios de Belém e Ananindeua, integrantes da Região Metropolitana de Belém, e mais os municípios de Benevides e Santa Bárbara do Pará, integralizando 1.127,53 km<sup>2</sup>

**DEGRADAÇÃO AMBIENTAL RELACIONADA À MINERAÇÃO** - Foram detectados 111 sítios de extração de materiais de construção (dados dezembro de 1992) das seguintes substâncias: areia, argila para argamassa (barro), argila para cerâmica, concreções ferruginosas (piçarra), arenito ferruginoso (pedra preta), além dos horizontes superficiais dos solos chamados de terra preta (em solos areno-argilosos e argilosos) e de capa de covão (nos solos arenosos). Dessas áreas, apenas 12 estão legalizadas, 28 estão em atividade, e as demais abandonadas ou exauridas. A área atingida pela exploração abrange 7,23 km<sup>2</sup> ou 723 ha, dos quais cerca de 28% ou 202 ha encontram-se na zona de expansão urbana, principalmente ao longo da conurbação Belém-Ananindeua. A área explorada corresponde a 0,64% da área trabalhada, sendo 208 ha em Ananindeua, 206 ha em Belém, 81 ha em Benevides e 174 ha em Santa Barbara do Pará. O Município de Ananindeua é o mais degradado pela atividade contando com 1,39% de sua área já ocupada pela mineração, seguido de Santa Bárbara com 0,67%, Belém com 0,61% e Benevides com apenas 0,3% de sua área afetada (Tabela 1).

Tabela 1 - Área degradada pela Mineração por Município - Total em km<sup>2</sup>, % em relação a área total (1.127,53 km<sup>2</sup>), % em relação a área do Município e % em relação a área degradada total (7,23 km<sup>2</sup>).



|              | ÁREA TOTAL | % DA ÁREA TOTAL | % DA ÁREA MUNICIPAL | % DA ÁREA DEGRADADA TOTAL |
|--------------|------------|-----------------|---------------------|---------------------------|
| ANANINDEUA   | 2,08       | 0,18            | 1,39                | 28,77                     |
| BELÉM        | 2,60       | 0,23            | 0,61                | 35,96                     |
| BENEVIDES    | 0,81       | 0,07            | 0,30                | 11,20                     |
| STA. BÁRBARA | 1,74       | 0,15            | 0,67                | 24,07                     |

**IMPACTOS AMBIENTAIS CONFIGURADOS** - Foram identificados na área quatro tipos principais de impactos ambientais decorrentes da extração de materiais de construção: as escavações; o tráfego de máquinas pesadas; a deposição de resíduos sólidos; e a exploração de mão de obra. Cada impacto (causa) tem, em contrapartida, variadas consequências (efeitos) sobre a qualidade do meio ambiente.

#### Consequências Ambientais das Escavações

1. Alteração da Paisagem - As escavações causam desmatamento, retirada dos solos e das rochas, destruindo a paisagem, eliminando as espécies vegetais, e expulsando ou destruindo a fauna (especialmente a microfauna) eventualmente presentes. A magnitude desse impacto ambiental é diretamente proporcional as dimensões em superfície da área degradada, sendo particularmente importante nos sítios de nºs 5, 6, 14, 15, 33, 74, 93, 94, 96 e 105 (Fig.1), os quais somam 205 ha de área escavada, com o sítio de nº 94 (Recanto da Saudade) contribuindo com cerca de 60 ha.

2. Formação de Lagoas - As escavações, em geral, mal planejadas, formam crateras onde acumula-se a água da chuva ou, em casos mais radicais, a do lençol freático. Estas, uma vez estagnadas, começam a sofrer deterioração, promovendo a proliferação de insetos e microorganismos causadores de variados tipos de doenças como verminose, cólera, malária, hepatite, ameba, esquistossomose, micoses, leptospirose, transmissíveis pelo contato com a pele ou ingestão de água contaminada.

3. Perda do Registro Edafoestratigráfico - As escavações destroem o meio físico onde estão registradas as informações que permitem reconstituir a história geológica, geomorfológica e pedológica da região, além de impedir seu

aproveitamento para fins agrícolas.

4. Processos Erosivos - Em algumas frentes de lavra, isentas de planejamento, está havendo um processo de modificação da paisagem, em que o relevo, absolutamente plano, passa a contar com escarpas, crateras, morros, cristas, colinas, ou seja, formas típicas de áreas em intenso processo de dissecação. Com isso, formam-se níveis de base locais que poderão induzir as áreas circunjacentes a um novo equilíbrio morfodinâmico, através de processos erosivos mais enérgicos como voçorocamentos e escorregamento de massa, os quais, nas condições normais, não aconteceriam nessa área. Tal situação é particularmente notável nas lavras existentes na região de Santana do Aurá e adjacências como nos sítios 95, 96 e 105 (Figural). No sítio nº 96, as escavações atingiram uma tal profundidade que aparecem escarpas com mais de 10m de altura.

#### Consequências Ambientais do Tráfego de Máquinas Pesadas

Na área em pauta, são 28 os sítios de extração mineral em atividade e o escoamento da produção com equipamentos pesados geram seus efeitos sobre o meio ambiente. A área de Santana do Aurá por contar com várias frentes de lavra, principalmente de piçarra (ou de areia avermelhada para aterro), destaca-se pela poluição sonora e atmosférica, e pela poeira levantada no deslocamento das viaturas, por estradas não pavimentadas. Durante os trabalhos de campo, foi possível constatar a grande poluição causada pela poeira (que pode provocar doenças respiratórias e alérgicas) e pelo barulho (fonte de doenças psicossociais) dos caminhões ao longo da estrada de acesso a Abacatal e Santana do Aurá. Essas pequenas rodovias, mesmo no verão, oferecem péssimas condições de tráfego em consequência da intensa movimentação, tornando-se intransitáveis para veículos de menor porte durante o

inverno. Outro problema relacionado ao tráfego de caminhões refere-se à lentidão com que trafegam por pistas de alta velocidade, como a BR-316, a Av. Almirante Barroso e ruas da área urbana da capital, causando atrasos no fluxo de veículos e até mesmo congestionamentos.

#### **Consequências Ambientais da Deposição de Resíduos Sólidos**

Foi constatado "in loco", vários sítios com um problema ambiental relacionado indiretamente com a atividade de mineração, uma vez que, a população residente nas proximidades, se utiliza da área abandonada como depósito de lixo. As consequências a curto e médio prazo são: proliferação de insetos e roedores nocivos; mau cheiro; produção de resíduos (chorume), potencialmente poluidores dos mananciais de água subterrânea, e de gases (metano) inflamáveis com riscos de explosões. Este tipo de impacto foi verificado nos sítios nº 9 (situado as margens do rio Pratiçará no Mosqueiro), 94, 100 e 105.

#### **Consequências Ambientais da Exploração da Mão-de-Obra**

Via de regra, em todos os sítios de extração de pedra preta (arenito ferruginoso) constatou-se que a atividade é exercida de forma bastante rudimentar, e sem planejamento, onde os mineradores não dispõem de nenhum tipo de vínculo empregatício, são mal remunerados, sem

assistência médica ou da previdência social. As escavações são realizadas manualmente, à semelhança da faiscação, submetendo os extratores aos riscos de desabamento das paredes das lavras com acidentes que podem ser fatais, além do que, executam a atividade sem nenhum tipo de equipamento de segurança, sem uso de capacetes, luvas, máscaras, botas, enfim, nenhum acessório necessário à sua segurança pessoal. Esses, quando não trabalham para algum "dono de barranco", que normalmente é o proprietário da terra, o fazem através de arrendamento onde o proprietário da terra chega a ficar com 60% do arrecadado sem o mínimo esforço. O material normalmente é recolhido por "caçambeiros", também autônomos, que pagam quantias irrisórias pelo material na boca da mina, para vender ao consumidor ou para a loja de materiais de construção por até quatro ou cinco vezes o valor de compra. Estes aspectos repercutem-se na qualidade de vida desses operários e na comunidade adjacente sobretudo no âmbito da saúde.

**Conflitos de uso** - A grande maioria das frentes de lavra foram implantadas em locais com atividade sócio-econômica pré-estabelecida, configurando, em alguns casos, os conflitos de uso. Os tipos de uso conflitantes com a mineração foram: Zona Urbana, Expansão Urbana, Loteamento Rural, Mananciais para Abastecimento de Água, Lavoura e Zona Militar.

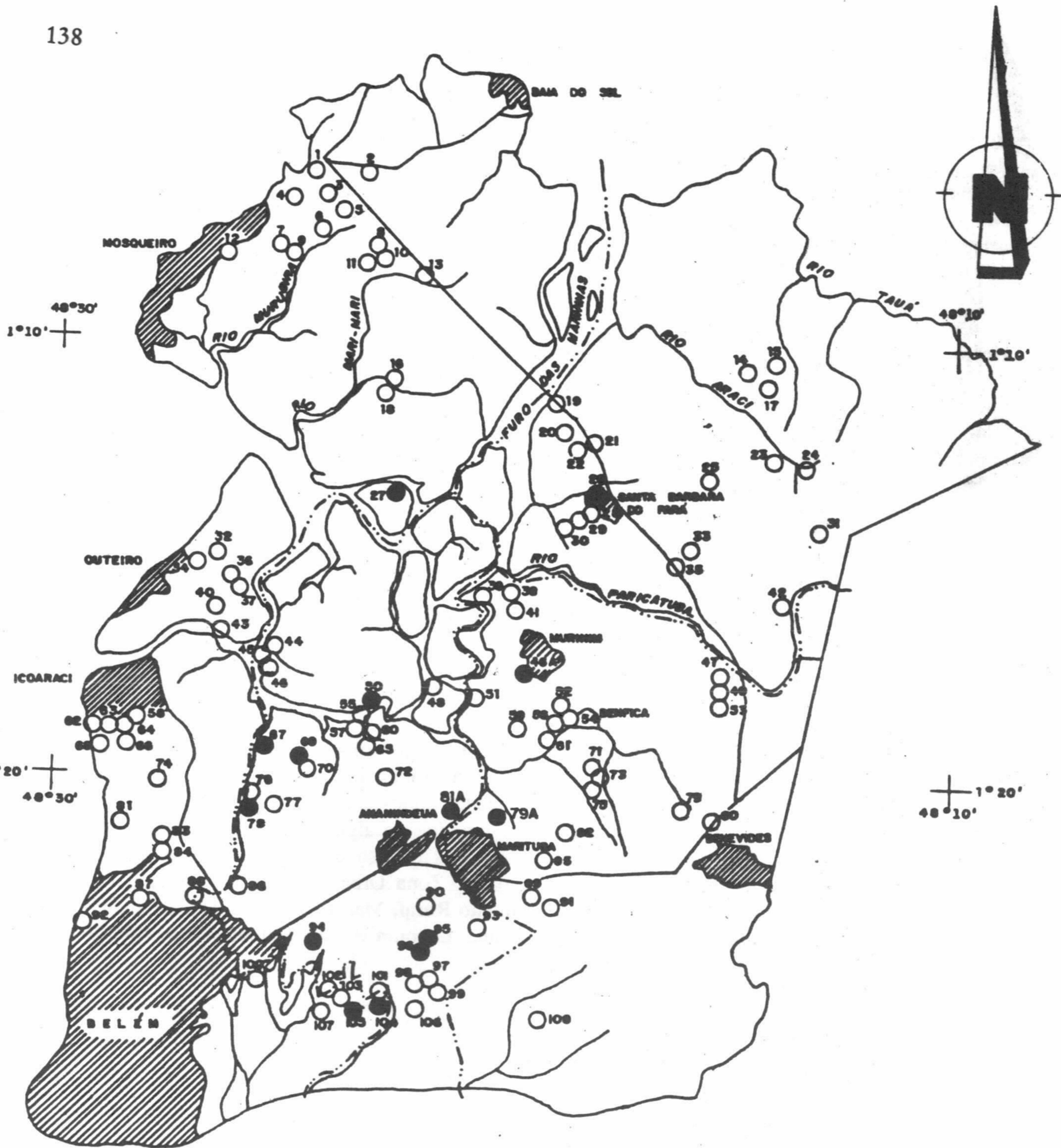


FIG.- 01 LOCALIZAÇÃO DOS SÍTIOS DE EXTRAÇÃO DE MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO

- CLANDESTINOS
- LEGALIZADOS



## CARTA DO MEIO AMBIENTE: UMA PROPOSTA PRÁTICA DE APRENDIZADO COMO SUBSÍDIO PARA AS ADMINISTRAÇÕES MUNICIPAIS

**HERALDO CAVALHEIRO NAVAJAS SAMPAIO CAMPOS**

*Geólogo - Doutor em Ciências*

*Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE). Caixa Postal 318 Fax (0122) 33-7116*

*CEP 12.010-970 - Taubaté - SP*

**INTRODUÇÃO** - Entende-se como meio físico o conjunto do meio ambiente definido pela interação de componentes predominantemente abióticos, quais sejam, materiais terrestres (solos, rochas, água e ar) e tipos naturais de energia (gravitacional, solar e outras), inclusive suas modificações decorrentes da ação biológica e humana.

A dinâmica em que se processam as formas de interação configura os processos do meio físico. Por conseguinte, refere-se à sucessão de fenômenos potencializados pela interação de componentes materiais e tipos de energia, podendo ser deflagrado, acelerado ou retardado por agentes físicos, químicos, biológicos (fauna e flora) ou humanos, em um determinado ambiente.

São exemplos de processos do meio físico: erosão pela água, escoamento das águas em superfície, movimentação das águas em subsuperfície, deposição de sedimentos ou partículas, escorregamentos, entre outros.

**OBJETIVOS** - O levantamento e cadastramento de dados lastreados principalmente em trabalhos de campo, possibilita o conhecimento, diagnóstico e síntese das áreas objeto de estudo, que pode ser expressa num documento de utilização prática e generalizada, como por exemplo, uma carta de meio ambiente, concebido como base para o prosseguimento das pesquisas em nível mais avançado.

**MÉTODOS** - Para a consecução destes objetivos, desenvolve-se simultaneamente múltiplas atividades, destacando-se entre elas o cadastramento de dados, sendo a sistemática de observações de campo, o método seguido para o conhecimento das condições dinâmicas do meio físico.

Com base na experiência acumulada em projetos anteriores, realizados por órgãos e

instituições de pesquisa do Estado de São Paulo, há pelo menos duas décadas, observou-se que para cada dado levantado, foi organizado um roteiro padrão de obtenção e registro de dados que são as fichas de cadastro. Estas fichas contêm, numa sequência lógica de trabalho de campo, itens dispostos em folhas padronizadas que são preenchidas em prancheta de mão.

### APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Alunos do 4º ano de Engenharia Civil da UNESP-Campus de Guaratinguetá, na cidade homônima, realizaram um trabalho desta natureza, durante as aulas práticas da disciplina de geologia aplicada, no primeiro semestre de 1991. A "sala de aula" escolhida, como cenário do meio físico objeto de estudo, foi o Morro do Sucupira.

Na primeira fase do levantamento de campo da área estudada, foi realizada uma caracterização geral do loteamento. Essa caracterização constou do registro de dados em ficha de campo proposta pela SUDELPA (1985), onde as anotações possibilitaram um diagnóstico dos serviços públicos existentes (rede de esgoto, rede elétrica, abastecimento de água, etc) bem como do contexto geológico-geomorfológico em que se inscreve o Morro do Sucupira.

Na fase seguinte, um levantamento lote a lote, conforme o roteiro de observações de campo para um mapeamento de risco localizado de movimentação de massa (IPT, 1989), registrou-se a presença de lixo/entulho, tipo de cultivo, águas servidas em superfície e riscos de deslizamentos.

Esta área ocupada por uma população de baixa renda estimada em quatrocentas pessoas, representa um "retrato 3x4" do assentamento de loteamentos espontâneos em morros e encostas em certas cidades do país, ou seja: existência de cortes e aterros inadequados; lançamento de águas servidas em superfície; acúmulo de lixo/entulho

em taludes íngremes; plantação de bananeiras, etc. Estas atividades antrópicas aceleram e predispõem o aumento do desequilíbrio natural e representam os fatores que induzem os deslizamentos, detonados que são principalmente pelas águas de chuva (UNESP, 1991; Alves et al., 1991 e Campos, 1992 a e b).

A análise dos dados obtidos, permitiu classificar áreas de alto e médio risco de movimento de massa. As áreas mais críticas (alto risco ou risco I) devem merecer atenção especial do poder público local. Como medida preventiva sugeriu-se a re-alocação dos moradores destas áreas. Para as áreas de médio risco (risco II) a sugestão recomendada foi a execução de um retaludamento seguido de plantio de gramíneas para a contenção dos taludes.

Após as chuvas de verão de 1994, o IPT em caráter emergencial e posteriormente o DAEE atenderam à solicitação de Prefeitura de Guaratinguetá ainda nesta área de risco.

O IPT (1994) resume da seguinte forma o seu parecer: "O Morro do Sucupira está fortemente afetado por movimentos de massa, tipo escorregamento circular, profundo, com trincas e degraus de abatimento. Três setores podem ser definidos: a frente de retirada de material terroso, a área ocupada na base e área com boçoroca. São sugeridas medidas para estabilizar a área e a boçoroca, o que é ratificado em laudo técnico do DAEE (1994) que acrescenta observações quanto à re-alocação de moradias e urbanização da área realizada pela prefeitura local, neste período de três anos.

Segundo Campos et. al. (1991) o principal tipo de instabilização de taludes observados no Bairro Alto das Almas, próximo ao Morro do Sucupira, se refere à escorregamentos translacionais em solos causados, principalmente, por dois tipos de mecanismos de ruptura: a) ruptura devido ao aumento de pressões neutras oriundas de rede de fluxo essencialmente paralela ao talude e b) diminuição da resistência de cisalhamento dos solos devido a infiltração da água. Movimentos de rastejo da camada de solo superficial são também reconhecidos como causa do movimento de taludes.

Uma outra turma de alunos da mesma disciplina citada, no ano de 1992, realizou um cadastramento de dados de gabinetes, no âmbito

dos órgãos e instituições públicas existentes no território municipal, como tentativa de subsidiar a elaboração da carta do meio ambiente de Guaratinguetá-SP (Furico et al. 1992 e Campos, 1992a).

Os dados cadastrados, permitiram, num primeiro momento, avaliar preliminarmente as condições de saneamento básico, incluindo levantamento dos serviços de lixo e limpeza pública, de resíduos sólidos hospitalares; de captação de águas superficiais e subterrâneas; situação de alguns loteamentos irregulares, áreas inundáveis na zona urbana; atividades minerárias e processos erosivos, entre outros.

Os dados uma vez inventariados, por conseguinte, incentivaram o desenvolvimento de sistema de armazenamento de dados em micro-computador, de grande valia para os usuários e pesquisadores da área, como o sistema de informações sobre o meio físico iniciado por Penido & Dupret (1991) e Senne et al. (1992).

Um diagnóstico em escala regional dos processos erosivos da Bacia do Rio Paraíba do Sul e do Litoral Norte, em trecho paulista, está descrito no projeto "Orientações para o Combate à Erosão no Estado de São Paulo do DAEE & IPT (1992). Neste levantamento são apontadas as áreas urbanas e rurais dos municípios mais afetados pela erosão na forma de boçorocas, ravinas e escorregamentos; que entre outros problemas, podem causar o assoreamento dos recursos hídricos superficiais.

**CONCLUSÕES** Este tipo de atividade, como método auxiliar no aprendizado, tem mostrado que além da relação custo/benefício ser francamente favorável, pode como subproduto gerar a elaboração de documentos que venham a fornecer subsídios concretos para as administrações municipais, principalmente aos núcleos urbanos de pequeno a médio porte, cuja maioria não conta com técnicos nem dispõe de assistência alguma.

Trabalhos de campo "strictu sensu", para atualização e elaboração de um inventário de dados e estudos integrando diversas áreas, podem servir de suporte para uma cartografia final, contribuindo inclusive com os planos diretores municipais.

Como exemplos de guias metodológicos, entre outros, merecem ser citados o da CETESB

(1985) na confecção da "Carta do Meio Ambiente e de Sua Dinâmica/Baixada Santista", baseada na proposta de A. Journaux da Universidade de Caen (França) e o de Hirata et al. (1991) que discute o uso do método de unidades homogêneas, empregado no planejamento do município de Itu (SP).

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, A.F.M. et al. 1991. Caracterização Geológica-Geotécnica e de Risco no Morro do Sucupira (Zé Reis) em Guaratinguetá (SP). In: CONG. INIC. CIENT., 3, Jaboticabal, 1991. Resumos... Jaboticabal, UNESP, p.212.
- CAMPOS, H.C.N.S. 1992a. Cadastramento de Dados Para Caracterização do Meio Físico: A Experiência no Município de Guaratinguetá-SP. In: SEM. CIÊNC. EXAT. ENG., 12, Guaratinguetá. Anais... Guaratinguetá, ADUNESP, p.9.
- CAMPOS, H.C.N.S. 1992b. Riscos Geológicos: A Experiência de Campo com Alunos de Engenharia Civil da UNESP-Guaratinguetá-SP. In: Simp. Risc. Geol./CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Boletins... São Paulo, SBG, v.1, p.110-111.
- CAMPOS, H.C.N.S. TSUTIYA, A.M., SANTOS JR.O.F., GIACHETTI, H.L., TANAKA, A. 1991. Algumas Considerações Sobre os Escorregamentos em Morros da Região de Guaratinguetá-SP. In: SIMP. BRAS. GEOL. SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo, SBG, p.241-246.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL, (CETESB) 1985. Carta do Meio Ambiente e Sua Dinâmica/Baixada Santista. São Paulo, CETESB. 33p. (publicação especial)
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA, (DAEE) 1994. Laudo Técnico de Área com Risco Potencial de Deslizamento, Morro do Sucupira, Guaratinguetá-SP. Taubaté, DAEE. 5p. (informação técnica)
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE) & INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). 1992. Orientações para o Combate à Erosão no Estado de São Paulo/Bacia do Paraíba e Litoral Norte. São Paulo. IPT, 3v. (relatório nº 29.967).
- FURIGO, L.M. et al. 1992. Cadastramento e Inventário de Dados: Um Subsídio Para Tentativa de Elaboração da Carta do Meio Ambiente de Guaratinguetá-SP. In: CONG. INIC. CIENT., 4, Araçatuba, 1992. Resumos ... Araçatuba, UNESP, p.178.
- HIRATA, R.C.A., FERNANDES, A.J., YOSHINAGA, S., PRESSINOTTI, M.M.N., NOGUEIRA, S.A.A., LEMOS, A.C.P.N. 1991. Aplicação e Discussão do Método de Unidades Homogêneas Para o Planejamento Territorial. Estudo de Caso de Itu (SP). In: SIMP GEOL. SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo, SBG, p 337-342.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). 1989. Cadastramento de Situações de Risco Iminente nos Bairros da Pedreira e Alto das almas, Guaratinguetá, SP. São Paulo, IPT. (relatório nº 27.910)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). 1994. Relatório da Visita Técnica à Área do Morro do Sucupira, Guaratinguetá, SP. São Paulo, IPT. (relatório nº 32.154)
- PENIDO, L. R. & DUPPRET, M. 1991. Sistema de Informações Geotécnicas Para Aplicação em Planejamento Urbano. In: CONG. INIC. CIENT., 3, Jaboticabal, 1991. Resumos... Jaboticabal, p.210.
- SENNE, E.L.F., TSUTYA, A.M., PENIDO, L.R., DUPPRET, M., 1992. Um sistema de informações geotécnicas para aplicação em planejamento urbano. In: SEM. CIÊNC. EXAT. ENG., 12, Guaratinguetá, 1992. Anais... Guaratinguetá, ADUNESP, p.247-252.
- SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO LITORAL PAULISTA, (SUDELPA) 1985. Levantamentos para a elaboração de roteiro de laudo geológico-geotécnico para implantação de loteamentos. São Paulo, SUDELPA, 72p. (relatório técnico)
- UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA, (UNESP). 1991. Avaliação de Áreas de Risco Localizado de Movimentos de massa-Morro do Sucupira, Guaratinguetá, SP. Guaratinguetá, UNESP. 17p. (informação técnica).

## SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA NO VALE DO RIO ARAGUARI (AMAPÁ) - RESULTADOS PRELIMINARES

LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA COSTA - *PROMAR/CPGG/UFPA*

ODETE FÁTIMA MACHADO DA SILVEIRA - *PROMAR/CPGG/UFPA*

LUIS ERCÍLIO DO CARMO FARIA JÚNIOR - *PROMAR/DGL/UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Os depósitos quaternários da Planície Costeira do Amapá ocorrem ao longo de uma ampla faixa que se estende desde a cidade de Macapá até a foz do rio Oiapoque. Estas sequências receberam, até a corrente década, um interesse científico bastante limitado. Lima et al. (1974) foram os primeiros a desenvolverem um mapeamento geológico naquela região, quando caracterizaram as sequências quaternárias sob a denominação de "aluviões".

Este trabalho expõe alguns resultados preliminares de uma pesquisa que objetiva entender a evolução holocênica da região do vale do rio Araguari, onde a planície quaternária atinge sua largura mais expressiva. Aqui são apresentadas as principais características sedimentares e morfológicas dos diversos depósitos relacionados ao sistema flúvio-estuarino do rio Araguari.

**O RIO ARAGUARI - GENERALIDADES** - O rio Araguari e seus afluentes constituem a mais expressiva bacia hidrográfica do estado do Amapá. Ao longo de seu trajeto, de extensão em torno de 250km e direção geral NE/SW, apresenta variações morfológicas controladas por fatores como a natureza e declividade do substrato, natureza do suprimento sedimentar, marés e outros.

Quando instalado em áreas pré-cambrianas (complexos Guianense e Tumucumaque) e terciárias (Grupo Barreiras) apresenta-se alternando porções retilíneas e sinuosas, neste caso não atinge mais do que 500m de largura. Dentro dos limites da planície quaternária, torna-se mais expressivo, onde são distinguidos três padrões morfológicos em direção a sua foz: um segmento sinuoso, seguido por uma porção francamente meandrante e, finalmente, uma porção retilínea, com forma suavemente afunilada, onde atinge sua largura máxima de 5km.

A área de enfoque deste trabalho engloba as

duas últimas feições que constituem parte do sistema flúvio-estuarino.

**ASPECTOS MORFO-ESTRATIGRÁFICOS DOS DEPÓSITOS** - A análise de imagens de radar nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000 e de 16 testemunhos obtidos a partir do sistema vibracore, além de observações de campo, permitiram a individualização de 5 tipos de depósitos.

- **Barras em Pontal** - Estes depósitos atingem espessuras entre 2 e 4 metros, apresentando variações no modelo clássico de "fining-upward", de acordo com sua posição ao longo do canal. Nas porções mais proximais apresentam-se compostos por sequências predominantemente siltico-argilosas, intercaladas por lâminas milimétricas a centimétricas de areias finas a muito finas. Nas porções mais distais constituem-se, da base para o topo, por areias finas, estratificadas, sobrepostas por sequências onde intercalam-se regularmente níveis argilosos e de areias finas e, finalmente, sequências essencialmente argilosas, fitoturbadas e oxidadas.

As barras em pontal caracterizam-se, morfológicamente, por uma sucessão de terraços de acreção, localizados na porção interior do meandro. Os terraços se individualizam pelo zoneamento de vegetação, que obedece a ordem floresta-atinga-mururé e/ou spartina. Nas porções mais distais, onde estão sujeitas aos efeitos fortemente erosivos da "pororoca", estas feições são substituídas por microfalésias.

- **Barras Longitudinais** - São constituídas por sequências essencialmente siltosas, intercaladas com lâminas argilosas e de areias muito finas, com espessuras milimétricas.

Apresentam formas alongadas segundo a direção do fluxo e são quase sempre fixadas pela vegetação. Sua maturidade também pode ser

avaliada pela disposição das espécies vegetais. Nas barras mais antigas desenvolve-se o zoneamento floresta-aninga-mururé e/ou spartina, enquanto que nas mais jovens a floresta ainda não se estabeleceu.

- **Planícies de Inundação** - Ocorrem como extensas áreas planas, periodicamente inundadas, com algumas porções pantanosas. São recobertas por vegetação rasteira e constituídas por sequências de até 1 metro de espessura. Compõem-se de material argilo-siltoso, oxidado, micáceo, sem estrutura aparente, com expressiva quantidade de matéria orgânica. Ocasionalmente, ocorrem níveis arenosos milimétricos, por vezes obliterados pela expressiva fitoturbação, inerente a estes depósitos.

- **Diques Marginais** - Constituem-se por sequências de areias finas, micáceas, sobrepostas por outras sequências definidas pela intercalação regular e centimétrica de lâminas argilo-siltosas e de areias finas. Oxidação e fitoturbação são comuns.

Estes depósitos ocorrem como pequenas cristas desenvolvidas na porção convexa externa do meandro, onde são continuamente erodidos.

- **Planícies de Maré Marginais** - Ocorrem na porção retilínea final do canal, como uma faixa alongada, plana, que se estende pelo litoral para norte, a partir da margem esquerda do rio Araguari. Constituem-se por sequências de areias finas a médias, estratificadas, sobrepostas por outras sequências representadas por intercalações milimétricas de silte e areia fina, definindo

estruturas "wavy".

**COMENTÁRIOS FINAIS** - Dalrymple et al. (1992) caracterizaram os estuários como ambientes desenvolvidos nos estágios iniciais de uma transgressão. Quando dominados por marés, apresentam, em um estágio inicial ("unfilled"), suprimento sedimentar fluvial e marinho, redistribuído por correntes de maré. Isto resulta no preenchimento rápido das porções mais largas e profundas das desembocaduras, desenvolvendo a clássica geometria afunilada.

Estas características ainda não são totalmente desenvolvidas na foz do rio Araguari, sugerindo um caráter juvenil para este sistema. Esta imaturidade também pode ser aventada quando se considera apenas a porção fluvial, que é refletida pela ausência de feições como meandros abandonados e modificações no padrão da direção de acreção das barras em pontal.

Estes fatores se contrapõem às proposições de Boaventura & Narita (1974), que admitem o rio Araguari como um antigo sistema de drenagem (pré-Transgressão Flandriana), que teria se deslocado progressivamente para sul, deixando como rastros meandros abandonados, onde teriam se instalado os atuais lagos Comprido, Mutuco e Piratuba.

No atual estágio do conhecimento, acredita-se que o sistema flúvio-estuarino Araguari tenha se estabelecido após a última transgressão (7.000 A.P.), registrada em grande parte do litoral brasileiro (Suguio et al., 1988), que provavelmente afetou também esta região, visto o seu caráter eustático.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia. In: Projeto RADAM, Folha NA/NB-22, cap.2. Rio de Janeiro. (Levantamento dos Recursos Naturais, 6).
- DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6): 1130-1146.
- KENITIRO, S.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1988. Quaternary sealevels of brazilian coast: recent progress. *Episodes*, 11(3): 203-208.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia. In: Projeto RADAM. Folha NA/NB.22. Macapá, cap.1. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).



## EVIDÊNCIAS DE PALEO-LITORAIS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS

MAÂMAR EL-ROBRINI - *Dept. de Geologia-CG/UFPA*

PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA FILHO - *Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Flutuações do nível do mar durante o Quaternário foram identificadas ao longo de toda a faixa oceânica brasileira (Sul, Sudeste e Nordeste). Recentemente investigações nas planícies costeiras do Amapá (Mendes & Faria, 1993; Silveira et al., 1993), do NE do Pará e na Plataforma Continental do Amazonas revelaram vestígios de paleo-litorais (Milliman & Barreto, 1975; El-Robrini, 1990; Vital & Faria, 1992; El-Robrini et al., 1993; El-Robrini & Souza Filho, 1993)

Na Plataforma Continental do Amazonas, com 330 Km de largura, (na frente da Foz do Rio Amazonas), destaca-se o Amazon "Fan". A quebra do talude ocorre a uma profundidade de 80-85m, onde vários canhões recortam o talude continental. É possível observar com detalhe uma série de feições fisiográficas marcantes, onde as isóbatas desenham inúmeras irregularidades topográficas, desde a linha de costa até a quebra do talude.

A integração dos dados geológicos e geofísicos resultou na identificação de vários paleo-litorais na Plataforma do Amazonas.

**EVIDÊNCIAS DE PALEO-LITORAIS** - Os paleo-litorais foram definidos com base em várias evidências:

### **Evidências Ecobatimétricas**

Na Plataforma do Amazonas, as isóbatas são relativamente paralelas ao "shoreline" atual, entretanto, notam-se várias irregularidades topográficas marcantes como por exemplo em frente às costas do Amapá e do Pará-Maranhão.

**Na Plataforma Interna**, a isóbata de 20m segue perfeitamente o traçado do atual "shoreline" e marca algumas reentrâncias na frente de todos os sistemas estuarinos modernos (Rio Pará, Amazonas,...). Essa similaridade implica em que os sistemas estuarinos foram ativos até uma distância de 20km da costa moderna de "rias" do Pará-Maranhão a 120km do litoral do Amapá.

**Na Plataforma Intermediária do Pará-Maranhão**, a isóbata de 40m afastada 80km da atual foz do Estuário do Rio Gurupi (El-Robrini, 1990) marca uma ampla reentrância semelhante a um golfo, cuja largura é da ordem de 120km. Na parte interna e em direção a litoral, é possível observar-se estruturas alongadas, associadas a esta reentrância aparentemente com forma de cursos aquosos, provavelmente "paleo-igarapés" ou outros tipos de cursos, tais como os observados na costa atual.

**Na Plataforma Externa do Amazonas**, a isóbata de 80m se comporta como uma linha sinuosa, marcando importantes edentações longitudinais e paralelas. O comprimento das feições mais importantes atinge 130km e largura de 10km. Essas estruturas morfológicas semelhantes aos traços atuais da costa de "rias" do NE do Pará, são interpretadas como antigos canais de maré (Nittrouer et al., 1988), afastados 150km do litoral do Amapá.

### **Evidências Sedimentológicas**

A distribuição horizontal dos sedimentos da plataforma continental é constituída por vários domínios:

**O Domínio "nearshore"** é o lugar dos depósitos lamosos atuais de coloração cinza amarronzada, originados dos aportes de suspensões fluviais do Rio Amazonas. Esses depósitos estendem-se até a profundidade de 40m e afinam-se em direção à Plataforma da Guiana Francesa.

A Plataforma do Pará-Maranhão está recoberta por depósitos arenosos médios a finos (D.H.N., 1986; Pomerancblum & Costa, 1977).

**Na Plataforma Intermediária**, predominam as areias finas siliciclásticas. A sedimentação arenosa do Amazonas é relictica, como aquela que recobre em parte a Plataforma da Guiana Francesa entre 25/30m e 100m de profundidade e que dataria do Quaternário Recente (Pujos et al., 1990).

Os fundos do Paleo-Golfão do Gurupi ou Curso

Inferior do Gurupi (El-Robrini, 1990) são recobertos por depósitos arenosos fluviais (REMAC, 1979) de granulometria média a grosseira (os grãos são subangulares, ferruginosos e quartzosos com pequenas manchas argilosas terrígenas).

O Domínio da Quebrá do Talude é caracterizado por depósitos de areias constituídas por quartzo, hexacorais, ostreideos, bryozoários e algas coralíneas (Vital et al, 1991). Na proximidade da quebra do talude foram coletadas amostras de carbonatos (Vital et al., 1991) que comprovaram a existência de uma antiga barreira recifal submersa a 80m, cujos vestígios foram detectados na parte norte da América do Sul.

#### Evidências Geofísicas

Um reconhecimento sísmico raso na Plataforma Intermediária do Amazonas permitiu delinear uma série de fortes refletores indicando discordâncias, cujo contato entre a sequência superior e inferior representa uma superfície erosional. Essa superfi-

cie na forma de paleo-vales preenchidos foi esculpida provavelmente durante um abaixamento do nível de mar (regressão marinha/Wisconsiniana).

Vários canais antigos fossilizados podem ser observados na frente da Costa do Amapá, onde a calha fica a uma profundidade em torno de 125m, o que pode corresponder a um antigo estacionamento do nível do mar baixo. Os canais podem atingir até 10km de largura e são muito semelhantes às calhas das "rias" costeiras modernas.

**CONCLUSÃO** - A Plataforma do Amazonas representa um modelo regional original para as análises das oscilações do nível do mar, tendo em vista a posição privilegiada desta em frente a um sistema de dispersão atual único no mundo.

Os dados ecobatimétricos, sedimentológicos e geofísicos são em favor da presença de vários paleo-litorais na Plataforma do Amazonas. Nós consideramos idades de 17.400, 14.000 e 12.000 anos AP para os níveis marinhos de 80, 40 e 20m, respectivamente.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1986. Informações sobre amostras geológicas. Relat. Minist. Marinha: 8p.
- EL-ROBRINI, M. 1990. Evidence of an estuarine zone in the Pará-Maranhão Shelf. Internat. Sym. Quaternary Shoreline. La Plata, Argentina: 23.
- EL-ROBRINI, M., SOUZA FILHO, P.W.M., SILVA, C.A., SILVEIRA, O.F.M., FARIA, JR., L.E.C. & MENDES, A.C. 1993. Registros das oscilações do nível do mar na Plataforma Norte/Brasil. Simp. Interna. Quaternário da Amazonia, Manaus/92: 83-86.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. Evidence of Quaternary Sea Levels on Northern Continental Shelf, Simp. AMASSEDS/93: 16.
- MENDES, A.C. & FARIA, JR., L.E.C. 1993. Sedimentological and Stratigraphical Studies of the Holocene of the Amapá Coast. Simp. AMASSEDS, Niterói/93: 32.
- MILLIMAN, J.D. & BARRETO, H.T. 1975. Relict Magnesian Calcite, Oolite and Subsidence of Amazon Shelf. sedimentology, 22: 137-145.
- NITTROUER, C.A., KOWSMANN, R.O. & DE MASTER, D.J. 1988. High resolution seismic stratigraphy of the Amazon Continental Shelf. Congress. Brasil. Geol., 36, Belém/88: 466-480.
- POMERANCBUM, M. & COSTA, M.P. DE A. 1977. Sedimentologia da plataforma Continental Norte Brasileira, REMAC, (1): 125-146.

PUJOS, M., BOUYSSÉ, P & PONS, J.C. 1990. Sources and distribution of heavy minerals in Late Quaternary sediments of French Guiana Continental Shelf. *Continental Shelf Research*, 10 (1): 59-79.

REMAC. 1979. Mapa faciológico dos sedimentos superficiais da Margem Continental Norte Brasileira. escala: 1/3.500.000, Projeção Mercator.

SILVEIRA, O.F.M., FARIA, JR., L.E.C.,

NITTROUER, C.A., ALLISON, M. & MENDES, A.C.M. 1990. The Amapá coastal plain: Preliminary results., *Simp. AMAS-SEDS, Niterói/93*: 47.

VITAL, H., SILVEIRA, O.F.M., TORRES, A.M., SILVA, M.S., SOUZA FILHO, P.W.M. & FARIA, JR., L.E.C. 1991. Cone do Amazonas - Proj. MAR 3.1: Dados geológicos preliminares. *Simp. sobre Oceanografia*, 2, São Paulo/91: 245.

## SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS NA REGIÃO DA UHE SAMUEL, ESTADO DE RONDÔNIA

BRUNO L. PAYOLLA - *Departamento de Meio Ambiente, Eletronorte, Brasília*

A Usina Hidrelétrica Samuel está localizada no Rio Jamari, região norte do Estado de Rondônia, a cerca de 50 km a oeste de Porto Velho. Nesta região, a Unidade Morfoestrutural Planalto Rebaixado da Amazônia (Melo et al., 1978), é caracterizada por uma extensa superfície plana, com cotas topográficas entre 82 metros e 88 metros, dissecada pela rede de drenagem atual. Nesta superfície plana destacam-se, a maneira de ilhas, elevações que podem apresentar topos tabulares acima da cota 100 metros.

A Figura 1 mostra o esboço geológico da área da UHE Samuel, obtido da Imagem de Satélite Landsat 5, WRS 232/066, banda 4, de 02 de setembro de 1986 (anterior a formação do reservatório da usina), com apoio de trabalhos de campo.

A superfície plana corresponde ao domínio dos sedimentos quaternários (Formação Jaciparaná de Adamy e Romanini, 1991), e as elevações ao domínio de espessos perfis lateríticos, completos ou incompletos, desenvolvidos sobre rochas cristalinas do Complexo Jamari (Isotta et al., 1978). Os topos tabulares destas elevações são sustentados pelo horizonte concrecionário dos perfis lateríticos, caracterizado, em sua porção superior, por uma couraça com estrutura colunar.

A Figura 2 mostra o perfil estratigráfico simplificado A-B ao longo do Dique da Margem Esquerda (DME) da UHE Samuel, obtido da integração dos dados de sondagens rotativas estratigráficas, sondagens a percussão, trados manuais, poços, trincheiras e do mapeamento das fundações do dique.

Neste perfil verifica-se que os sedimentos quaternários, similares aos da Sequência Sedi-mentar I de Payolla et al. (1984), podem alcançar espessuras superiores a 60 metros, e preenchem as depressões de uma paleotopografia muito acidentada (desníveis superiores a 100 metros), escavada nos lateritos desenvolvidos sobre as rochas cristalinas do Complexo Jamari.

Estes sedimentos podem ser subdivididos grosseiramente em três pacotes, da base para o

topo, a saber: I- sedimentos argilosos e argilo-siltosos, que ocupam os dois terços inferiores das paleodepressões; II- sedimentos arenosos e conglomeráticos, friáveis, que constituem um pacote descontínuo com espessura variável de 5 metros a 20 metros, posicionado na porção médio-superior das paleodepressões, e III- sedimentos argilo-siltosos com espessura entre 6 metros e 12 metros, posicionados no topo das paleodepressões (Figura 2).

Oito fragmentos vegetais provenientes de camadas de turfa interceptadas pelas sondagens rotativas estratigráficas a profundidades entre 34 metros e 45 metros (pacote I), foram datadas pelo método Carbono 14 no Laboratório de Física Nuclear Aplicada do Instituto de Física da Universidade Federal da Bahia. As idades obtidas, com valores em torno de 24.000 anos A.P., indicam que a deposição do pacote I ocorreu no Pleistoceno superior, durante a vigência do último Pleniglacial, e são similares a obtida por van der Hammen (com. pessoal em Absy, 1993) em amostras de sedimentos provenientes da região de Cachoeirinha (sul da área). Atualmente estão sendo desenvolvidas datações em amostras de restos vegetais coletados na base do pacote III, cujos resultados serão divulgados oportunamente.

O predomínio de sedimentos finos sugere que o preenchimento das paleodepressões ocorreu sob condições predominantemente subaquosas (lacustres), em concordância com a hipótese do lago Amazonas de Frailey et al. (1988).

Os sedimentos lacustres que encerram o preenchimento das paleodepressões (pacote III), aliado à presença de lagoas e áreas mal drenadas sujeitas a inundações sazonais, posicionadas sobretudo nos interflúvios, indicam que a superfície plana que caracteriza a Unidade Morfoestrutural Planalto Rebaixado da Amazônia na região, corresponde a uma superfície de sedimentação relativamente recente que vem sendo dissecada pela rede de drenagem atual, e não um pediplano como interpretado por Melo et al. (1978).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABSY, M.L. 1993. Mudanças da vegetação e clima da Amazônia durante o Quaternário. *In: Ferreira, E.J.G., Santos, G.M., Leão, E.L.M., Oliveira, L.A. (Eds.): Bases Científicas para Estratégias de Preservação e Desenvolvimento da Amazônia. Instituto de Pesquisas da Amazônia, 2: 3-10. Manaus.*
- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. 1991. Geologia da região Porto Velho-Abunã. Programa Levantamentos Básicos do Brasil. Brasília. DNPM/CPRM. 273 p.
- FRAILEY, C.D., LAVINA, E.L., RANCY, A., SOUZA FILHO, J.P. 1988. Pleistocene/Holocene lake in the Amazon basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. *Acta Amazonica*, 18 (3/4): 119-143.
- ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T., BARROS, R.J. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório final. Porto Velho. DNPM/CPRM. Vols. 1, 2 e 3. (inédito).
- MELO, D.P. DE; COSTA, R.C.R. DA, NATALI FILHO, T. 1978. Geomorfologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 20, Porto Velho. Rio de Janeiro, MME/DNPM, 16:187-250.*
- PAYOLLA, B.L.; MUZZOLON, R.; PINHO, O.G. DE, BETTENCOURT, J.S. 1984. Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Montenegro e Oriente Novo, Rondônia. *In: SYMP. AMAZ., 2, Manaus, MME/DNPM. Anais, p. 359-364.*

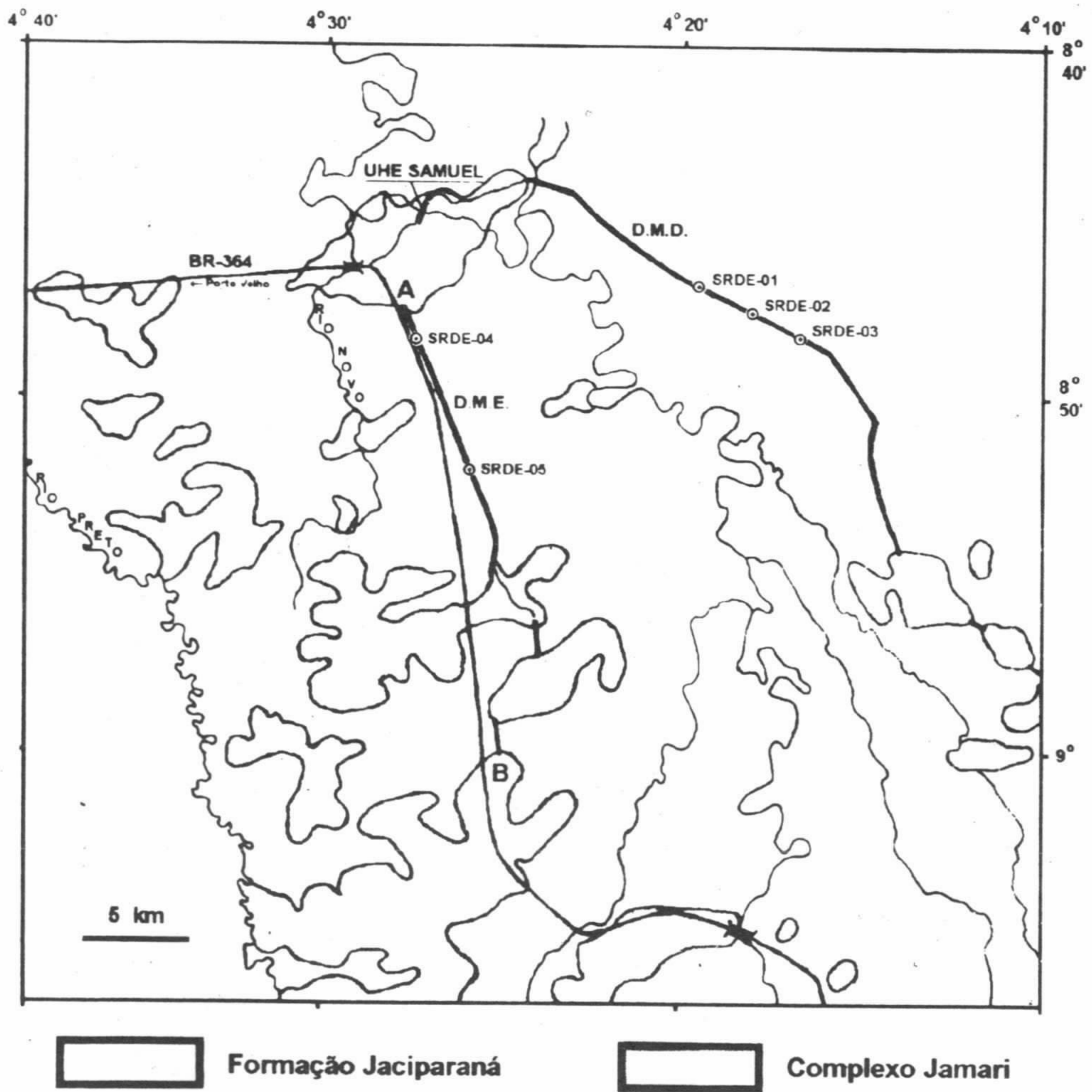


Figura 1. Esboço geológico da área da UHE Samuel.

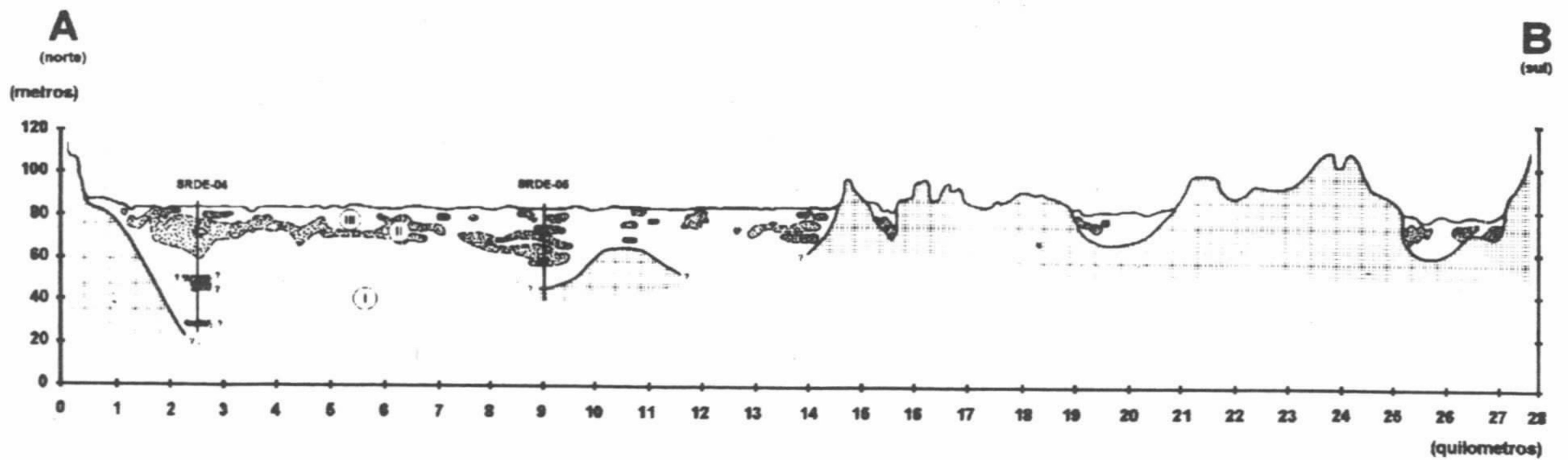


Figura 2. Perfil estratigráfico simplificado A-B ao longo do DME da UHE Samuel.

# MINERALOGIA

## A AMETISTA DO PAU D'ARCO: MINERALOGIA, QUIMISMO E INCLUSÕES FLUÍDAS

CARLOS TADEU CASSINI E MARCONDES LIMA DA COSTA  
*Centro de Geociências-UFPA, Belém-PA.*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - A partir da década de oitenta vem se assistindo a descoberta de minerais de propriedades gemológicas em toda a região Amazônica, em especial no Estado do Pará. Entre estas destacam-se a ametista encontrada em várias localidades, sendo as mais famosas as de Pau D'Arco e Alto Bonito. Turmalina, topázio e granada, também de qualidades gemológicas vem sendo encontradas. Neste trabalho são descritos os aspectos mineralógicos, texturais, químicos e inclusões fluídas da ametista do Pau D'Arco; fruto de trabalho de conclusão de curso (TCC) desenvolvido pelo primeiro autor com orientação do segundo.

O garimpo de ametista do Pau D'Arco está situado no município de Conceição do Araguaia, na localidade de Vila Boa Esperança a margem do rio Araguaia.

**METODOLOGIA** - As amostras estudadas foram adquiridas diretamente no garimpo do Pau D'Arco pelos autores deste trabalho. As seguintes atividades foram desenvolvidas:

1) tratamento térmico em vinte amostras em uma mufla (modelo HERAEUS, tipo MR-170, faixa de temperatura de 0 - 1200 °C). Sob ultra-violeta para verificação de fluorescência em dez amostras (aparelho de UVP, Inc. modelo UVGL-48). 2) determinação da densidade (balança de Kraus-Jolly) e os índices de refração (refratômetro de Abbe e Schneider); 3) difratometria de raios-x (difratômetro PHILIPS, modelo PW 1729 com controlador de canais PW 1390, um registrador PM 8203 e tubo de cobre) no Centro de Geociências. A corrida do espectro foi feita entre 12°-60° 2 $\theta$ , 2cm/min, 4x10<sup>4</sup> cm/seg.; 4) determinação dos teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, por via úmida no laboratório de química do Departamen-

to de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da UFPA., bem como análise química total de uma amostra realizada nos laboratórios da GEOSOL, duas amostras, uma violeta intensa e outra clara, foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura-sistema de energia dispersiva (MEV/EDS) no Instituto de Mineralogia de Erlangen-Nuremberg (Alemanha) pelo Dr. Herbert Pöllmann; 5) quatro lâminas delgadas; 6) para estudos microtermométricos das inclusões fluídas confeccionou-se quatro lâminas bipolidas e foram interpretadas seguindo as linhas gerais estabelecidas por Roeder (1984) e Fuzikawa (1985). Após um reconhecimento petrográfico dos tipos e da morfologia das inclusões encontradas, desenvolveu-se as análises microtermométricas em uma platina de aquecimento e resfriamento (tipo CHAIXMECA), determinando-se as temperaturas de ponto eutético, fusão de gelo e homogeneização da fase vapor. Em seguida foi indicado o sistema salino na qual os fluídos presentes nas inclusões melhor se enquadram.

### RESULTADOS OBTIDOS

**Propriedades Físicas** As propriedades físicas da ametista do Pau D'Arco descritas abaixo, são aquelas típicas das variedades cristalinas do quartzo.

COR: VIOLETA EM DIVERSOS TONS

DUREZA: 6,5 - 7,0

DENSIDADE: 2,65

ÍNDICE DE REFRAÇÃO:

$n_w = 1,55$  e  $n_e = 1,54$

FRATURA: CONCHOIDAL

**Microtexturas e Inclusões Mineralógicas** A ametista em lâmina ocorre como cristais inter-

crescidos. Estes tem as faces bem definidas, com contato retilíneo predominante entre os cristais, definindo localmente ponto triplíce (Figura 1). A inclusão mineral mais comum é o rutilo em forma de agulhas (Figura 2). As análises de DRX mostram que a ametista do Pau D'Arco é formada exclusivamente de quartzo cristalino, com inclusões de rutilo localmente visíveis a olho nú.

**Composição Química** As análises químicas mostram que a ametista do Pau D'Arco contém de 99,1 a 99,35 de  $\text{SiO}_2$ , 0,12% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0,28% de  $\text{FeO}$  e 0,10% de  $\text{TiO}_2$ . Análises semi-quantitativas de MEV/EDS obtiveram 99,7% de  $\text{SiO}_2$ , 0,13% de  $\text{Fe}$  e 0,14% de  $\text{Mn}$ . Ou seja, para o mineral quartzo, uma concentração de  $\text{Fe}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$  e  $\text{Na}$  são relativamente elevados. Os elementos traços analisados apenas  $\text{Co}$  (29 ppm),  $\text{V}$  (46 ppm) e  $\text{Cl}$  (22 ppm) estão acima do limite de detecção e o Cobalto além do limite crustal.

**Aspectos microtermométricos preliminares das inclusões fluídas da ametista** - Identificaram-se dois tipos de inclusões fluídas, as monofásicas e bifásicas. As monofásicas são aquosas, possuem formas variadas e de dimensões até  $20 \mu\text{m}$ . Apresentam-se na maioria das vezes acompanhando planos de crescimento dos cristais (Figura 3). As inclusões bifásicas são igualmente aquosas e apresentam-se em grande número. Em temperatura ambiente identifica-se somente a fase líquida e gasosa. Os tamanhos destas inclusões variam entre  $10 \mu\text{m}$  e  $30 \mu\text{m}$  aproximadamente (Figura 4).

As razões  $V_v/V_t$  (volume da fase vapor/volume total) oscilam entre 10 e 30%, algumas atingem até 50%. A figura 5 baseada no diagrama de HASS (1970) mostra a densidade total do fluído obtida a partir da relação entre  $T_h$  e salinidade. O valor encontrado varia de 1,0 a  $1,12 \text{ g/cm}^3$ . Com base em cerca de 100 medidas em inclusões fluídas bifásicas primárias analisadas pelo método microtermométrico, verificou-se que elas apresentam temperaturas de fusão de gelo na faixa de  $-22,8 \text{ }^\circ\text{C}$  até  $-15,6 \text{ }^\circ\text{C}$  com salinidade equivalente entre 23 e 18% em peso de  $\text{NaCl}$  (Figura 6). Na fase líquida essas inclusões homogeneizaram-se à temperaturas entre  $105,6 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $196 \text{ }^\circ\text{C}$  e, também entre  $342,3 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $282 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 7). Algumas medidas de temperaturas de ponto eutético ( $T_e$ ) foram feitas e mostraram

uma faixa entre  $-22,3 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $-25,1 \text{ }^\circ\text{C}$  e restritamente,  $-54,6 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 8). As medidas do ponto eutético na faixa de  $-56,3 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $-54,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , indicam provavelmente os sistemas salinos  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  e  $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ , cujos pontos eutéticos ocorrem respectivamente a  $-52 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $-55 \text{ }^\circ\text{C}$  (Shepperd et al., 1985).

As inclusões fluídas analisadas apresentam ponto eutético variando entre  $-25,1 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $-22,3 \text{ }^\circ\text{C}$  que devem corresponder ao sistema  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , o qual apresenta ponto eutético em  $-21,2 \text{ }^\circ\text{C}$ . As temperaturas na faixa de  $-28,8 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $-15,6 \text{ }^\circ\text{C}$  indicam que, estejam presentes, possivelmente  $\text{CaCl}_2$  ou  $\text{MgCl}_2$  já que os cristais de gelo se fundiram a temperaturas abaixo do ponto eutético do sistema  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  que é de  $-21,2 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fuzikawa, 1985).

**CONCLUSÕES** - Os cristais de ametista submetidos ao tratamento térmico, atingiram cor amarelo citrino a temperatura de  $480 \text{ }^\circ\text{C}$ , quando expostos durante 6 horas em mufla. Os estudos petrográficos mostram as faces dos cristais bem definidas com contato retilíneo predominante entre os cristais e ponto triplíce sugerindo que estes cristais sofreram recristalização.

Os dados microtermométricos obtidos através dos fluídos, indicaram a presença de soluções aquosas que podem ser magmáticas até não magmáticas. A brusca queda de temperatura de homogeneização ( $T_h$ ) de  $380 \text{ }^\circ\text{C}$  até cerca de  $105,6 \text{ }^\circ\text{C}$  em inclusões bifásicas, devem-se provavelmente a diluição provocada por mistura de soluções. Dessa mistura resultou a precipitação destas soluções com resfriamento gradual da ametista. É importante ressaltar, que temperaturas de homogeneização em torno de  $380 \text{ }^\circ\text{C}$  são raras e limitou-se somente a uma seção, podendo ser também inclusões aprisionadas na parte mais externa do cristal durante a sua cristalização. Os fluídos iniciais, cuja a precipitação deram origem a ametista, sob a forma de veios, eram de salinidade alta (18 a 23% eq. % de  $\text{NaCl}$ ), de temperatura na faixa de  $105,6 \text{ }^\circ\text{C}$  a  $196 \text{ }^\circ\text{C}$ , e de densidade intermediária a alta (Shepherd et al. op. cit.). Dados microtermométricos aliados aos petrográficos indicam que a ametista do Pau D'Arco é de origem hidrotermal.



**AGRADECIMENTOS** - Aos colegas, geólogos Valmir Souza e Henrile Meireles pela orientação e discussões durante as análises das inclusões

fluídas e ao colega Sérgio Coelho pela confecção dos desenhos esquemáticos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FUJIKAWA, K. 1985. Inclusões fluídas: Métodos usuais de estudo e aplicações. Cont. Petr. e Geol. Núcleo Minas Gerais. SBG, MG, p: 29-44.

HASS, J.L. 1970. An equation for the density of vapor-saturated NaCl-H<sub>2</sub>O solution from 75 to 325 °C. Am. Jour. Sci. New Haven, v. 269: 389-493.

ROEDDER, W.W., 1984. Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. Mineral Soc. Amer. V. 12, 641 p.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDER-TON, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow-London, Blakied, 237 p.

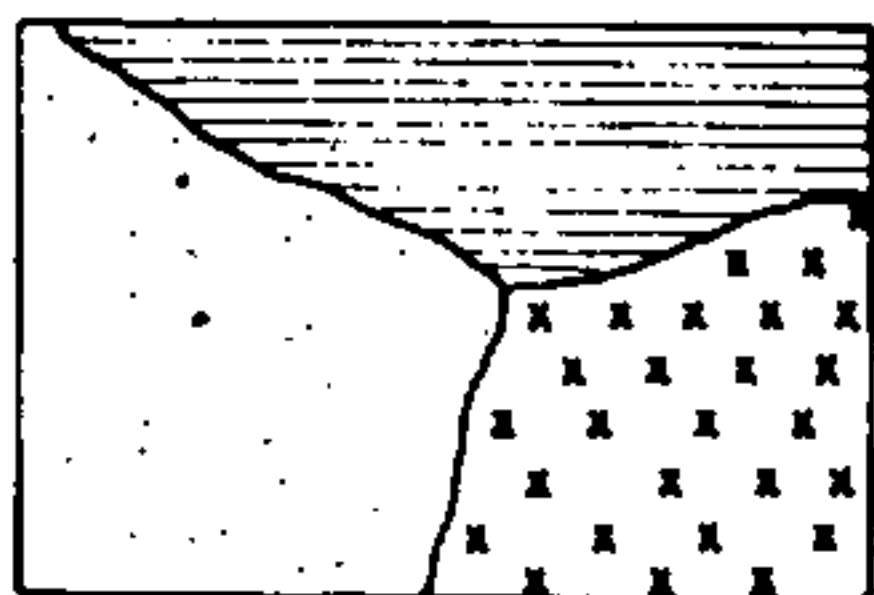


Figura 1 - Ponto tríplice entre os cristais de quartzo (ametista) sob microscópio.



Rutilo

Figura 2 - Aspecto microtextural da ametista com inclusões de rutilo.

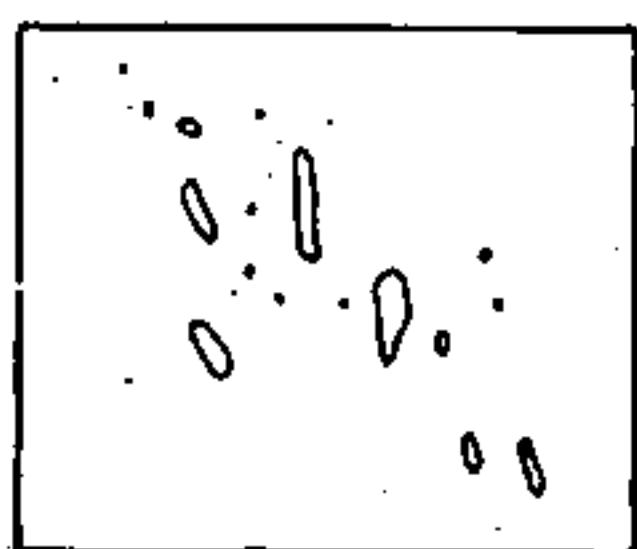


Figura 3 - Inclusões monofásicas secundárias da ametista sob microscópio (16x).

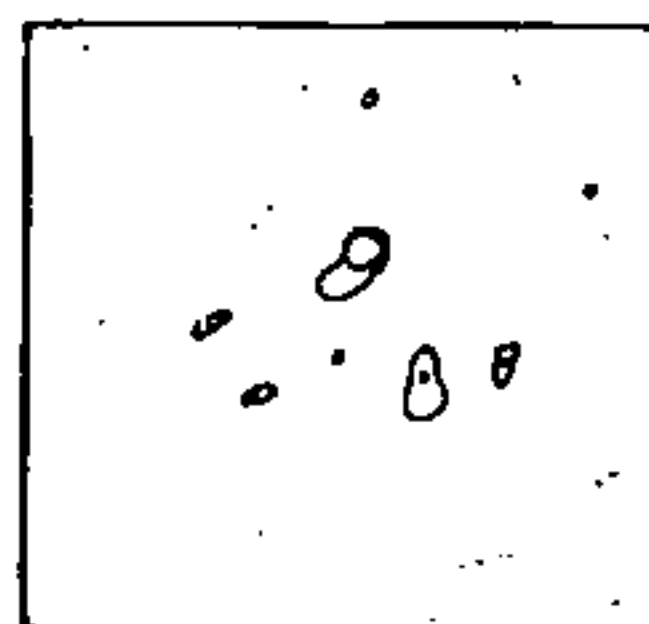


Figura 4 - Inclusões bifásicas de formas e tamanhos variados (40x).

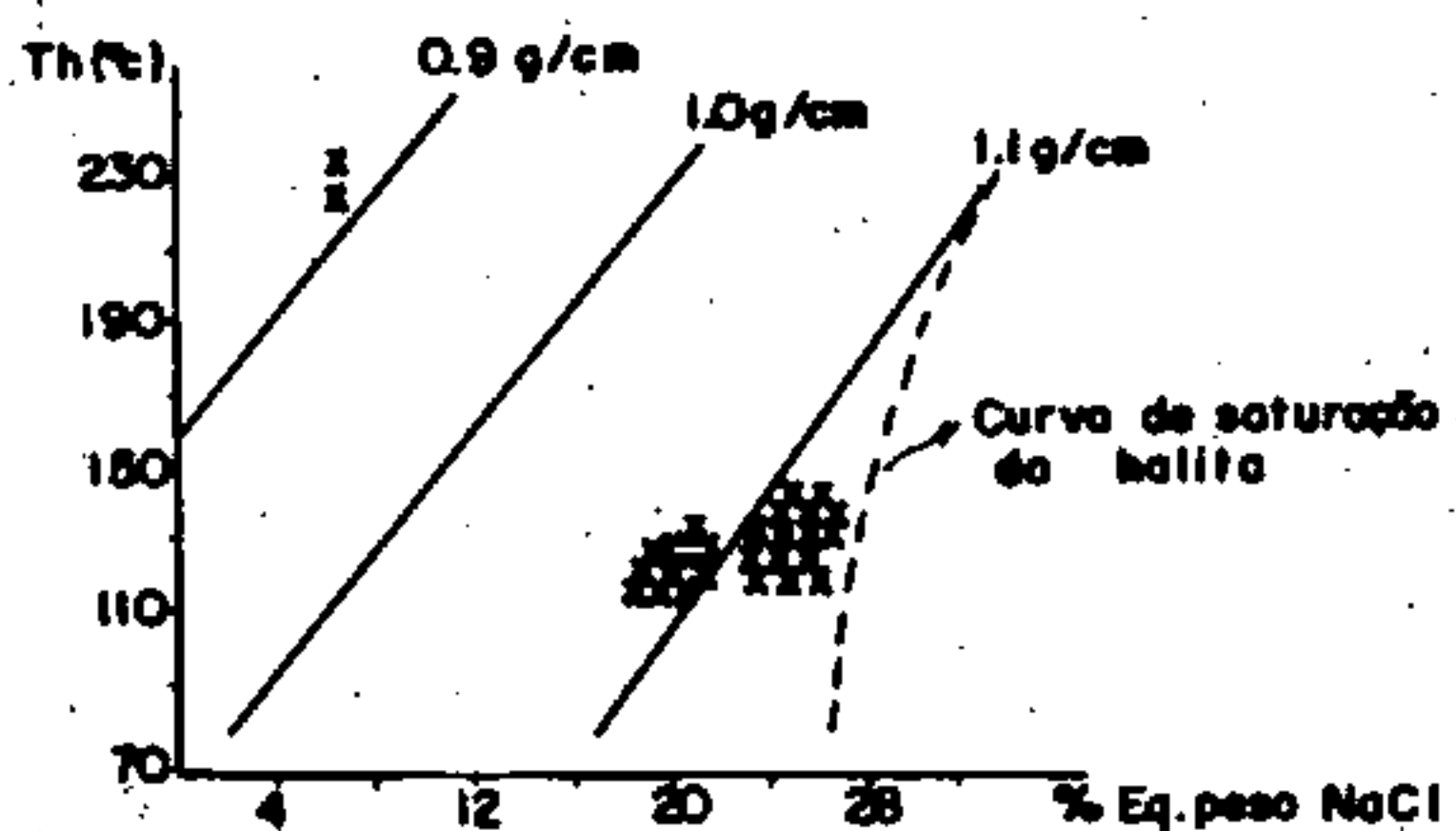


Figura 5 - Densidade das inclusões fluídas bifásicas da ametista no diagrama de Hass (1970).

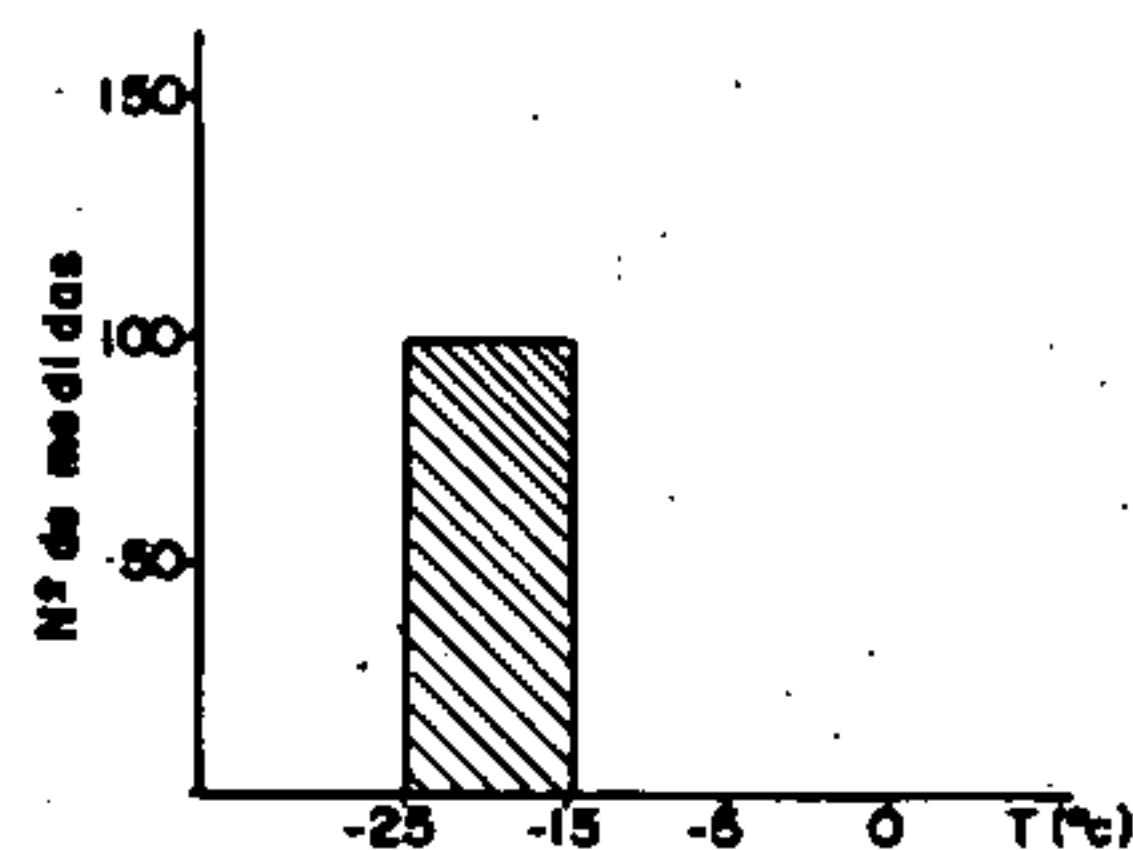


Figura 6 - Temperaturas de fusão de gelo (tf) nas inclusões bifásicas da ametista.

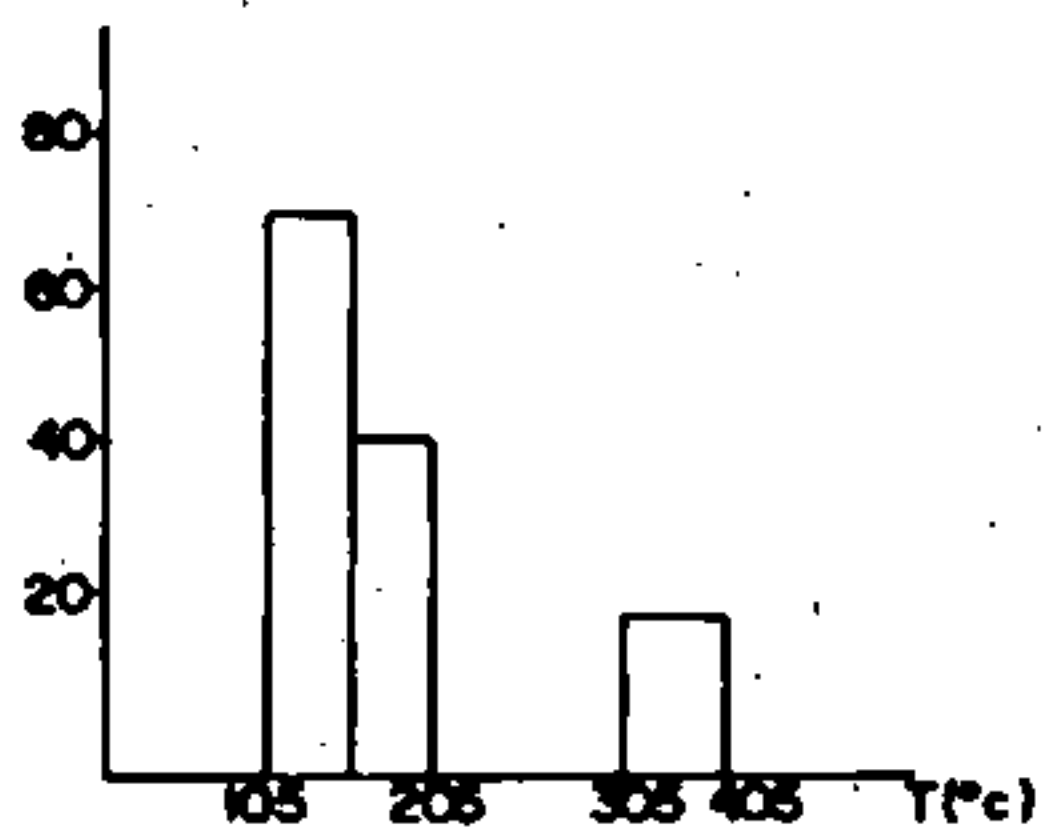


Figura 7 - Temperaturas de homogeneização das inclusões fluídas bifásicas da ametista.

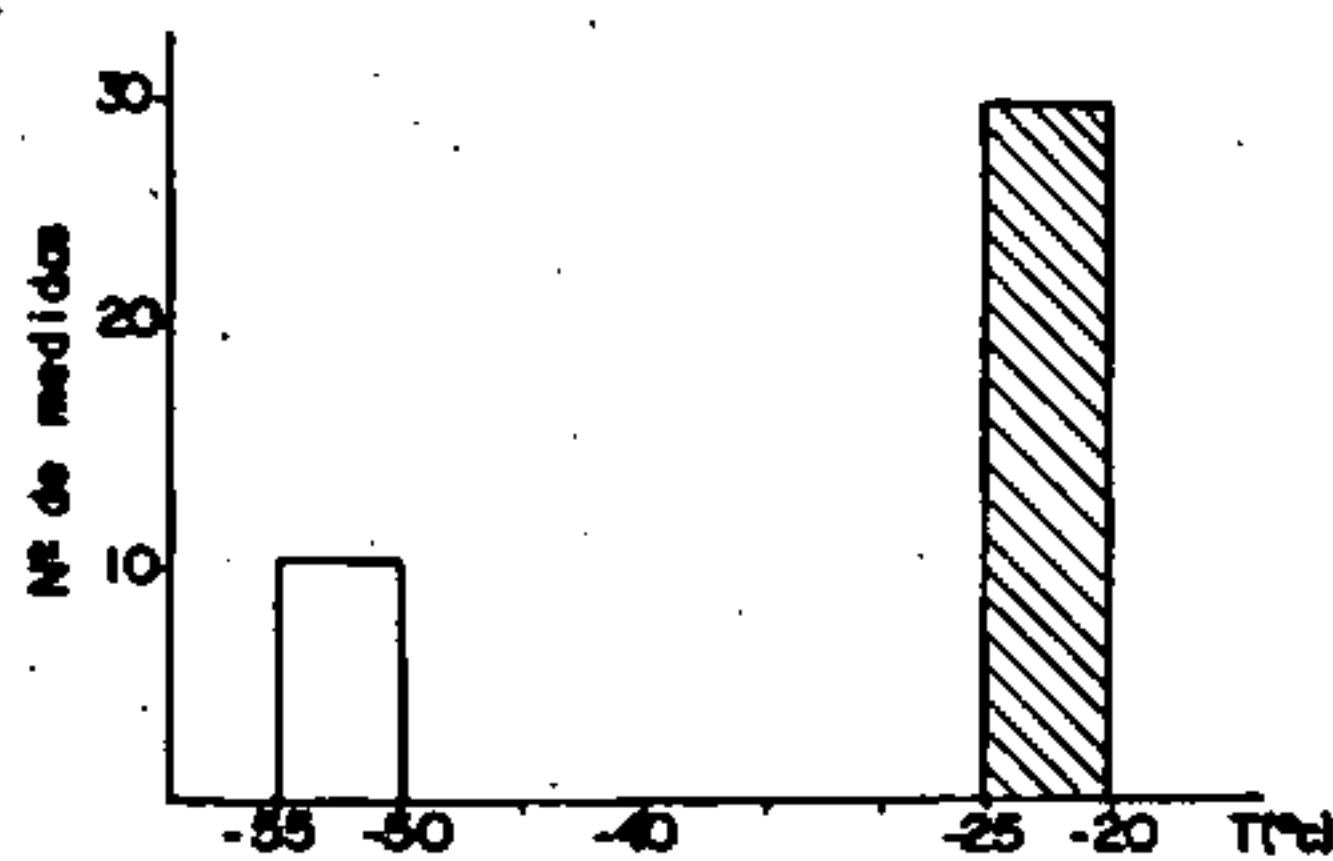


Figura 8 - Temperaturas eutéicas (te) medidas em inclusões bifásicas da ametista.

## CRISTALOQUÍMICA DA GRANADA GEMOLÓGICA DE TUCUMÃ (SUL DO PARÁ)

CARLOS TADEU CASSINI E MARCONDES LIMA DA COSTA

*Centro de Geociências/UFPA, Belém-PA*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †).

**INTRODUÇÃO** - A granada de Tucumã, no sul do Estado do Pará, é uma entre as diversas ocorrências de minerais de natureza gemológica descobertas nos últimos dez anos na região Amazônica, onde as ametistas tem se mostradas como as mais abundantes. A granada de Tucumã, embora em cristais pequenos, tem tonalidade vermelha-acastanhada intensa e elevado grau de transparência, permitindo desta forma, que suas pedras lapidadas tenham boa aceitação no mercado de gemas. O presente trabalho apresenta os primeiros dados mineralógicos e químicos a respeito dessas granadas, que ainda não foram abordadas pela literatura regional.

**METODOLOGIA** - Os cristais de granada utilizados para o presente estudo foram adquiridos de garimpeiros na cidade de Belém e em Tucumã. Nessa cidade obteve-se cerca de 500g. de granada de boa qualidade.

Nos cristais de granada, selecionados aqueles de cor mais viva e melhor transparência, foi medida a densidade com auxílio da balança de Kraus-Jolly e determinado o índice de refração com o apoio de refratômetros de Abbe e Schneider do Laboratório de Mineralogia Básica do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da UFPA. Nos cristais pulverizados foi realizado difração de raios-x com difratômetro Philips, modelo PW 1390, registrador de pena modelo PM 8203 e tubo de cobre, com corrida entre  $4^\circ$  e  $60^\circ$   $2\theta$ , 2 cm/min,  $1 \times 10^4$  cm/seg. Nesses mesmos cristais foi feita análise química total nos laboratórios da Geosol. Lâminas delgadas também foram preparadas para estudo com microscópio ótico. Tratamento térmico foi conduzido no sentido de tentar abrir a cor em mufla Heraeus que atinge até  $1200^\circ\text{C}$ . Os mesmos cristais também foram observados sob o ultravioleta para identificação de fluorescência. Os dados obtidos foram plotados em diagramas

específicos para granada.

### RESULTADOS OBTIDOS

**Propriedades Físicas** - Os cristais de granada de Tucumã apresentam as seguintes características físicas:

COR: vermelho-acastanhado intenso. O núcleo de alguns cristais entretanto, podem apresentar relativa opacidade, provocada por inclusões mineralógicas;

DUREZA: varia de 7 a 7,5;

DENSIDADE: 4,04;

ÍNDICE DE REFRAÇÃO: 1,830;

FRATURA: subconchoidal distinta;

FLUORESCÊNCIA AO ULTRAVIOLETA: não apresenta;

SENSIBILIDADE AO TRATAMENTO TÉRMICO: submetidos a faixa de temperatura de  $500$  a  $700^\circ\text{C}$ , os cristais de granada apresentaram uma carapaça de cor branca mascarando a cor original da gema.

**Aspectos Morfológicos** - A granada de Tucumã apresenta-se em formas subarredondadas a arredondadas com diâmetros variando de 2 a 7mm. Os cristais apresentam desenvolvimento de faces de dodecaedros, lisas com raras fraturas.

**Aspectos Microscópicos e Inclusões Mineralógicas** - Sob o microscópio ótico os cristais de granada se caracterizam por apresentar com frequência um núcleo constituído por inclusões mineralógicas e uma periferia límpida. Nestes núcleos ocorrem numerosos cristais euédricos a subédricos de apatita, cianita e zircão bipiramidal (Figura 1).

**Viabilidade Gemológica** - Com cor vermelha-acastanhada intensa e a transparência relativamente boa, embora como cristais pequenos e inclusões

mineralógicas na parte central além de pequenas fissuras, a granada de Tucumã se apresenta adequada a lapidação para uso gemológico. As pedras que se obtém são pequenas (2 a 5mm), porém tem tido boa aceitação no mercado.

**Caracterização Mineralógica por DRX e Dimensão da Cella Unitária** - O padrão de difração de raios-x obtidos, caracterizado pelas seguintes reflexões: 2,585 (420), 2,257 (510), 2,043 (440) e 1,599 (640) Å, é indicativo da granada ALMANDINA. O parâmetro da cela unitária correspondente é de  $a = 11,53$  Å (valor médio). Esse parâmetro e índices de refração plotados no diagrama de Sriramadas (1957) e Schereyer & Baller (1981) in Deer et al., (1982) permitiram estimar a composição da granada como: almandina (90%), piropo (4%), andradita (5-6%) e grossulária (4%) (Figuras 2 e 3). A figura 4 mostra o gráfico de Schereyer & Baller (op cit.) usado para determinação da granada.

**Composição Química e Fórmula Mínima da Granada** - Os resultados obtidos através da análise química total mostram que essa granada contém 36,5% de  $\text{SiO}_2$ , 19% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 35,0% de  $\text{FeO}$  e 3,0 de  $\text{MgO}$ , com pequenas concentrações de  $\text{MnO}$  (0,66%),  $\text{CaO}$  (0,79%) e  $\text{TiO}_2$  (0,65%). Como elementos traços mais representativos aparecem o Cr (200ppm), Mn (500ppm), Sc

(120ppm), Zn (200ppm) V (92ppm) e Y (240ppm), além de outros em menores proporções como o F (0,005ppm), B (29ppm), Ba (10ppm), Cu (17ppm), Ga (19ppm), Mo (25ppm), Ni (41ppm), Pb (10ppm) e Zr (48ppm). Essa composição corresponde ao domínio da granada almandina. A fórmula mínima correspondente é:  $(\text{Fe } 2,44, \text{Mg } 0,37, \text{Mn } 0,05, \text{Ca } 0,07)_{2,93} (\text{Al } 1,92, \text{Ti } 0,04)_{1,96} \text{Si}_3\text{O}_{12}$ .

**CONCLUSÕES** - De acordo com as propriedades físicas e parâmetro "a" da cela unitária a granada de Tucumã é basicamente uma almandina com pequena porcentagem de piropo (4%), andradita (5-6%) e grossulária (4%). Com base nas análises químicas a granada também é formada, principalmente de almandina (83,3%), piropo (12,6%), grossulária (2,0), espessartita (1,7%) e andradita (0,4%). Os cristais que tem cor vermelha-acastanhada intensa, são desprovidos de inclusões microscópicas de zircão, cianita e apatita e conseqüentemente tem transparência boa, o que permite utilizá-la como gema com excelente aproveitamento na lapidação. Essa granada tem sido geralmente lapidada na forma redonda para maior aproveitamento no tamanho e peso. O tratamento térmico não é aconselhável para melhoria de cor pois provoca um enlouraçamento nos cristais de granada.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DEER; HOWIE; ZUSSMAN; 1982. Rock-Forming Minerals. Ed. Logman Group Limited. New York. 2nd ed., v.1. A. Orthosilicates.  
DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992. An Introduc-

tion to the Rock-Forming Minerals. 2nd ed. Londres, Longman Scientific & Technical. 696 p.

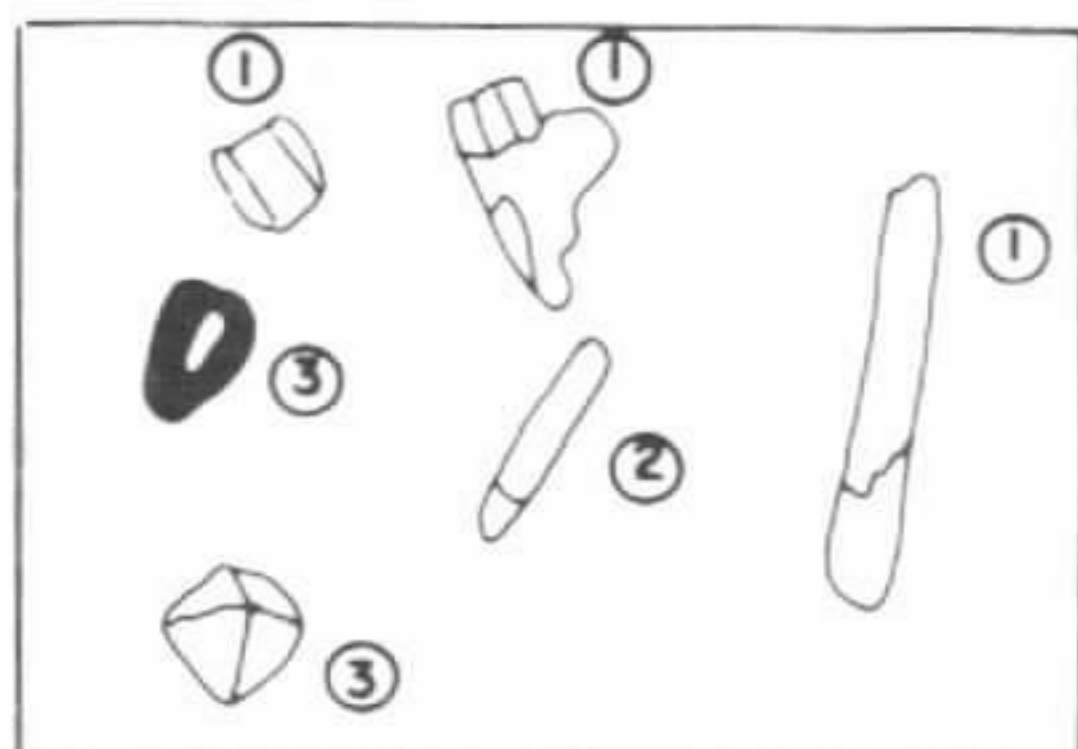


Figura 1 - Cristais de apatita, cianita e zircão inclusos na granada.

- ① CIANITA
- ② APATITA
- ③ ZIRCÃO

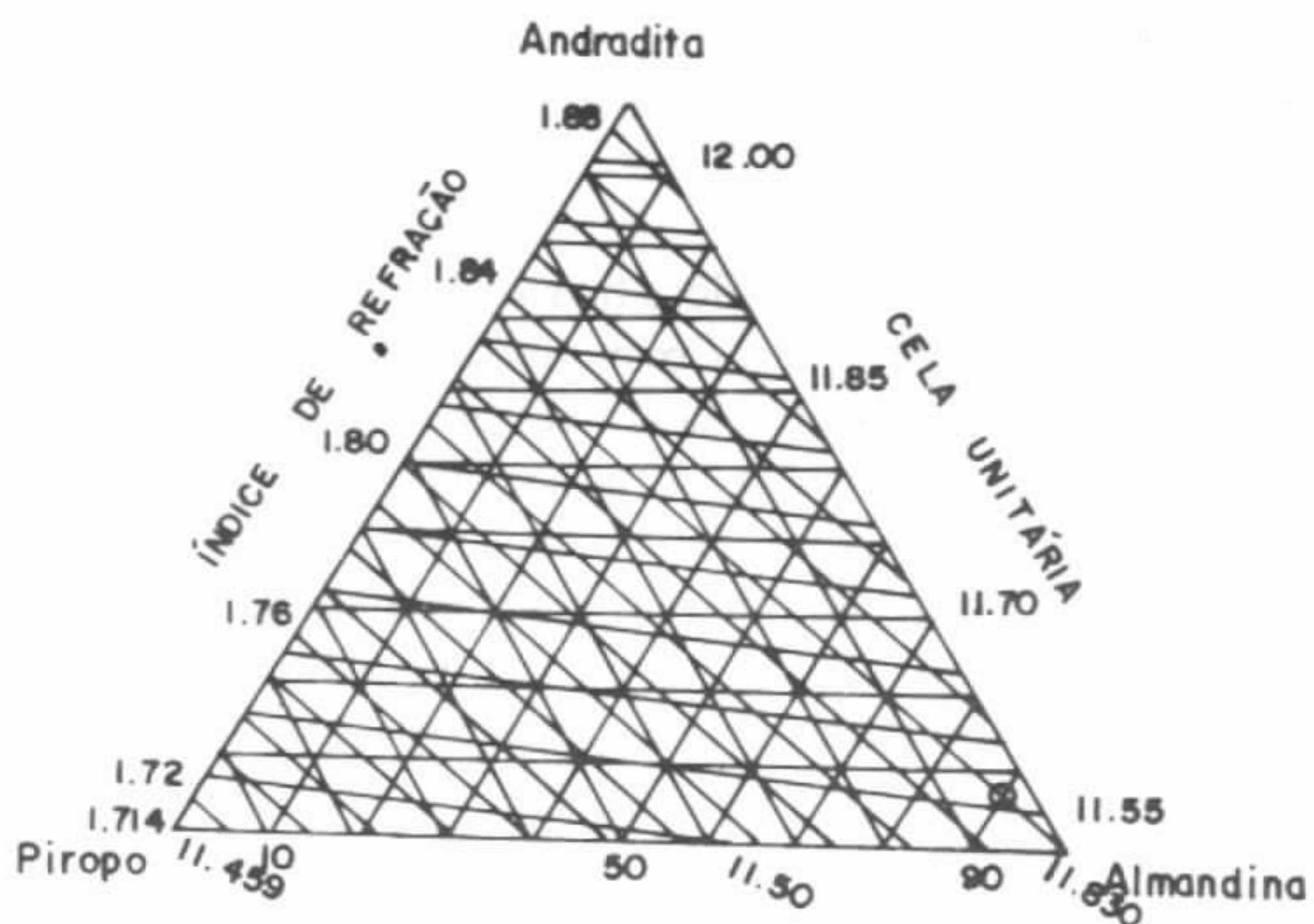


Figura 2 - Diagrama triangular mostrando a composição da granada. Pir 4 Andr 6 Alm 90.

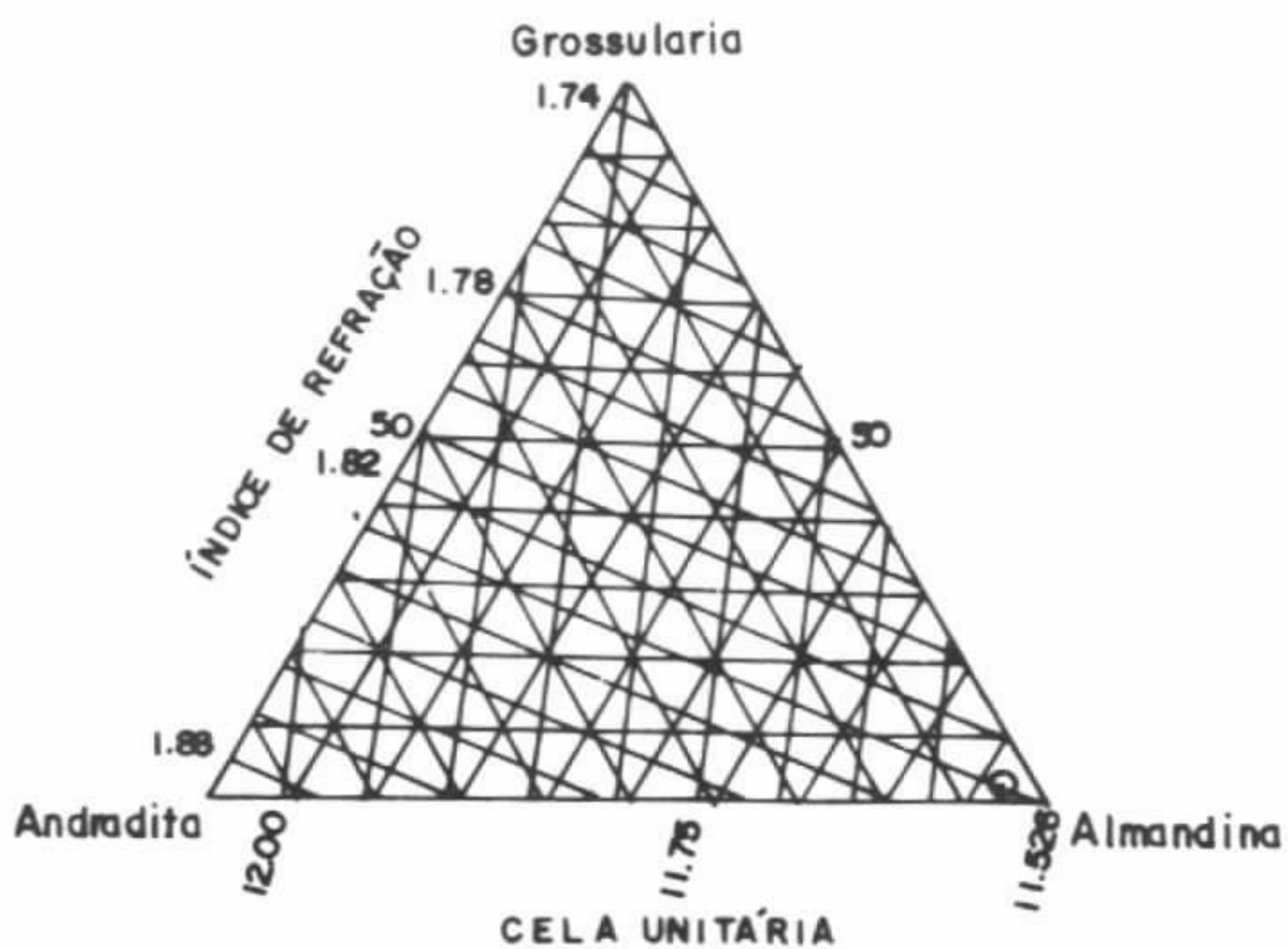


Figura 3 - Diagrama triangular mostrando a composição da granada. Andr 5 Gros 4 Alm 91.

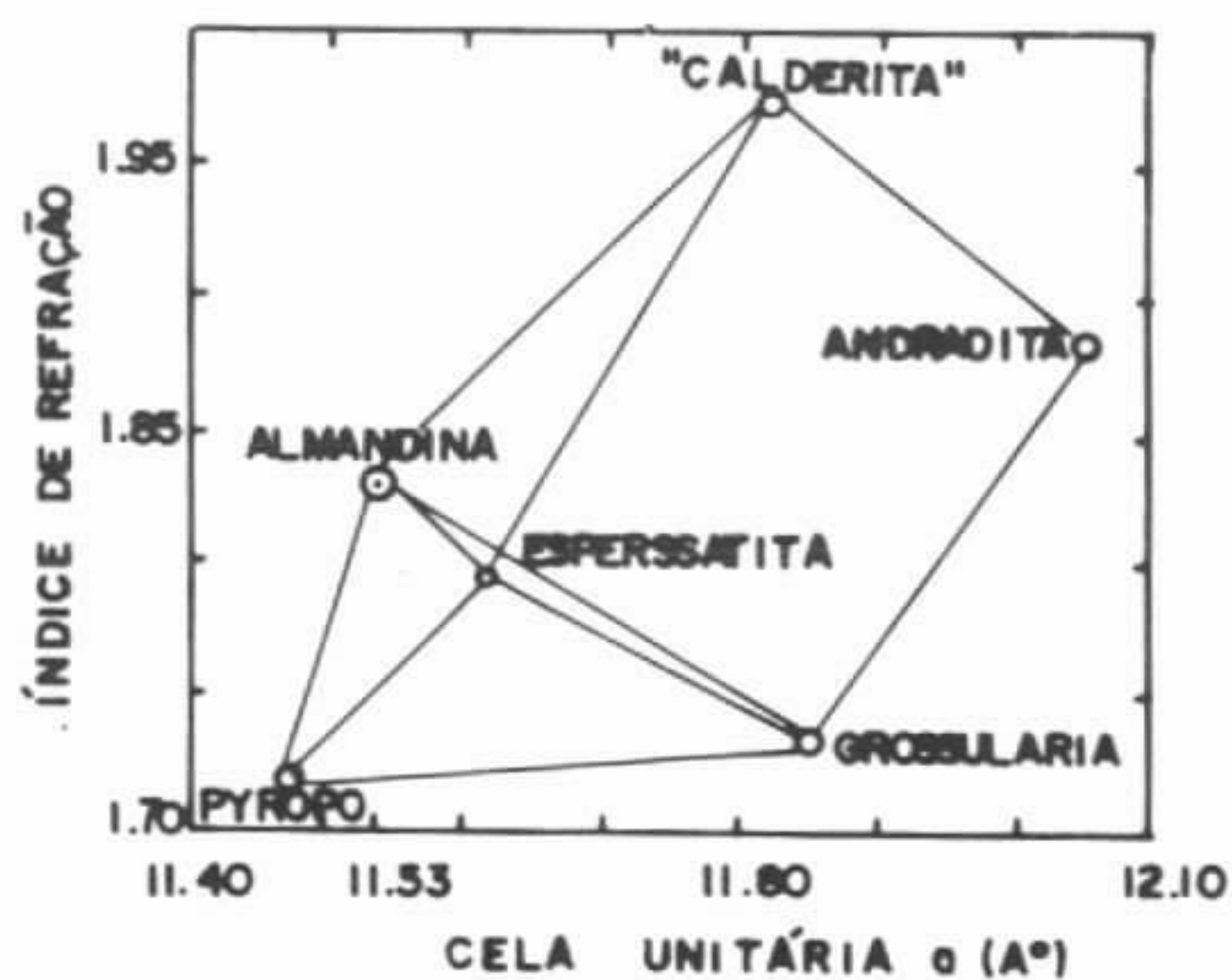


Figura 4 - Relação entre os índices de refração e o parâmetro "a" da cela unitária para a determinação da granada.

## A UTILIZAÇÃO DE ÓLEOS E ESSÊNCIAS DA AMAZÔNIA COMO LÍQUIDOS DE IMERSÃO ALTERNATIVOS À MICROSCOPIA

TAYLOR COLLYER - *Ministério de Minas e Energia/Centro de Geociências-UFPA*

JOSÉ LISBOA MACHADO - *Geólogo Autônomo*

A grande variedade florística encontrada na Região Amazônica (aproximadamente, 4.000 espécies), tem sido utilizada através de seus óleos e essências, como medicamento, alimento, etc. Algumas dessas espécies têm o seu uso também comprovado como líquidos de imersão alternativos, ao estudo microscópico de produtos transparentes, ou que permitam a passagem da luz transmitida.

Tradicionalmente, o estudo de inclusões microscópicas tem sido realizado com o auxílio de produtos químicos altamente tóxicos, alta volatilidade, baixo reaproveitamento e elevado preço de importação, principalmente para países subdesenvolvidos.

Os líquidos de imersão têm como função básica, a eliminação do fenômeno óptico da reflexão parcial ou total, o qual dificulta o estudo das inclusões. Os principais líquidos de imersão tradicionais são: o ácido benzil benzylester ( $C_6H_5CO_2CH_2C_6H_5$ ) com índice de refração de 1.568 e utilizado para produtos com índice de refração variando de 1.45 a 1.65; o iodeto de metileno ( $CH_2I_2$ ) com índice de refração 1.742 e utilizado para substâncias com índices acima de 1.65.

Outros produtos utilizados como líquidos de imersão, são o benzol ( $n=1.50$ ), óleo de cedro ( $n=1.53$ ), monobromobenzeno ( $n=1.56$ ), bromoformio ( $n=1.59$ ), monobromonaftaleno ( $n=1.66$ )

e bálsamo do Canadá (1.518).

O primeiro resultado positivo da utilização de óleo da flora amazônica, se deu através do óleo de copaíba, da família das Cesalpiniaceas ou *C. Langsdorfi* ( $n=1.51$ ), que, pela sua transparência, baixa coloração, ausência de toxidez, bom reaproveitamento, não ser volátil e de baixo custo, permitiu a sua utilização no estudo microscópico de inclusões, em produtos com índices de refração de até 1.65.

Após quatro anos de pesquisa em aproximadamente duzentas e cinquenta (250) variedades da flora amazônica, chegou-se a resultados surpreendentes, através da mistura e concentração térmica de *Lavandula spica*, *Piper callosum* e *Cinnamomum zeylanicum*, obtendo-se um líquido com índice de refração de 1.62. Este líquido de imersão foi testado no estudo de cristais e produtos transparentes, com índices de refração de até 1.78, mostrando um bom reaproveitamento, ausência de toxidez, baixa viscosidade e baixo custo. Permite portanto, o estudo de aproximadamente 85% dos produtos naturais ou não, transparentes a translúcidos, com destaque aos produtos gemológicos conhecidos, evitando-se a partir de agora, a contaminação de pesquisadores e usuários de microscópios de imersão, com produtos de alto custo, nocivos à saúde e de difícil manuseio.

## ILMENORUTILO COMO MINERAL - MINÉRIO DE NIÓBIO EM SEIS LAGOS

SANDRA LIA DE ALMEIDA CORRÊA - Depto de Química/CCEN/UFPA e doutoranda do CPGG/UFPA

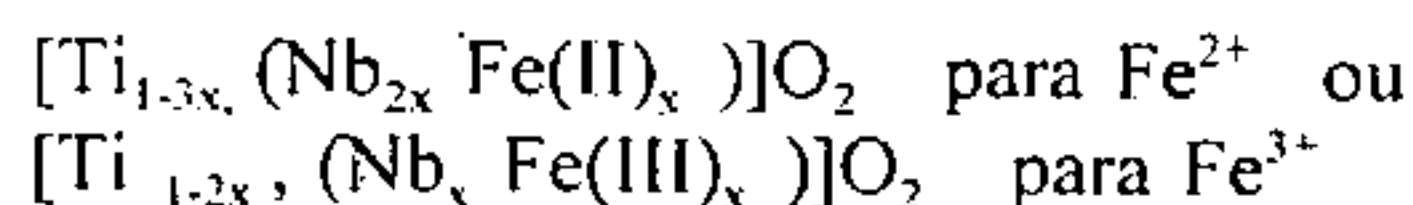
MARCONDES LIMA DA COSTA - Centro de Geociências/UFPA

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994)

**INTRODUÇÃO** - As pesquisas geológicas em andamento na estrutura de Seis Lagos, em São Gabriel da Cachoeira, no Estado do Amazonas, conhecida pela sua expressiva riqueza em nióbio, permitiram identificar tanto no perfil laterítico como na seqüência sedimentar da Bacia Esperança, formada sobre a crosta laterítica, minerais de titânio, todos óxidos e, que ao contrário de estarem representados por anatásio, como é o caso mais comum em lateritos, estão basicamente como rutilo, brookita e ilmenorutilo. Essas pesquisas vem constatando que os teores anômalos de nióbio encontrados nos lateritos do perfil como um todo e também nos sedimentos da Bacia Esperança estão principalmente como ilmenorutilo. O presente trabalho discute os resultados até então obtidos a respeito desse mineral em rochas da crosta laterítica. Rutilo, brookita, pseudobrookita, anatásio, pseudorutilo e ilmenorutilo, são os minerais óxidos de titânio, que podem ocorrer como produto de intemperismo da ilmenita (Valarelli, 1971; Carvalho, 1974; Grey & Reid, 1975; Temple, 1966; Heinrich, 1980; Mariano, 1989). É comum encontrar agregados naturais contendo rutilo, brookita e pseudobrookita, os quais receberam a denominação de arizonita (Palmer, 1909, In: Grey & Reid, 1975). Estudos experimentais de Karkhanavala & Momin (1959) também obtiveram agregados contendo os mesmos minerais a partir da alteração de ilmenita. A mesma experiência foi conduzida por Temple (1966), que obteve apenas o pseudorutilo, que por oxidação e remoção do ferro se transformou em rutilo. Em Seis Lagos ainda não foi identificado ilmenita no perfil laterítico.

O rutilo quando ocorre em complexos carbonatíticos é normalmente rico em nióbio, como em Idaho, com 13 % Nb e Magnet Cover com 1,3 a 2,2% Nb, além de 0,36% a 0,6% de vanádio (Heinrich, 1980). Os rutilos que contém

concentrações variáveis de Nb, Ta, e Fe, principalmente, correspondem a série ilmenorutilo (Nb>Ta)-strüverita (Ta>Nb). Os exemplos acima devem ser, portanto, denominados de ilmenorutilo. Sua fórmula mínima geral tem a seguinte configuração:



A substituição iônica do titânio (IV) pelo nióbio (V) e ferro (II e/ou III) é do tipo acoplada, já que a mera substituição só pelo nióbio, provoca desequilíbrio elétrico da estrutura, a qual é normalmente equilibrada por íons bi ou trivalentes, ou então por vacâncias na estrutura cristalina. A cada dois íons nióbio participa um íon ferro (II), substituindo íons titânio. A substituição é também favorecida pelas similaridades de raios iônicos ( $R_i \text{ Ti(IV) (VI)} = 0,68$ ;  $\text{Nb (V) (IV)} = 0,69$ ;  $\text{Fe (II) (IV)} = 0,74$ ;  $\text{Fe (III) (IV)} = 0,64 \text{ \AA}$ ).

**METODOLOGIA** - As amostras da crosta laterítica contendo os minerais de titânio foram em uma primeira fase trituradas, tratadas com HCl e HNO<sub>3</sub> com a finalidade de remover os oxihidróxidos de ferro e, conseqüentemente obter um concentrado com os minerais de titânio. Esses concentrados foram analisados por difração de raios-x e também enviados para observações sob microscópio eletrônico de varredura (resultados ainda não disponíveis). Nessas mesmas amostras também foram confeccionadas seções polidas para fins de análise por microsonda eletrônica, o que ocorreu no Laboratório de Microsonda da Universidade de Brasília. Também foram efetuadas lâminas delgadas para estudos com microscópio ótico. Para efeito de comparação, ainda em fase preliminar, também foram extraídos os minerais de titânio dos

sedimentos da bacia Esperança, e analisados por difração de raios-x.

**RESULTADOS** - Os padrões de difração de raios-x, mostraram que os concentrados de titânio são constituídos de ilmenorutilo, rutilo e brookita. O ilmenorutilo se apresenta como o mineral mais frequente. Em lâmina delgada e nas seções polidas, os minerais de titânio encontram-se como grãos muito pequenos (166,7 a 259,6 m) distribuídos na matriz goetítica, não sendo possível distinguir as três espécies minerais. Certos grãos apresentam um núcleo constituído principalmente de Ti e Nb, além de Fe e uma periferia coloriforme, concêntrica, constituída dos mesmos elementos, com o ferro aumentando de teor.

Os parâmetros da cela unitária de cada um desses minerais calculados com base nesses difratogramas são:

rutilo  $a_0 = 4,6146 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 2,9580 \text{ \AA}$

brookita  $a_0 = 5,4770 \text{ \AA}$ ;  $b_0 = 9,2185 \text{ \AA}$ ;

$c_0 = 5,164 \text{ \AA}$

ilmenorutilo  $a_0 = 4,6280 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 2,9928 \text{ \AA}$

Os grãos de forma irregular, foram analisados por microsonda eletrônica. Essas análises mostram que não há praticamente qualquer variação significativa entre os grãos, e que os mesmos devem representar um único mineral. Esse mineral, conforme essas análises, contém em média 72,00 % de  $\text{TiO}_2$ , 20,34 % de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , 7,64 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , além de teores baixos de  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  e  $\text{SnO}_2$ , não encontrados em todas amostras. Esses resultados são completamente compatíveis com ilmenorutilo. A fórmula mínima calculada a partir dessas análises é a seguinte:  $[\text{Ti}_{0,79}, (\text{Nb}_{0,13}\text{Fe}_{0,08})]\text{O}_2$

A densidade calculada a partir dessas análises e dos parâmetros da cela é de  $4,45 \text{ g/cm}^3$ , valor intermediário entre o rutilo e o ilmenorutilo de Adusumilli (1991).

Além das razões  $\text{NbO}_5/\text{FeO}$  cujo desvio da média de 2,66 é inferior a 6%, os diagramas de correlação da figura 1 mostram que existe um forte interrelacionamento entre estes elementos e o titânio, dado pela correlação negativa entre este e aqueles elementos ou na forma de suas razões. A correlação positiva  $\text{FeO-Nb}_2\text{O}_5$  mostra por sua vez a interdependência positiva entre eles, ou seja, a substituição acoplada. Há também quase

independência dos teores de  $\text{TiO}_2$  da razão  $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{FeO}$ , ou seja, Nb e Fe estão intimamente ligados entre si nos cristais de ilmenorutilo como já se poderia antever diretamente das análises químicas. As pequenas variações são provocadas pela participação casual de V, Sn e Ta, e também por vacâncias eventuais na estrutura cristalina.

O ilmenorutilo como mineral-minério de nióbio, tem assim uma limitação de teor, causada pela substituição iônica acoplada. Considerando-se a substituição acoplada com Fe(II) com substituição total de Ti (IV) a fórmula seria:  $[\text{Ti}_{0,0}(\text{Nb}_{0,67}\text{Fe}_{0,33})]\text{O}_2$ , e o teor máximo de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  seria de 78,98 % no mineral. Na cela unitária a equivalência seria:  $3\text{Ti(IV)} = 2\text{Nb(V)} + 1\text{Fe(II)}$ .

Por sua vez a substituição acoplada por Fe (III), o que corresponde na cela unitária:  $2\text{Ti(IV)} = 1\text{Nb(V)} + 1\text{Fe(II)}$ , com fórmula mínima:  $[\text{Ti}_{0,0}(\text{Nb}_{0,5}\text{Fe}_{0,5})]\text{O}_2$ , o teor máximo de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  seria 62,47%, ou seja, menos nióbio do que com o Fe(II). A razão Nb/Fe de 2,39 na amostra, inferior a razão Nb/Fe(II) (3,33) e maior que a razão Nb/Fe(III) (1,66), sugere que o ilmenorutilo de Seis Lagos contém em relação ao ferro menos nióbio do que permite as razões cristal químicas e que de fato grande parte do ferro está como Fe(II), certamente porque mais ferro substituiu o titânio, especialmente Fe(III).

**CONCLUSÕES** - Com relação a outros minerais mais frequentes de nióbio (pirocloro, columbita), o teor de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  no ilmenorutilo se equivale ao pirocloro (63 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) e encontra-se em nível inferior a columbita pura (82,1%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ). É portanto um mineral-minério de nióbio relativamente rico, embora raro, e certamente o principal minério de nióbio de Seis Lagos, já que um outro mineral de nióbio ainda não foi identificado neste depósito. É no caso específico um mineral possivelmente herdado do complexo carbonatítico, estável no perfil laterítico, o qual foi área fonte para o mesmo ilmenorutilo dos sedimentos da bacia Esperança.

**AGRADECIMENTOS** - Os autores agradecem ao Laboratório de Microsonda Eletrônica (LME) da Universidade Federal da Bahia, em especial ao Prof. Dr. Manoel Jerônimo Cruz, pelo acompanhamento das análises, e a Universidade Federal do Pará que propiciou a ida do primeiro autor à



UFBa, para realizá-las, e ao Prof. Thomas Scheller pelos cálculos dos parâmetros da cela

unitária dos minerais:

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADUSUMILLI, M.S. 1991. Mineralogia de ilmenorutilo e strüverita do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 21(1):34-40.
- CARVALHO, W.T. 1974. Recursos minerais do Complexo ultramáfico-alcálico de Catalão I-Go. In: CONG. BRAS. GEOL. 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v.6, p. 165-184.
- GREY, I.E. & REID, A.F. 1975. The structure of pseudorutile and its role in the nature alteration of ilmenite. *Am. Mineral.* 60 (9/10): 898-906.
- HEINRICH, E.W. 1980. The geology of carbonatites. Robert E. Krieger Publishing Co. Huntington, N. York. 585 p.
- KARKHANAVALA, M.D. & MOMIN, A.C. 1959. The alteration of ilmenite. *Econ. Geol.* 54: 1095-1102.
- MARIANO, A.N. 1989. Nature of Economic Mineralization in Carbonatites and Related Rocks. In: Carbonatites: Genesis and Evolution. Edited by Keith. Bell. p.149-176.
- TEMPLE, A.K. 1966. Alteration of ilmenite. *Econ. Geol.* 61: 695-714.
- VALARELLI, J.V. 1971. O minério de nióbio, titânio e terras raras de Catalão-Go. Tese de Livre Docência. USP. São Paulo, 104 p.

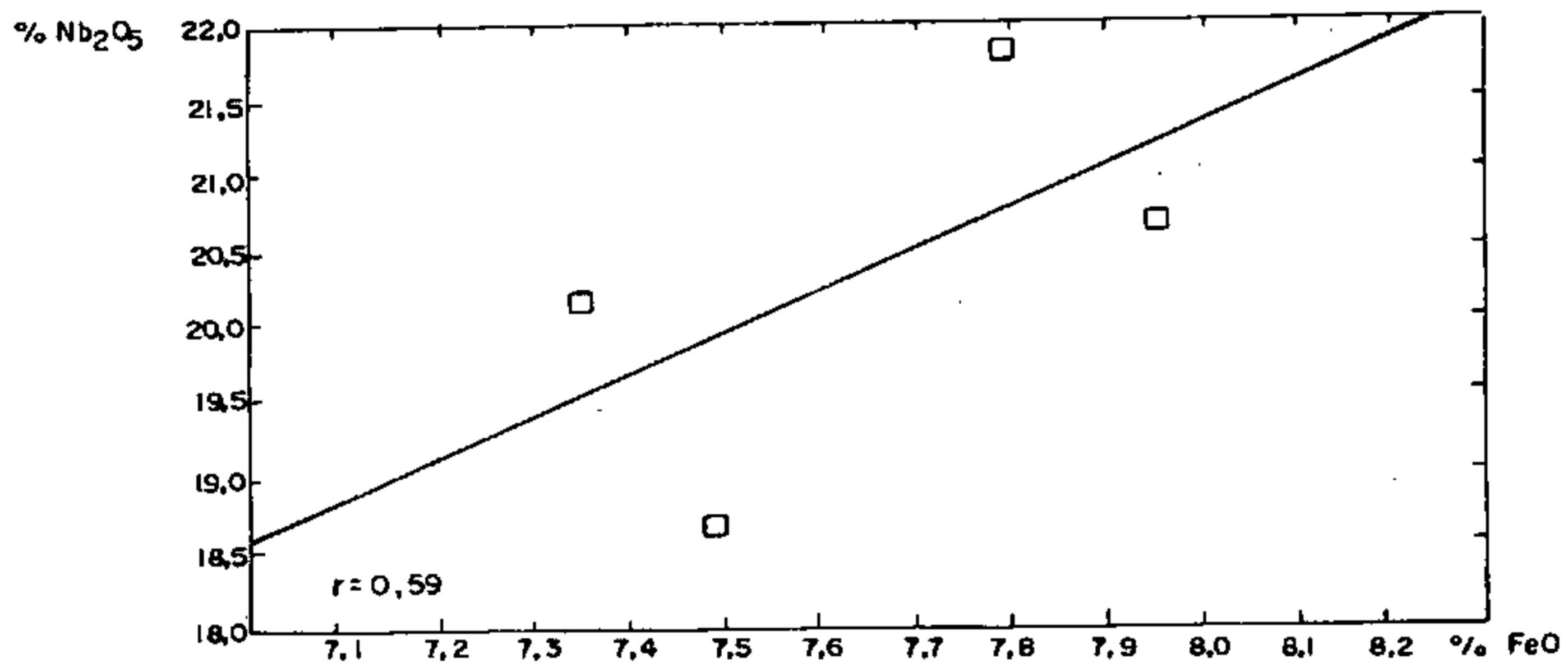
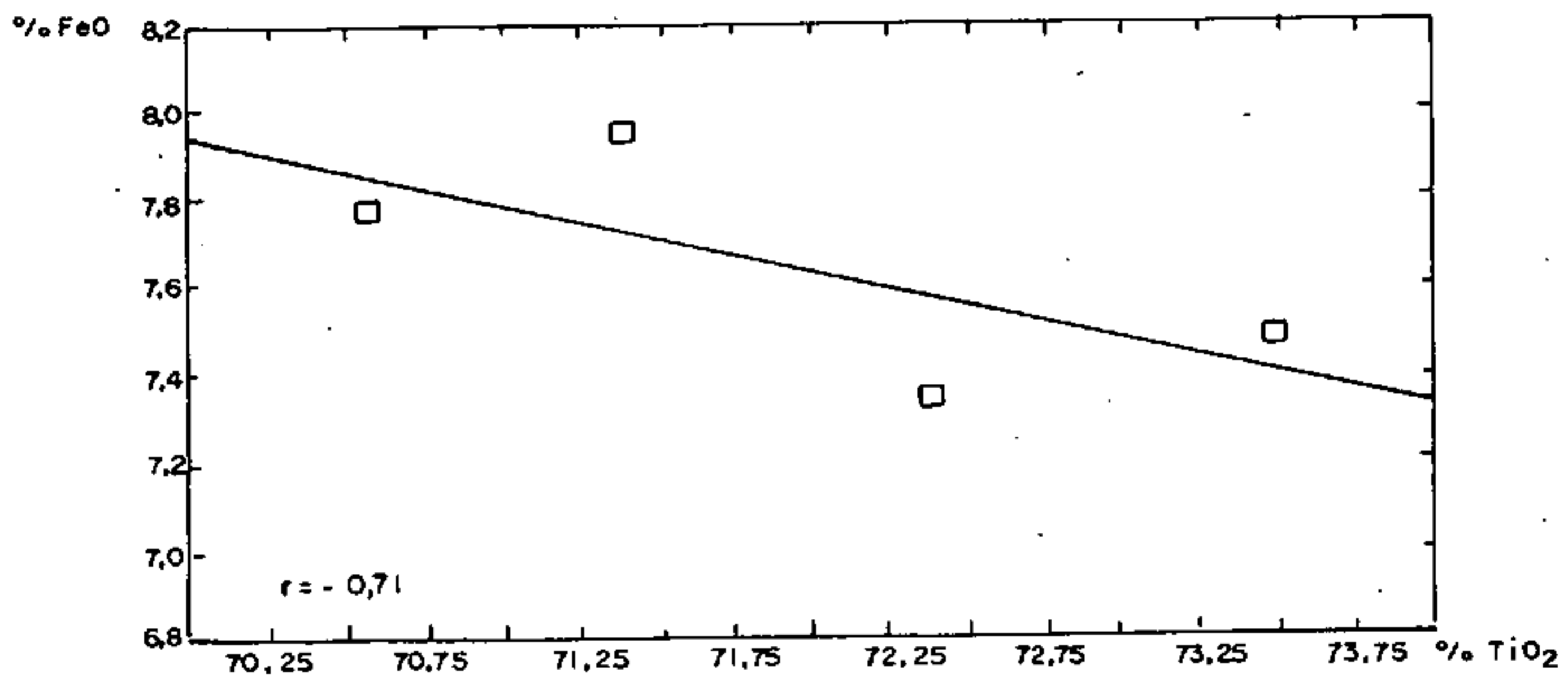
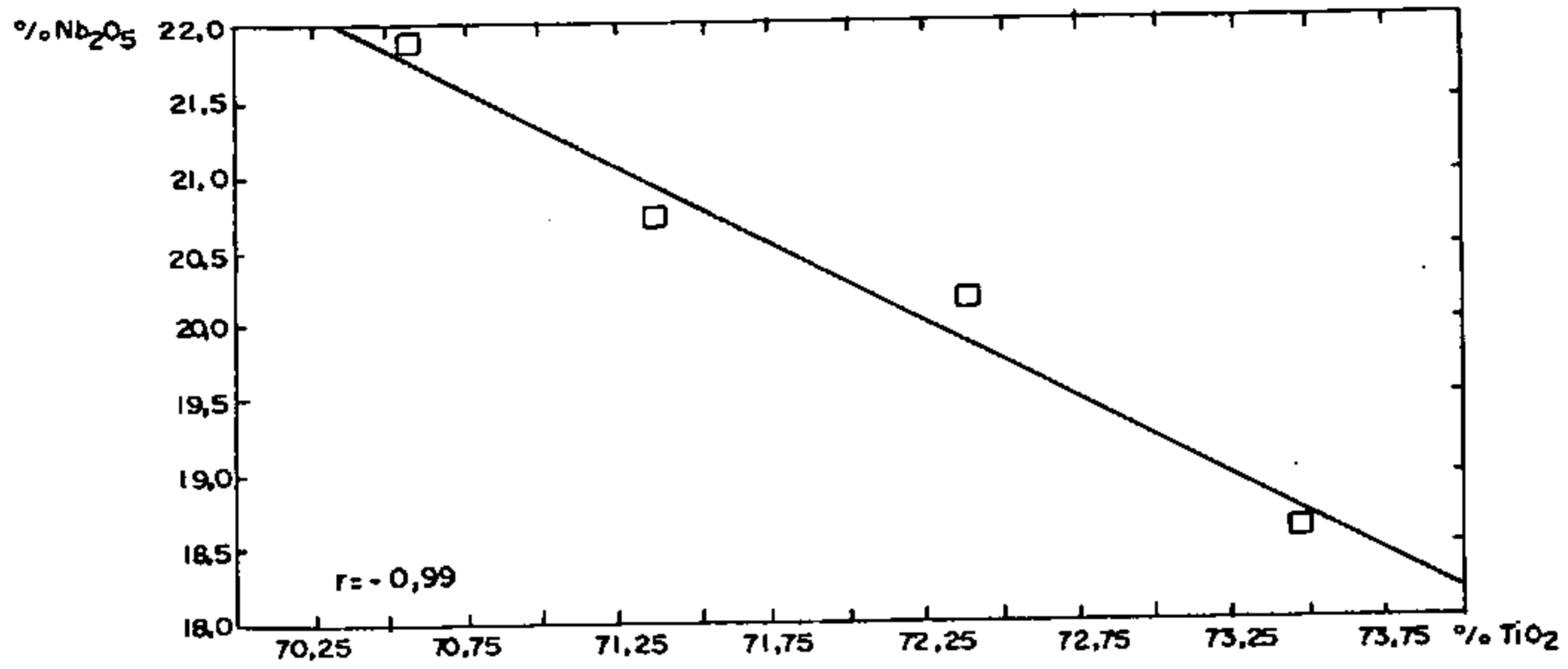


Figura 1 - Diagrama de correlação de TiO<sub>2</sub> com Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e FeO.

## OCORRÊNCIA DE CERIANITA EM SEIS LAGOS (SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA -AM)

SANDRA LIA DE ALMEIDA CORREA - *Depto de Química/CCEN/UFPa e doutoranda do CPGG/UFPa*

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências/UFPa*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963 -1994)

**INTRODUÇÃO** - A cerianita,  $CeO_2$ , é um mineral raro, isométrico, da classe  $4/3m2/m$ , do grupo espacial  $Fm3m$  e isoestrutural com a fluorita, da mesma forma que a torianita,  $ThO_2$ , uraninita,  $UO_2$ . O modelo estrutural desses minerais é apresentado na figura 1. É uma estrutura aberta, em que o cátion é coordenado por 8 ânions. Não há, entretanto, solução sólida entre esses minerais, mas cada um deles pode conter quantidades apreciáveis desses elementos. Por exemplo, a fluorita pode apresentar ETR (Ce) e Y substituindo o Ca. Enquanto a fluorita é um mineral acessório em rochas, uraninita, torianita e cerianita, são raros. Nos últimos anos, com crescente estudo de lateritos, onde se tem dado ênfase aos elementos terras raras, a cerianita vem sendo identificada nestes materiais, principalmente onde se observa forte anomalia positiva de cério ( $Ce^{4+}$ ) (Formoso et al., 1989; Braun et al., 1990). Além de Ce, a cerianita pode conter os outros ETR (principalmente La, Nd), Fe, Y, Zr, Th e U.

Cerianita tem sido descrita no perfil laterítico derivado de sienito de Akongo-África, onde o Ce é o único ETR presente, além de Al, Si e pequenas quantidades de Fe (Braun et al., 1990). Também foi identificada como produto de intemperismo de fonólito e nefelina sienito no Morro do Ferro - Poços de Caldas (Fronde & Marvin, 1959) e nos lateritos formados sobre carbonatitos (Lottermoser, 1990).

Na Amazônia, rica em lateritos, também ocorrem lateritos derivados de carbonatitos e que são portadores de altas concentrações de ETR, como Maicuru, Muri e Seis Lagos. Neste último, encontra-se cerianita, até o presente em apenas uma amostra, que é rica em terras raras, especialmente cério. Este trabalho descreve o presente mineral, que é a primeira notícia a seu respeito na Amazônia.

**METODOLOGIA** - A cerianita foi isolada da

massa predominantemente constituída de goethita, através de tratamento da amostra pulverizada com HCl a quente. O resíduo assim obtido, foi analisado por DRX. A amostra total foi analisada por colorimetria (Fe, Ti e P), fluorescência de raios-X (Nb, Y e Zr), espectrografia óptica (Be, Ag, Ba, Ga, Mo, Sn, Mn e Sc), espectrometria de plasma-ICP (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). As análises por colorimetria e absorção atômica, foram realizadas nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPa, e as demais pela GEOSOL, Belo Horizonte (MG).

**RESULTADOS** - Cerianita foi identificada por difração de raios-X, cujo padrão se encontra na figura 2. As reflexões principais são 3,122 Å, 2,696 Å, 1,907 Å e 1,627 Å.

Ela foi encontrada em um fragmento da crosta laterítica, constituída essencialmente de goethita fibro-radial e também em massa criptocristalina. Hematita ocorre acessoriamente, bem como Nb-rutilo (Tabela 1).

A composição química (Tabela 2) dessa rocha é formada basicamente de ferro (83,06 %  $Fe_2O_3$ ), PF (11,19 %) e ETR (1,52 %). Ocorrem ainda Mn (2400 ppm), Nb (1580 ppm), Sc (600 ppm), Y (540 ppm), Be (128 ppm), Ba (270 ppm), Pb (260 ppm), V (82 ppm), Zr (70 ppm), Co (44 ppm), em concentrações acima da média crustal. Os demais elementos analisados (Sn, Cr, Ni, Mo, Ga) estão abaixo de 5 ppm. Os 1,52% ETR, na rocha, estão representados quase que por apenas Ce (1,3 %) e em parte La (0,09 %) e Nd (0,08%). Isso se reflete em intensa anomalia positiva de Ce (Figura 3), fato observado em lateritos com ETR (Formoso et al., 1989; Braun et al., 1990; Lottermoser, 1990), normalmente quando há cerianita.

Como não foi identificado na rocha outros minerais de ETR, que não a cerianita, admite-se que toda a concentração dos ETR (1,78%

$TR_2O_3$ ), está na estrutura da cerianita. Dessa forma, foi possível calcular sua fórmula mínima:  $(Ce_{0,86}, La_{0,06}, Nd_{0,05}, X_{0,03})O_2$  (X representa os demais ETR). A rocha contém portanto 1,87 % de cerianita (Tabela 1). A densidade calculada é de  $7,26 \text{ g/cm}^3$  equivalente a cerianita de Roberts et. al. (1990).

**CONCLUSÕES** - A identificação de cerianita em Seis Lagos, uma estrutura laterítica, derivada de litologias relativas a complexos carbonatíticos, vem de encontro às recentes descobertas desse mineral em perfis lateríticos onde há enriquecimento em ETR, principalmente quando se

manifesta a forte anomalia positiva de cério. Infelizmente o mineral é de difícil identificação, devido o minúsculo tamanho de seus cristais e o envolvimento por massa criptocristalina de oxi-hidróxidos de ferro. A formação de cerianita em lateritos deve-se ao elevado potencial de oxidação do Ce em relação aos demais ETR (Tabela 3). Já que esse ambiente é caracterizado por alto poder oxidante. É o único ETR que atinge o estado de oxidação  $4^+$ . Portanto a cerianita, seria junto os fosfatos de Al e em parte alguns oxi-hidróxidos de Mn, no caso os minerais portadores de ETR em lateritos, e deve ser o grande responsável pela forte anomalia positiva de Ce.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRAUN, J.J.; PAGEL, M.; MULLER, J.P.; BILONG, P. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54:781-795.
- FORMOSO, M.L.L.; MELFI, A.J.; KRONBERG, B.I. 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. In: *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Milton L.L. Formoso, Lauro V.S. Nardi e Léo A. Hartmann Eds. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, SBGQ. p.109-120.
- FRONDEL, C. & MARVIN, V.B. 1959. Cerianite,  $CeO_2$ , from Poços de Caldas, Brazil. *Am. Mineral.* 44:882-884.
- LOTTERMOSER, B.G. 1990. Rare element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *LITHOS* 24:151-167.
- MOELLER, T. 1982. *Inorganic chemistry. A modern Introduction*. John Wiley & Sons. New York, 846 p.
- ROBERTS, W.L.; CAMPBELL, T.J.; JR RAPP, G.R. 1990. *Encyclopedia of Minerals. Second Edition VNR*, New York, 979 p.

Tabela 1 - Composição mineralógica da amostra total.

| Mineral           | % Peso |
|-------------------|--------|
| Goethita+Hematita | 92,4   |
| Nb-rutilo         | 1,3    |
| Cerianita         | 1,9    |
| outros            | 4,4    |
| Total             | 100,0  |

Tabela 2 - Composição química do material, no qual foi identificado a cerianita.

| óxidos                         | % peso | ETR | ppm | traços | ppm   |
|--------------------------------|--------|-----|-----|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 1,75   | La  | 914 | Mn     | 2.400 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 83,06  | Ce  |     | Nb     | 1.580 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,47   | Nd  | 821 | Sc     | 600   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,10   | Sm  | 142 | Y      | 540   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,04   | Eu  | 32  | Ba     | 270   |
| CaO                            | 0,06   | Gd  | 181 | Pb     | 260   |
| MgO                            | 0,07   | Dy  | 55  | Be     | 128   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,60   | Ho  | 9   | V      | 82    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08   | Er  | 19  | Zr     | 70    |
| TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,78   | Yb  | 13  | Co     | 44    |
| PF                             | 11,19  | Lu  | 1   | Sn     | <10   |
| Total                          | 99,20  |     |     | Cr     | 5     |
|                                |        |     |     | Cu     | <5    |
|                                |        |     |     | Ni     | <5    |
|                                |        |     |     | Mo     | <5    |
|                                |        |     |     | Ga     | <5    |

Tabela 3 - Composição química da cerianita, recalculada a partir da tabela 2, onde:  
 $X = \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Gd} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Yb} + \text{Lu}$ .

| Elemento | % Peso |
|----------|--------|
| Ce       | 0,86   |
| La       | 0,06   |
| Nd       | 0,05   |
| X        | 0,03   |
| Total    | 1,00   |

Tabela 4 - Equações de semi-reações dos ETR, com seus respectivos potenciais de oxidação.

| Elemento | Semi-reação (meio ácido)                | E(V) <sup>o</sup> |
|----------|-----------------------------------------|-------------------|
| La       | $\text{La}^{3+} + 3e^- = \text{La}$     | -2,522            |
| Ce       | $\text{Ce}^{3+} + 3e^- = \text{Ce}$     | -2,483            |
|          | $\text{Ce}^{3+} - e^- = \text{Ce}^{4+}$ | +1,280            |
|          | $\text{Ce}^{4+} + 4e^- = \text{Ce}^*$   | -1,203            |
| Nd       | $\text{Nd}^{3+} + 3e^- = \text{Nd}$     | -2,431            |
| Sm       | $\text{Sm}^{3+} + 3e^- = \text{Sm}$     | -2,414            |
| Eu       | $\text{Eu}^{3+} + 3e^- = \text{Eu}$     | -2,407            |
| Gd       | $\text{Gd}^{3+} + 3e^- = \text{Gd}$     | -2,397            |
| Dy       | $\text{Dy}^{3+} + 3e^- = \text{Dy}$     | -2,353            |
| Ho       | $\text{Ho}^{3+} + 3e^- = \text{Ho}$     | -2,319            |
| Er       | $\text{Er}^{3+} + 3e^- = \text{Er}$     | -2,296            |
| Yb       | $\text{Yb}^{3+} + 3e^- = \text{Yb}$     | -2,267            |
| Lu       | $\text{Lu}^{3+} + 3e^- = \text{Lu}$     | -2,255            |

Fonte: Moeller, 1982

\* recalculado.

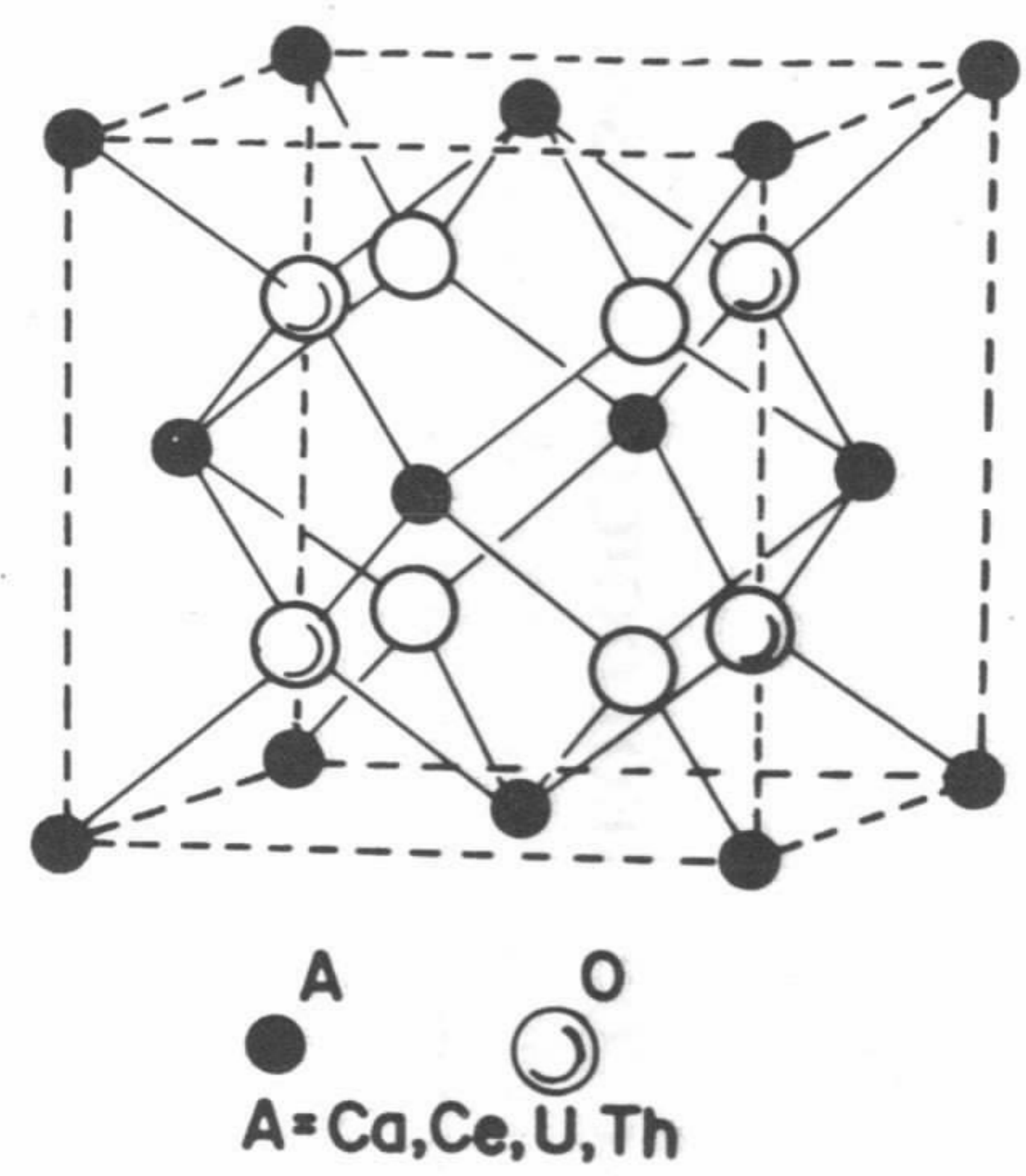


Figura 1 - Modelo estrutural dos minerais tipo fluorita.

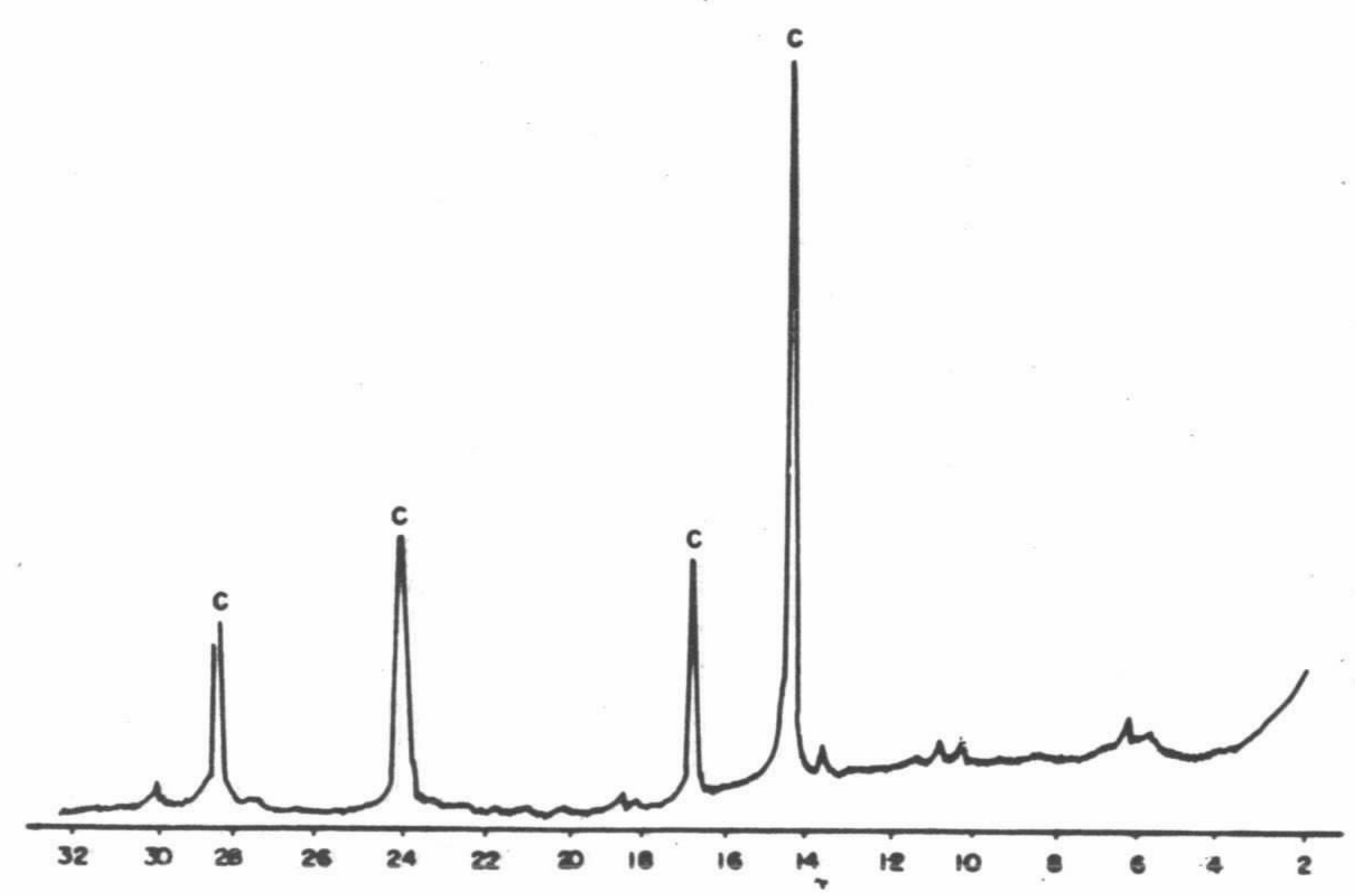


Figura 2 - Padrão difratométrico da cerianita de Seis Lagos.

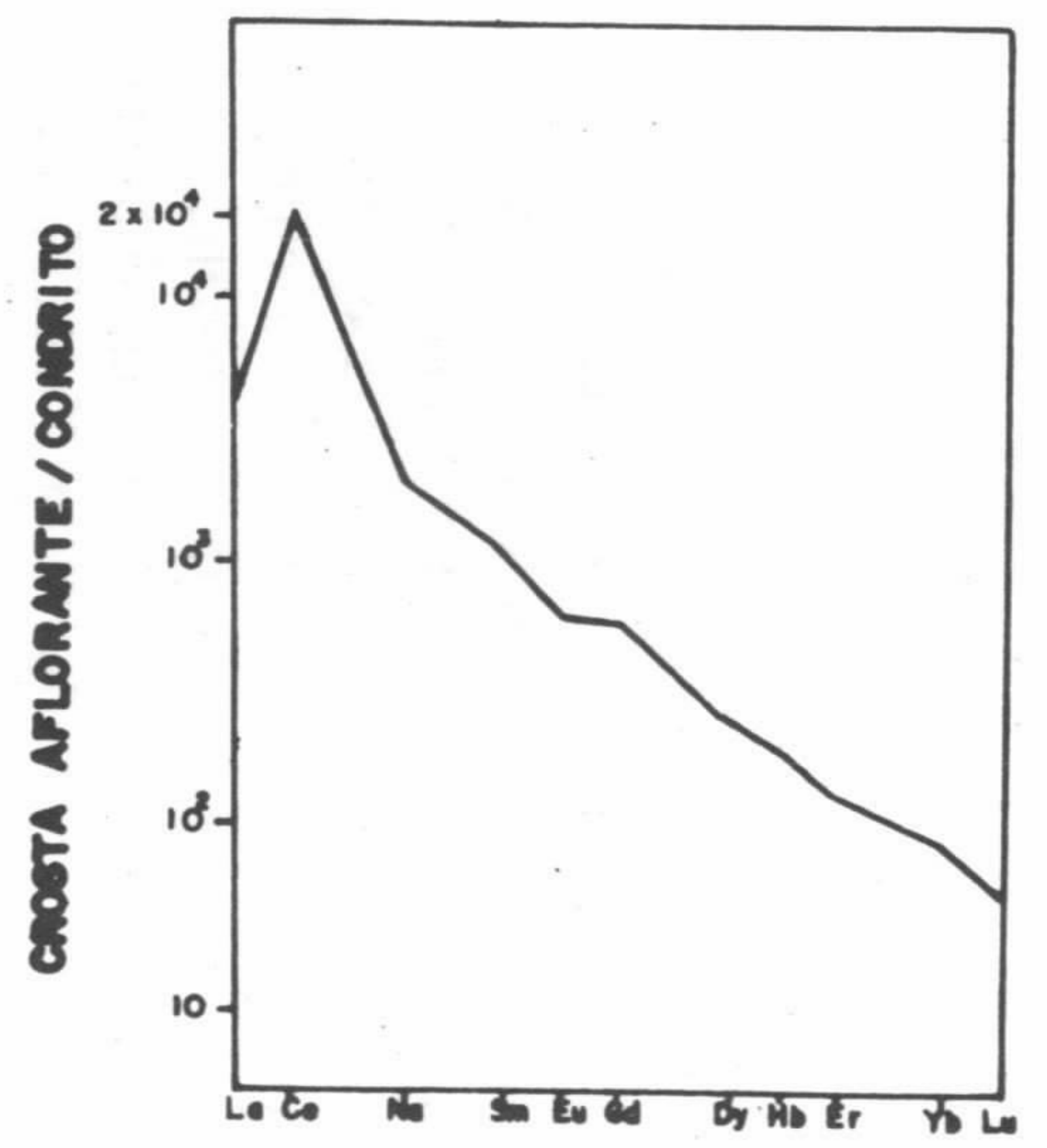


Figura 3 - Curva de distribuição dos ETR normalizada aos condritos de Evenson et al. (1978) para amostra que contém cerianita.

## O CRISOPRÁSIO DA SERRA DA ONÇA/MUTUQUINHA (PARÁ)

MARCONDES LIMA DA COSTA - Centro de Geociências-UFPA, Belém-PA

EDÉSIO MACAMBIRA - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM-Belém-PA

WALMEIRE ALVES DE MELO COSTA - Centro de Geociências-UFPA, Belém-PA

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** Durante as pesquisas de campo desenvolvidas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM-SUREG Belém, dentro do Projeto Platina Pará-Amapá, foi encontrada na Serra da Onça ou Mutuquinha, uma ocorrência de quartzo tipo calcedônia, com expressiva quantidade de crisoprásio. Tendo em vista a beleza e a expressão das amostras, e considerando que o crisoprásio é hoje a variedade de calcedônia que apresenta maior cotação no mercado de pedras, foi realizado uma investigação mineralógica desse crisoprásio, cujos resultados são apresentados neste trabalho.

A Serra da Onça está localizada no Sul do Pará, no Município de São Félix do Xingu e ao norte da cidade de Tucumã, tendo uma forma alongada de 25 km na direção E-W e largura média de apenas 3 km e desnível de 100 a 200 m.

**O QUE É CRISOPRÁSIO - CHRYSOPRAS** (do gr. *khrysos*, ouro + *prason*, alho-porrito). É conhecido assim desde os tempos antigos, não se sabendo até agora a qual rocha se referia naquela época. Provavelmente não se referia a atual. Plinius o denominou de uma espécie bastarda do berilo e o classificou com prasius. O crisoprásio é uma variedade de **calcedônia**, *chalcedon*, (talvez uma homenagem a antiga cidade grega Kalchedon na antiga Bithynia, na entrada de Bósforo, que se apresenta em tonalidades do verde. A calcedônia, em sùmula, consiste de, **quartzo de baixa temperatura** (modificação  $\alpha$ ), com formas texturais de cripto a microcristalina. A estrutura criptocristalina do quartzo da calcedônia distingue-se daquela do quartzo cristalino pela presença do grupo silanol, SiOH. Portanto, as propriedades físicas do crisoprásio são aquelas, principalmente, da calcedônia ou do quartzo criptocristalino. A calcedônia pode se apresentar em parte fibrosa e em parte granular;

exibe bandas de fibras paralelas e do tipo vassouras que crescem a partir de núcleos (germes) dispostos sobre um plano. Contém também opala amorfa (Opala-A) ou opala-CT, por vezes ametista, raro quartzo esfumaçado.

O crisoprásio tem sua cor propiciada por inclusões de silicatos de níquel que se formam durante o intemperismo ou alteração hidrotermal de rochas ultramáficas níquelíferas. Portanto sua ocorrência está estritamente ligada aos depósitos de níquel (Rykart, 1989), como na Silésia (Polônia), única ocorrência da Europa (desde 1740), em Swerdlowsk na Rússia, Califórnia-EUA, Brasil (Goiás, Pará), Uruguai, Índia, China, Japão, Nova-Caledônia (com uma das mais antigas jazidas de níquel de origem intempérica) e Broken Hill (Austrália).

**METODOLOGIA** - Uma amostra com 3 Kg de calcedônia e crisoprásio, coletada pela CPRM-Belém, foi fotografada antes e depois de ser seccionada e alíquotas do crisoprásio e zonas encaixantes foram extraídas e submetidas à análises petrográficas, de difração de raios-X e espectroscopia de infravermelho, análise térmica diferencial e gravimétrica, determinação das propriedades físicas, análises químicas, além de encaminhamento para observações sob microscópio eletrônico de varredura e análise química por microsonda.

**ASPECTOS GEOLÓGICOS** - A Serra da Onça, segundo Macambira & Vale (1994, no prelo) representa um complexo máfico-ultramáfico, denominado de Suíte Intrusiva Cateté, discordante em gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e nos granitóides Plaqué, e admitida como proterozóica. A Suíte Cateté apresenta-se diferenciada, em seqüências acamadadas segundo o alongamento E-W da serra, tendo serpentinitos na base, seguidos por piroxenitos e gabros



noríticos para o topo. Não há evidência de metamorfismo e nem de deformação estrutural, apenas os efeitos de um tectonismo rúptil. Os serpentinitos são constituídos de lizardita e ainda magnetita, cromita, picotita, crisotila e cristais reliquias de olivina e piroxênio; os piroxenitos, em granulação média a grossa, contém basicamente bronzita; os gabros noríticos constituem-se de augita, hiperstênio e labradorita. A sequência serpentinitica basal está bastante fraturada, em cujas fendas se alojou o material calcadônico, dando lugar a texturas brechóides e tipo *box work*.

As calcedônias com crisoprásio foram encontradas no sopé da serra, encosta norte, à cerca de 850m da sua extremidade ocidental, no leito e às margens da estrada do Jeep, ocupando uma área de 30 x 150 m. São blocos de menos de 0,5 m até 1,5 m de diâmetro, sub-arredondados a irregulares, constituindo veios de espessura diversa, que se instalaram em serpentinitos ricamente fraturados e falhados. O padrão de fraturamento é, localmente intenso e se dispõe paralelamente, emprestando um aspecto estratificado a zona calcedônica, denunciado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas de calcedônia+crisoprásio e calcedônia com serpentinitos.

**ASPECTOS PETROGRÁFICOS, MINERALÓGICOS E QUÍMICOS.** A amostra é formada por uma banda (veio) de crisoprásio maciço de 1,5 cm de espessura e com enclaves da encaixante e uma outra de domínio de calcedônia (de 5 a 7 cm de espessura) branca com tonalidades do verde a verde azulado, porosa, com manifestações irregulares e aleatórias de crisoprásio e também enclaves da encaixante. A densidade medida do crisoprásio é de 2,61 e  $n = 1,54 - 1,545$ . O crisoprásio se apresenta com aspecto geral microcristalino, embora localmente possa se notar a presença de pequenos cristais euédricos de quartzo. Sob o microscópio (Figura 1) o crisoprásio é formado por elementos esferolíticos transicionando para contorno sub-hexagonal, com 0,1 a 0,2 mm de diâmetro, tendo um núcleo microcristalino, de vez em quando microfibraradial, que é contornado por material fibroradial bem desenvolvido e com extinção ondulante. Os cristais fibroradiais dispõem-se perpendicular-

mente ao contorno hexagonal ou à superfície esférica (Fig. 2, 3 e 4). Os limites desses elementos e os vértices de tangência são ocupados por um mineral do sub-grupo do talco, em cristais tabulares (Fig. 2, 3 e 4). Observa-se que os núcleos desses elementos derivaram de um plasma silicoso mais antigo, de aspecto amorfo (provavelmente opalino), e ainda muito abundante na lâmina, que gradualmente foi sendo transformado no material fibroradial, a partir da sua periferia para o interior. Todas as fases intermediárias estão presentes na lâmina. Tanto esse plasma como o material fibroradial contém indistintamente inclusões microscópicas de opacos (vermelhos sob luz polarizada, Fig. 3,4,5, e 6). Nas zonas de contato com a calcedônia e relictos da encaixante há evidências de estiramento e deslocamento mineral (talco e opacos, Fig. 6,7 e 8). Veios de quartzo com cristais microscópicos e fortemente imbricados, de distribuição aleatória ou mesmo perpendiculares à parede de contato, são frequentes (Fig. 6 e 7). Na zona de calcedônia passa a ser comum a presença de quartzo cristalino em grãos igualmente imbricados (Fig. 8). Cristais solitários e milimétricos de quartzo também ocorrem.

As análises por difração de raios-X mostram que as duas bandas são constituídas fundamentalmente de quartzo além de mineral do sub-grupo do talco e raramente lizardita. As reflexões em 9,8 Å (001), 4,57 Å (020) e 3,18 Å (006), ao lado dos teores relativamente elevados de MgO e NiO no crisoprásio, o identificam como willemseita,  $(\text{Ni}, \text{Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . As análises químicas mostram que além de 93,6% em peso de  $\text{SiO}_2$ , o crisoprásio contém 2,5% peso de MgO e 1,6% de NiO, correspondendo a 10,8% de willemseita, com fórmula mínima:  $(\text{Mg}_{0,67}\text{Ni}_{0,32}\text{Fe}_{0,01})_3\text{Si}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ . Quartzo corresponde a cerca de 80 % do crisoprásio.

Materiais amorfos hidratados estão presentes, comprovados por DRX, análises térmicas diferenciais com banda larga endotérmica entre 120 e 170 °C (desidratação). O espectro de ATD é característico do quartzo- $\alpha$  criptocristalino indicando elevado grau de desordem e também pequena dimensão dos cristalitos. O espectro termo-gravimétrico do crisoprásio indica que ele perde 53% de massa entre 200 e 483 °C e 24% entre 30 e 163 °C. Os espectros de infraverme-

lhos são também equivalentes ao quartzo criptocristalino.

Em termos de elementos traços o crisopráσιο contém Cr (490 ppm), Cu (17 ppm), Mn (165 ppm), V (72 ppm) e Zn (220 a 300 ppm), e baixa concentração de ETR (total na amostra: 25,855 ppm) refletindo a influência ultramáfica (em média contém 17,664 ppm de ETR).

**CONCLUSÕES** Os dados apresentados mostram que o crisopráσιο da Serra da Onça /Mutuquinha está situado em rochas ultrabásicas serpentinizadas submetidas a intensa deformação rúptil, com desenvolvimento de fraturas e falhas, as quais foram preenchidas por grande quantidade de material silicoso, fundamentalmente calcedônia. A formação da calcedônia nesse ambiente é observada mundialmente, correspondendo a uma manifestação tipicamente hidrotermal intensa. Embora várias autores defendam a ação intempérica para formação de crisopráσιο, no da Serra da

Onça não foram observadas evidências de intemperismo e, sim de hidrotermalismo, comprovado pela presença de willemseita e ainda serpentina. A natureza ultramáfica é indicada pelos teores ainda relativamente elevados de MgO e NiO, Cr, Cu, Mn, V e Zn e extremamente baixos de ETR.

A cor da crisopráσιο aqui estudado é provocada pela willemseita, do sub-grupo do talco, rica em Ni. A distribuição espacial desse mineral de tonalidade verde, restrita à periferia dos elementos esferolíticos e de contornos hexagonais incolores de quartzo criptocristalino faz com que o quartzo não absorva a tonalidade verde.

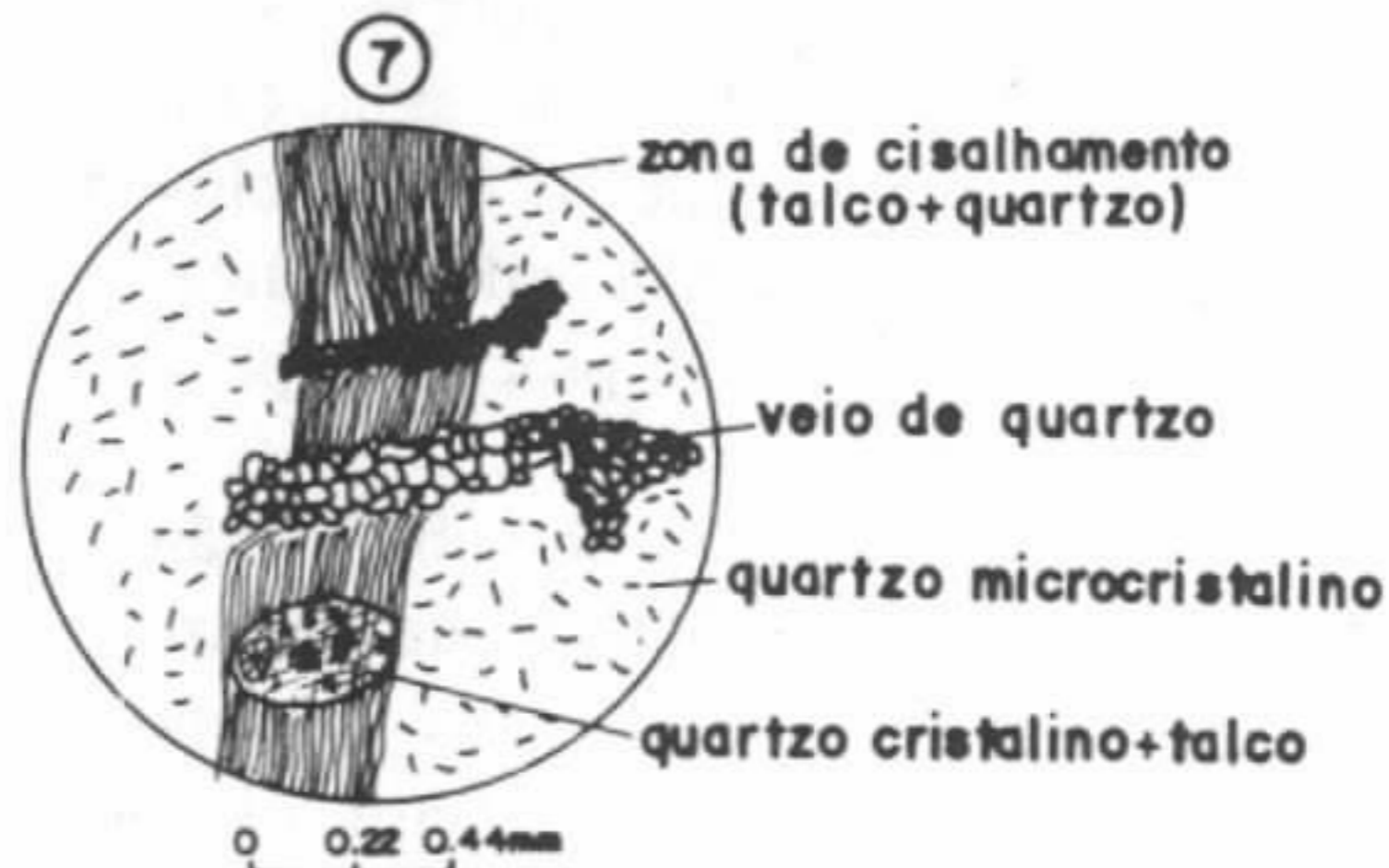
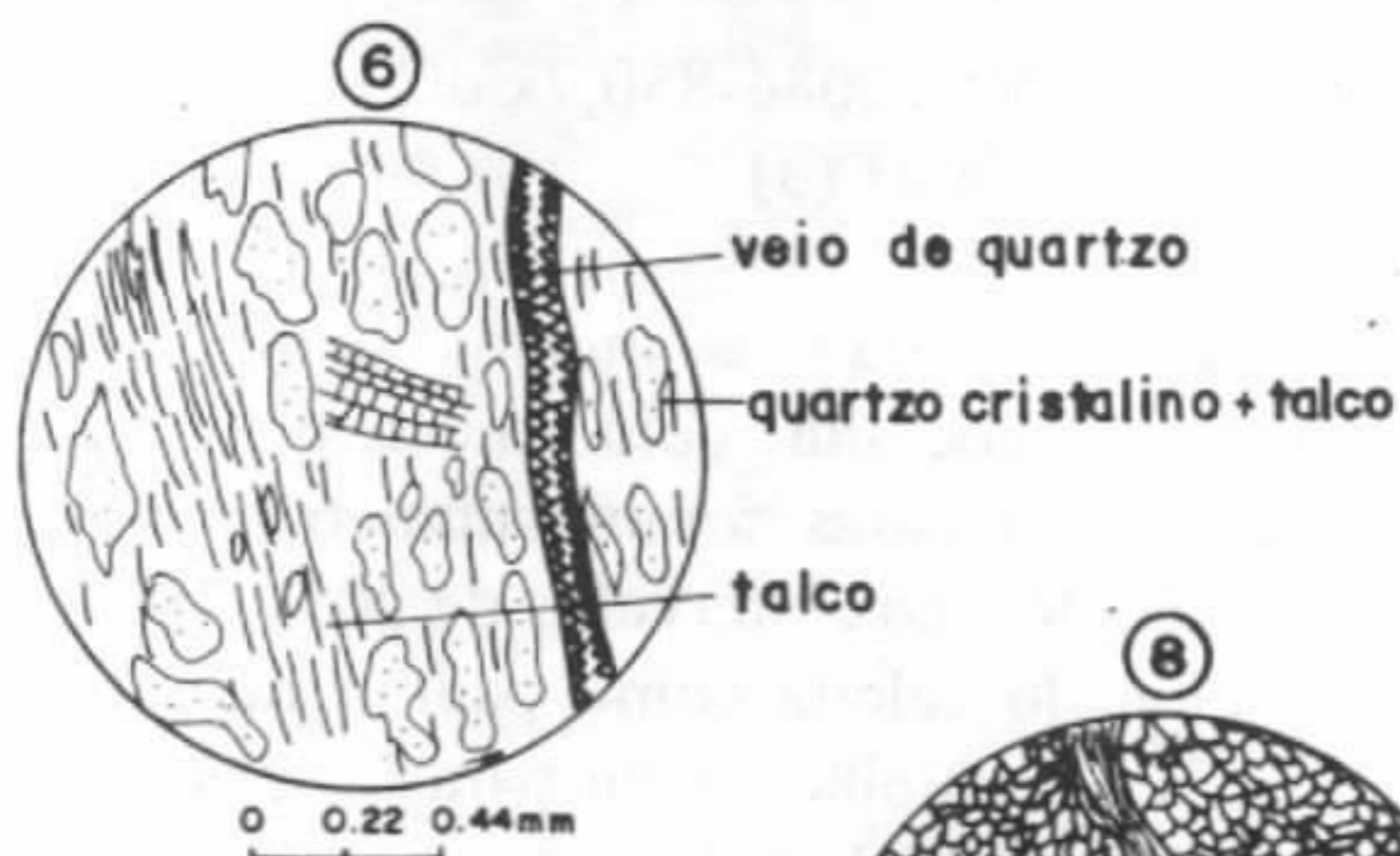
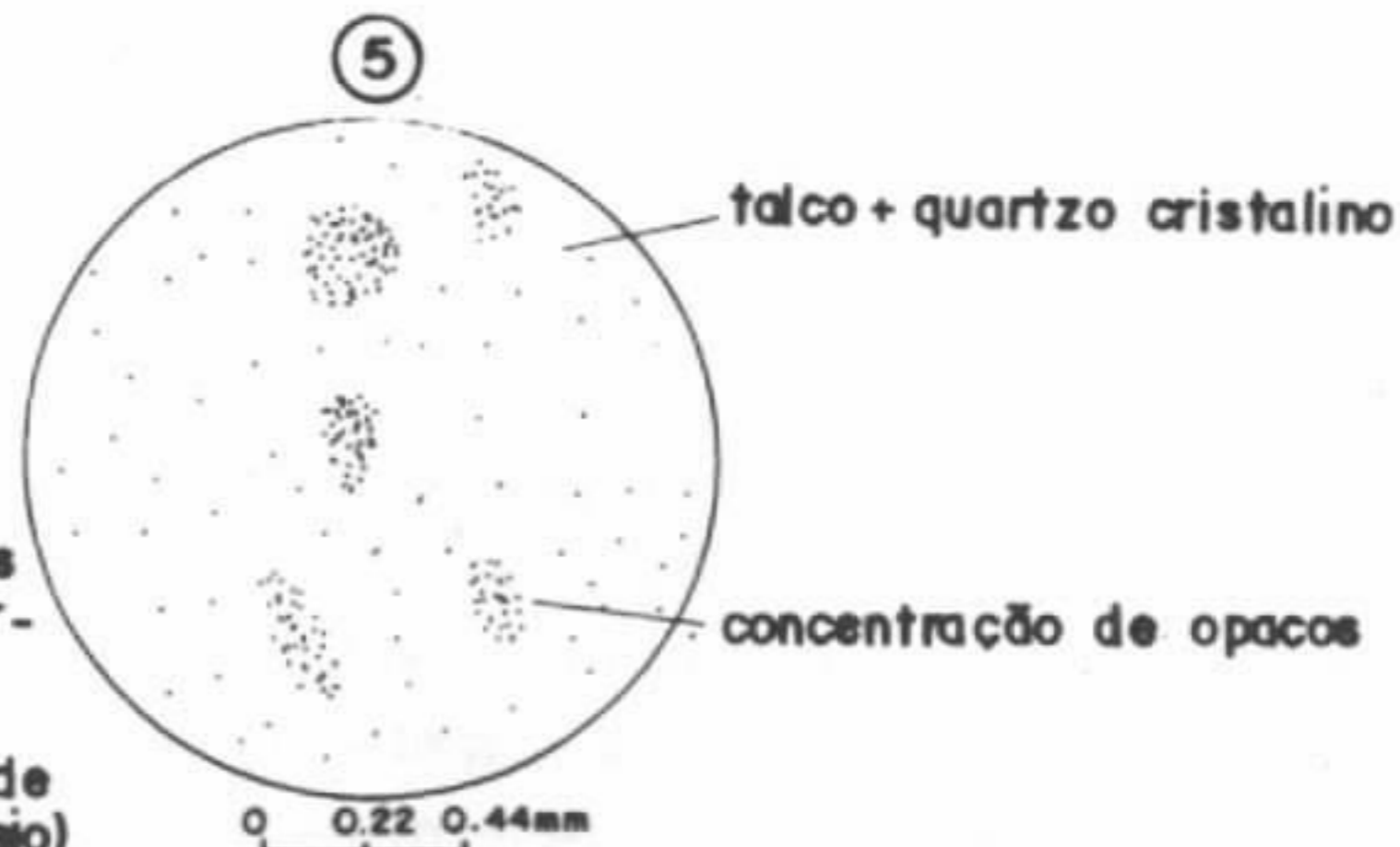
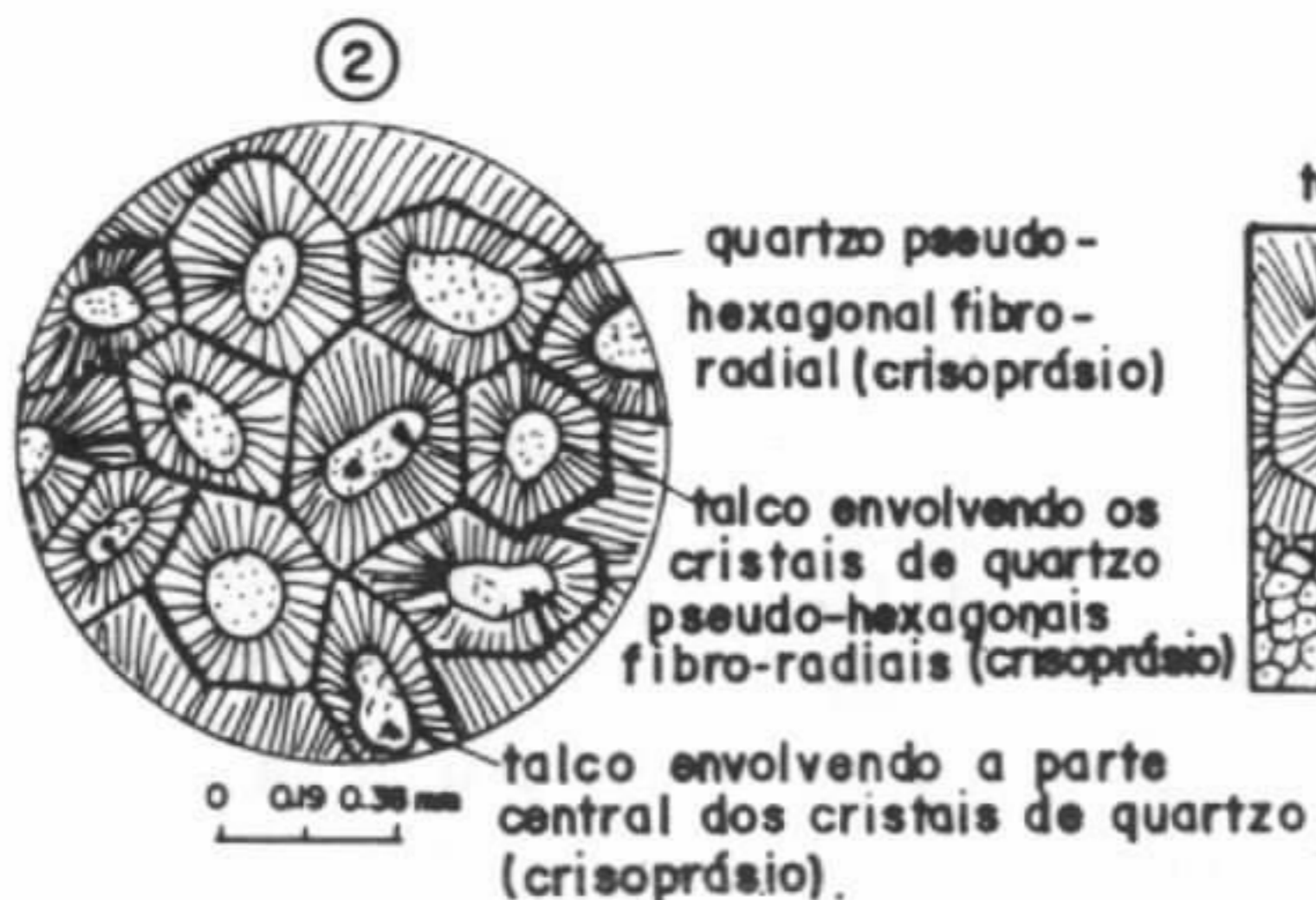
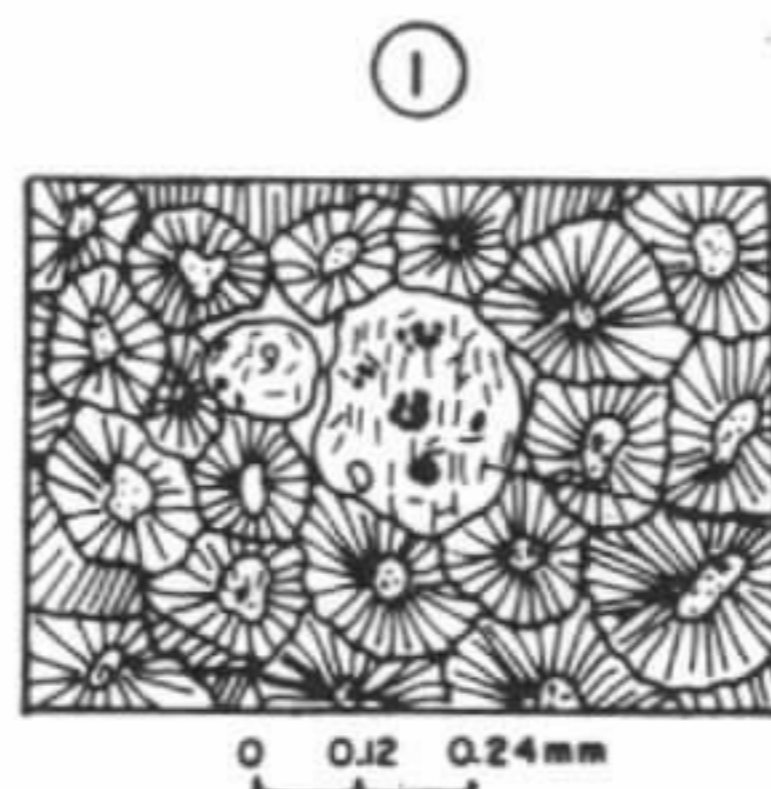
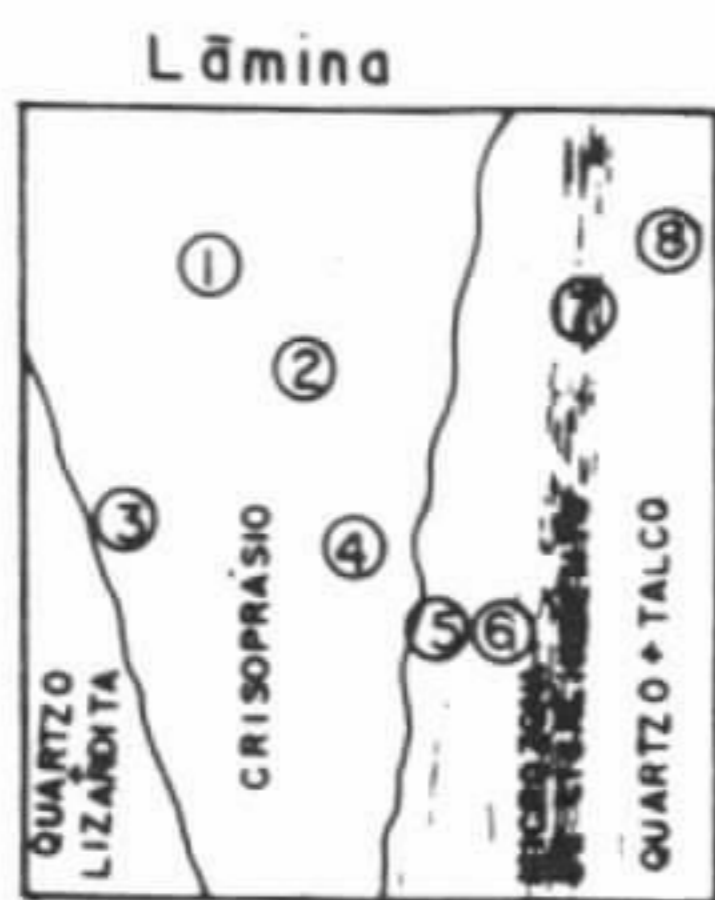
O crisopráσιο da Serra da Onça (Mutuquinha) apresenta características físicas que o fazem adequado ao uso gemológico, pois além da beleza da sua tonalidade verde se presta muito bem a lapidação.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G., (no prelo) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Programa Grande Carajás. Folha São Félix do Xingu -SB.22-Y-B. Belém, DNPM/CPRM.

RYKART, R., 1989, Quarz-Monographie ( Die Eigenschaften von Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst und anderen Variataeten). Ott Verlag, Thun, 413 p.

NOT CONSIDERAR NUNCA  
CONSTITUIÇÃO POR PPM?



## ALUMINO-GOETHITA EM LATOSSOLOS AMAZÔNICOS

ADRIANA COIMBRA HORBE E MARCONDES LIMA COSTA - Centro de Geociências/UFPa, Belém, PA

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - Os solos amazônicos normalmente de coloração ocre, constituídos basicamente por goethita e caolinita, tem ampla distribuição areal e se correlacionam aos solos encontrados em outras regiões tropicais a subtropicais. Esses solos também chamados de latossolos, oxissolos e Argila de Belterra, representam uma superfície de acumulação residual de Fe, Si, Al e Ti na forma de oxi-hidróxidos, na qual o Fe das goethitas está parcialmente substituído por Al formando Al-goethitas.

Essa substituição parcial do Fe por Al na estrutura da goethita ((Fe,Al)OOH), formando a solução sólida goethita-diásporo, tem sido objeto de estudo de diversos autores com destaque para Thiel (1963), Jonás & Solimar (1970), Fey & Dixon (1981) e Schulze (1984). Para esses autores a taxa de substituição pode variar de 0 a 47 moles % de AlOOH considerando-se goethitas sintéticas, contudo 33 moles % de AlOOH é o máximo já determinado para perfis lateríticos (Tardy, 1993). A substituição do Fe por Al causa uma diminuição na cela unitária e no seu grau de cristalinidade. Isto está relacionado a atividade de Al na solução que por sua vez é determinada pela solubilidade dos minerais de Al, pela temperatura e pela flutuação da atividade da água (Tardy, 1993) quando da sua formação. Para Schwertmann (1983) a presença de Al-goethita indica que a sua gênese está associada a processos pedogenéticos.

Visando comparar o grau de substituição do Fe por Al nas goethitas dos solos da Amazônia com os descritos por Tardy (1993) e determinar a relação entre elas e as encontradas nas crostas lateríticas foram amostrados esses dois horizontes em tres perfis lateríticos.

**METODOLOGIA** - Os cinco perfis selecionados foram os de N5 e Igarapé Bahia na região de Carajás-PA, além do perfil da BR-010 km 29, no Município de Paragominas.

As 19 amostras coletadas após secagem ao

sol, foram quarteadas e classificadas granulometricamente. O material grosseiro foi separado manualmente a partir de suas características macroscópicas. Todas as frações obtidas foram submetidas a análise de difração de raios-x. Para a determinação do Al das goethitas foi utilizado o método de Schulze (1984). Esse autor obteve os moles % de AlOOH na goethita através do valor de  $d$  nas linhas de reflexão (111) e (110) utilizando as seguintes equações:

$$c = [1/d(111)]^2 - (1/d(110))^2]^{-1/2} \quad (1)$$

que calcula o parâmetro  $c$  da cela unitária da goethita.

$$\text{moles \% AlOOH} = 1730 - 572xc \text{ com } \sigma = \pm 2,6$$

$$\text{moles \% de AlOOH} \quad (2)$$

Nem sempre foi possível obter o valor de  $d$  da reflexão (110) por esta coincidir com a reflexão (111) da caolinita, material muito abundante nos solos e crostas estudadas, que mascara a reflexão da goethita. Neste caso foi utilizado somente a reflexão (111) na equação:

$$\text{moles \% AlOOH} = 2086 - 850,7x d(111) \text{ com } \sigma = \pm 4$$

$$\text{moles \% AlOOH} \quad (3)$$

Para a correção e melhor definição das reflexões da goethita, conforme a metodologia adotada, as amostras foram submetidas a nova análise de DRX nos intervalos de 20° a 38° onde foi adicionado calcita como padrão interno. As condições do aparelho foram para 1x2θ /4cm/min e 2x10<sup>3</sup>c/seg, 45 KV e 40 mA.

Foram calculados os parâmetros da cela unitária a partir dos índices de Miller das reflexões (110), (130) e (111) utilizando-se a equação para o sistema ortorrômbico:

$$d(hkl) = [(h/a)^2 + (k/b)^2 + (l/c)^2]^{-1/2} \quad (4)$$

**RESULTADOS OBTIDOS** - Das 19 amostras estudadas somente em 9 foi possível obter os parâmetros a, b e c da cela unitária e utilizar as reflexões (110) e (111) para o cálculo dos moles % de AlOOH o que possibilitou obter a composição química para as goethitas. Os parâmetros a e b apresentam uma variação irregular quando comparados com os moles % de AlOOH, enquanto o parâmetro c se correlaciona negativamente, indicando que a substituição de Fe por Al nas goethitas afeta diretamente a dimensão do seu eixo c, quanto mais moles % de AlOOH na sua estrutura menor é a dimensão deste. A grande variação dos parâmetros a e b, quando comparados com os obtidos por Schulze (1984), deve estar relacionada a superposição da reflexão (110) da goethita com a (111) da caolinita, especial-

mente b que, segundo esse mesmo autor, apresenta uma relação linear entre 0 e 20 moles % de AlOOH. Os valores do parâmetro c e os correspondentes moles % de AlOOH são similares aos encontrados por Schulze (1984) e portanto não é afetado pelo excesso de caolinita.

Os moles % de AlOOH, a seguir, obtidos através das equações (2) e (3) mostram que para 8 das 9 amostras comparadas, os valores obtidos são similares, estando sua variação dentro dos limites da equação (2). Logo a reflexão (111) pode ser utilizada para estimar os moles % de AlOOH nas goethitas aqui estudadas quando houver excesso de caolinita no material. Este procedimento foi usado na obtenção dos dados da figura 1.

| Amostras | a <sub>o</sub> | b <sub>o</sub> | c <sub>o</sub> | moles % de AlOOH(2) | moles % de AlOO(3) | Fórmula mínima                              | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|----------|----------------|----------------|----------------|---------------------|--------------------|---------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 1        | 4,5669         | 9,7670         | 2,9613         | 36                  | 38                 | (Fe <sub>0,62</sub> Al <sub>0,38</sub> )OOH | 55                             | 38                             |
| 2        | 4,5645         | 9,7640         | 2,9650         | 31                  | 34                 | (Fe <sub>0,66</sub> Al <sub>0,34</sub> )OOH | 59                             | 34                             |
| 3        | 4,5687         | 9,7762         | 2,9699         | 31                  | 33                 | (Fe <sub>0,67</sub> Al <sub>0,33</sub> )OOH | 60                             | 33                             |
| 4        | 4,5281         | 9,7931         | 2,9681         | 32                  | 32                 | (Fe <sub>0,68</sub> Al <sub>0,32</sub> )OOH | 61                             | 32                             |
| 5        | 4,6907         | 8,8936         | 2,9700         | 31                  | 32                 | (Fe <sub>0,68</sub> Al <sub>0,32</sub> )OOH | 61                             | 27                             |
| 6        | 4,5529         | 9,7990         | 2,9905         | 19                  | 26                 | (Fe <sub>0,74</sub> Al <sub>0,26</sub> )OOH | 66                             | 26                             |
| 7        | 4,6992         | 9,2657         | 3,0104         | 9                   | 6                  | (Fe <sub>0,94</sub> Al <sub>0,06</sub> )OOH | 84                             | 6                              |
| 8        | 4,6913         | 9,2827         | 3,0194         | 4                   | 3                  | (Fe <sub>0,97</sub> Al <sub>0,03</sub> )OOH | 87                             | 3                              |
| 9        | 4,6849         | 9,2779         | 3,0231         | 1                   | 2                  | (Fe <sub>0,98</sub> Al <sub>0,02</sub> )OOH | 88                             | 2                              |

O perfil de N5 é composto pela crosta laterítica dividida em crosta sã, crosta parcialmente intemperizada, crosta intemperizada e pelo solo. Os moles % de AlOOH das goethitas mostra que o grau de substituição do Fe pelo Al aumenta da base da crosta em direção ao solo variando de 14 a 34 moles % de AlOOH (figura 1), indicando um ambiente de formação rico em alumínio e de acordo com a evolução de perfis de solo em ambiente laterítico (Tardy, 1993).

No Igarapé Bahia o perfil é formado por uma crosta laterítica parcialmente desagregada constituída por fragmentos de gossan e matapelito lateritizados, envolvidos por uma matriz argilosa. Sobreposto a esse horizonte há um nível de stone line que corresponde a uma zona de enriquecimento residual em material grosseiro, de composição semelhante a da crosta. Recobrendo esse material tem-se o solo. Os moles % de AlOOH nos tres tipos de material que formam a crosta e o stone line ao longo do perfil (figura 1) mostra que os fragmentos de gossan são os que apresentam a menor taxa de substituição do Fe pelo Al (de 2 a 6 moles % de AlOOH), indicando a predominância de Fe-goethitas. Praticamente

não há variação no perfil, caracterizando o aspecto residual desse material. Os fragmentos de matapelito lateritizado evidenciam que há uma predominância de Fe-goethitas (4 moles % de AlOOH) na base do perfil com aumento abrupto de AlOOH no stone line (32 moles % de AlOOH) o que coincide com o maior grau de intemperismo sobre esses relictos e a presença mais abundante de gibbsita. A goethita da matriz argilosa é muito mais aluminosa com variação entre 32 e 38 moles % de AlOOH a projeção de AlOOH está no limite máximo da estrutura da goethita, indicando um ambiente com muito Al disponível.

No perfil do Igarapé Bahia, assim como o de N5, o solo é autóctone em relação a crosta portanto é o processo intempérico que promove o aumento no grau de substituição do Fe por Al nas goethitas.

O topo do perfil laterítico da BR-010 é formado por um horizonte concrecionário no qual as concreções ferruginosas marrom avermelhadas estão envolvidas por uma matriz argilosa de cor ocre. Sobreposto a esse horizonte tem-se o solo, onde predomina a matriz ocre sobre as concre-

ções ferruginosas. A goethita da matriz argilosa é mais aluminosa que a da concreção, acentuando-se essa relação no solo (figura 1) o que sugere, com base nos perfis de N5 e Igarapé Bahia, que a concreção/crosta é o material fonte da matriz/solo do perfil.

**CONCLUSÕES** - Os dados obtidos demonstram que o grau de substituição do Fe por Al nas goethitas é maior no material argiloso em detrimento das concreções ferruginosas e no solo em detrimento da crosta, demonstrando a tendência dos solos serem formados por Al-goethitas,

cada vez mais ricas no membro  $AlOOH$  e de ser esse mineral um indicador da atuação de processos intempéricos em zonas tropicais. A presença de Al-goethitas mais ricas em alumínio em perfis com gibbsita, comprova a maior disponibilidade desse elemento no ambiente de formação, em detrimento a perfis formados só com caolinita. A correlação entre teores elevados em  $AlOOH$  na goethita com a presença de gibbsita mostra que a Al-goethita pode ser um indicador da maturidade dos perfis, pois a gibbsita é um mineral abundante em perfis lateríticos maduros.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FEY, M.V. & DIXON, J.B. 1981. Synthesis and properties of poorly crystalline hydrated aluminous goethites. *Clays and clay minerals*, 29:91-100.
- JONÁS, K. & SOLIMAR, K. 1970. Preparation, x-ray, derivatographic and infrared study of aluminum-substituted goethites. *Acta. Chem. Acad. Sci. Hung* 66:383-394
- SCHULZE, D. G. 1984. The influence of aluminum on iron oxides, VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays & Clay Minerals* 32:36-44.
- SCHWERTMANN, U. 1983. The role of aluminium in iron oxides systems. In: MELFI, A.J. & CARVALHO, A. (editores), *Int. Seminar on Lateritisation Processes*, 2, São Paulo, Brasil, p. 65-68
- TARDY, Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Ed. Masson, Paris. 549p.
- THIEL, R. 1963. Zum System  $FeOOH - AlOOH$ . *Z. Anorg. Allg. Chem.* 326:70-78

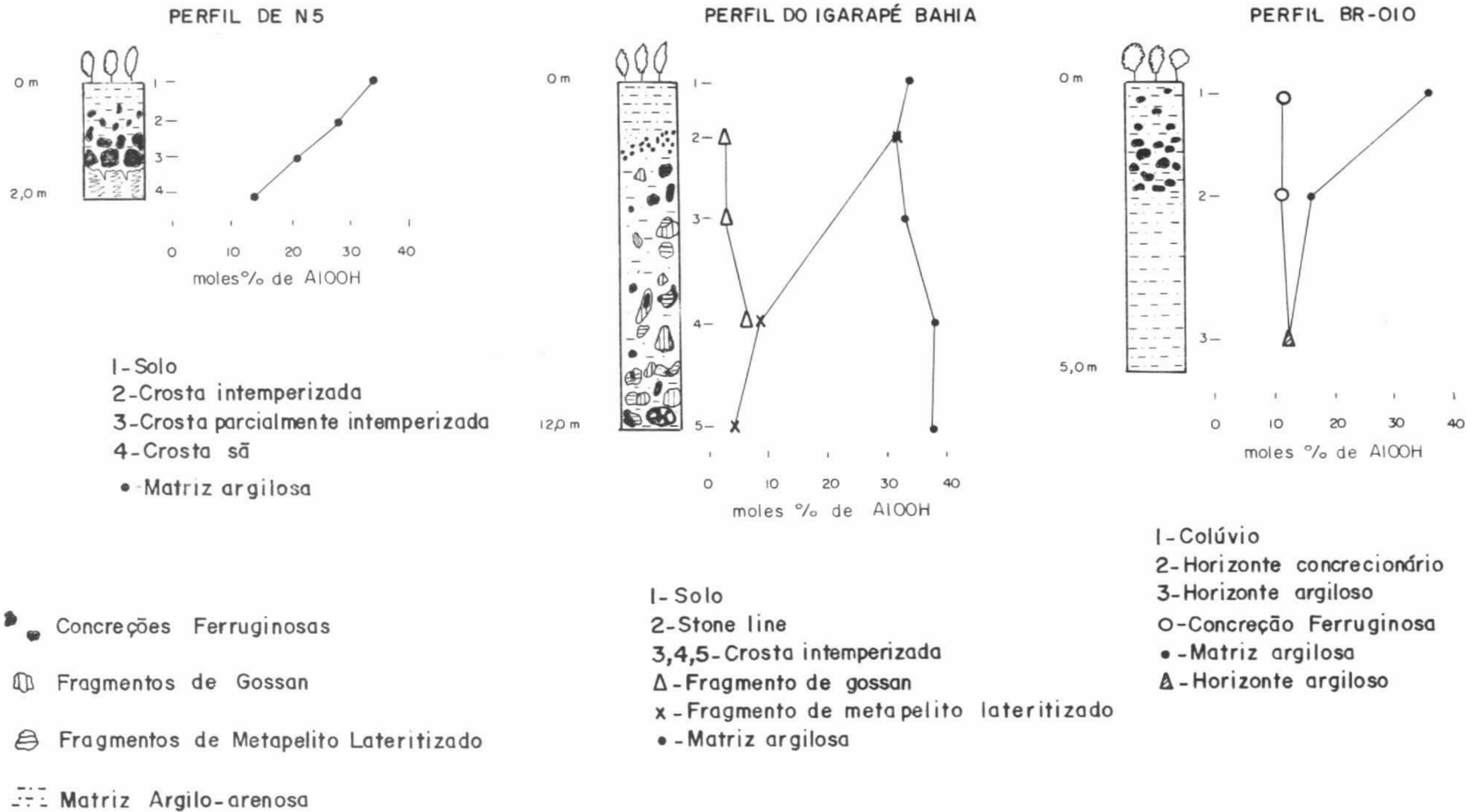


Figura 1 - Variação dos moles % de AlOOH nas goethitas dos perfis estudados

## QUÍMICA MINERAL DA CAOLINITA DE CAULINS DA AMAZÔNIA

ELIAS LEÃO MORAES - *Centro de Geociências/UFPA, Belém/PA*

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências/UFPA, Belém/PA*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - Os depósitos de caulim localizados próximo a cidade de São Gabriel da Cachoeira, noroeste do Estado do Amazonas, os situados nos arredores das cidades de Manaus e Itacoatiara (rodovias BR-174 e AM-010) e os da Bacia do Rio Capim (rodovia BR-010 e margens do Rio Capim), são pouco estudados tanto do ponto de vista mineralógico como químico. Na Amazônia os trabalhos até então realizados se restringiram a região do Morro do Felipe (Amapá), onde foram apresentados dados químicos sobre o minério e discutida a sua gênese através de processos lateríticos (Murray & Partridge, 1981), e por meio de sedimentação lacustre (Coura et al., 1986). O caulim da Bacia do Rio Capim foi investigado por (Monteiro, 1977) conforme seu espectro de minerais pesados e elementos traços, que concluiu pela derivação desse caulim a partir do intemperismo de rochas graníticas próximo ao local de formação dos depósitos. Os resultados mais recentes foram publicados por Kotschoubey & Truckenbrodt, (1992) que sugerem que os mesmos se formaram a partir de acúmulos de sedimentos essencialmente argilosos provavelmente em pequenas depressões que foram posteriormente submetidos a ambiente lacustre ou pantanoso, e Moraes (1994) em sua tese de mestrado e Costa & Moraes (no prelo) que apresentam dados mineralógicos e químicos sobre os caulins de São Gabriel da Cachoeira, Manaus-Itacoatiara e Bacia do Rio Capim. O presente trabalho discute os resultados obtidos a respeito da química mineral das caolinitas desses três depósitos caulínicos da Amazônia.

**METODOLOGIA** - As análises químicas foram executadas em cinco amostras selecionadas, utilizando-se seções polidas metalizadas a grafite. O equipamento utilizado foi uma microsonda tipo CAMECA (modelo SX-50), do laboratório

de microsonda do Instituto de Geociências da UnB, em Brasília.

**RESULTADOS** - Os resultados obtidos estão representados na tabela 1. Os mesmos permitem, após os cálculos estequiométricos constatar que as amostras de caulim fase branca desses três depósitos tem 98 a 100 % de caolinita (Tabela 1). Com base nos minerais identificados por Costa & Moraes (no prelo), os teores de  $P_2O_5$  junto com os de BaO e SrO foram relacionados com o grupo da crandalita-goyazita e os de  $TiO_2$  com o anatásio. O quartzo foi obtido a partir do excesso de  $SiO_2$  após o cálculo da caolinita e illita-muscovita, da mesma forma a gibbsita pelo excesso de  $Al_2O_3$ . Illita-muscovita foi calculada a partir de  $K_2O$ , já que esse mineral foi identificado por difração de raios-X e observada na microscopia eletrônica por Costa & Moraes (no prelo). Outras análises realizadas, não indicadas na tabela 1, mostram teores elevados de  $Fe_2O_3$ , que estão invariavelmente relacionados ao caulim violeta ou vermelho, que além dos minerais citados, contém hematita.

O caulim de São Gabriel da Cachoeira sob a microsonda é o que contém menor teor de ferro e titânio, e o da BR-010/Rio Capim os maiores teores desses dois elementos. Nessa área estão também os teores mais elevados de  $P_2O_5$ , CaO, SrO e BaO, componentes fundamentais dos fosfatos do grupo da crandalita-goyazita, comprovando a identificação de Costa & Moraes (no prelo) e Kotschoubey & Truckenbrodt (1992). O caulim de Manaus-Itacoatiara com exceção do ferro, praticamente é formado apenas de  $SiO_2$  e  $Al_2O_3$ . Seus teores de  $K_2O$ , embora ainda baixos, são os mais elevados entre os depósitos, e correspondem a illita-muscovita.

As fórmulas químicas obtidas para as caolinitas dos caulins brancos de cada um desses depósitos são as seguintes:



São Gabriel da Cachoeira:  
 $(Al_{0.985}, Fe_{0.015})_4 [Si_4O_{10}](OH)_8$

BR-010/Rio Capim:  
 $(Al_{0.935}, Fe_{0.065})_4 [Si_4O_{10}](OH)_8$  a  
 $(Al_{0.905}, Fe_{0.028}, Ti_{0.067})_4 [Si_4O_{10}](OH)_8$

Manaus-Itacoatiara:  
 $(Al_{0.972}, Fe_{0.028})_4 [Si_4O_{10}](OH)_8$  a  
 $(Al_{0.926}, Fe_{0.074})_4 [Si_4O_{10}](OH)_8$

Observa-se nelas apenas pequenas variações nas proporções de Al, Fe e Ti.

**CONCLUSÕES** - A química mineral da caolinita é praticamente igual para os três depósitos de

caulim (Figura 1). A caolinita sempre contém pequenas proporções de ferro e às vezes de titânio. As caolinitas de São Gabriel da Cachoeira são pobres em ferro, enquanto que as da BR-010/Rio Capim contém mais ferro e um pouco de titânio; a caolinita de Manaus-Itacoatiara tem o mesmo teor de ferro que a da BR-010/Rio Capim, porém sem titânio.

Esses teores de ferro e titânio são equivalentes aos do caulim de St. Austell (Inglaterra) (Kerr et al. apud O'Connell et al., 1989), da Georgia (USA) (Kesler, 1956) e Rio Jari (Murray & Partridge, 1981), e estão dentro da faixa exigida pelo mercado mundial, principalmente pelas indústrias de papel, tinta e borracha que são as maiores consumidoras desse bem mineral.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, M.L. & MORAES, E.L. - Mineralogy and geochemistry of caolins from the Amazon region. (no prelo)
- COURA, F.; MEORI, E.N.; KERN, R.S. 1986. Geologia do caulim do Jari. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v.5, p. 2248-2258.
- KESLER, T.L. 1956. Environment and origin of Cretaceous kaolin deposits of Georgia and South Carolina. *Econ. Geol.*, 51 (6): 541-554.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1992. Ocorrências de argila "semi-flint" no nordeste do Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.17.
- MONTEIRO, R.W. 1977. Elementos traços do caulim do Rio Capim, Estado do Pará. Belém, (Tese de mestrado, UFPA).
- MORAES, E.L. 1994. Estudo comparativo de algumas ocorrências de caulim na região Amazônica: depósitos de São Gabriel de Cachoeira (AM), Manaus - Itacoatiara e BR-010/Rio Capim. No prelo.
- MURRAY, H. & PARTRIDGE, P. 1981. Genesis of Rio Jari Kaolin. In: OLPHEN, H. von & VENIALE, F. International Clay Conference. Elsevier, Amsterdam. p.279-291 (Developments in Sedimentology, 35).
- O'CONNELL, D.C.; EVANS, K.G.; HINCH, P. 1989. Kaolin - An Australian perspective. *Industrial Minerals*, Dez. :54-59.

Tabela 1 - Análise química por microsonda eletrônica de caolinitas.

| AMOSTRAS                 | PONTOS | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO   | Na <sub>2</sub> O | MnO   | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SrO   | BaO   | SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MINERALOGIA                                |
|--------------------------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|-------|------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|-------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA |        |                  |                                |                                |       |       |                   |       |                  |                  |                               |                                |       |       |                                                  |                                            |
| SG-400                   | 1      | 46.00            | 38.35                          | 0.21                           | 0.058 | 0.034 | 0.002             | 0.003 | 0.02             | 0.000            | 0.009                         | 0.012                          | 0.010 | 0.000 | 1.20                                             | 98% caolinita; 2% quartzo                  |
|                          | 2      | 45.22            | 38.06                          | 0.18                           | 0.028 | 0.037 | 0.023             | 0.037 | 0.02             | 0.000            | 0.022                         | 0.000                          | 0.000 | 0.000 | 1.19                                             | 98% caolinita; 2% quartzo                  |
|                          | 3      | 44.70            | 38.14                          | 0.21                           | 0.024 | 0.069 | 0.024             | 0.048 | 0.02             | 0.009            | 0.013                         | 0.000                          | 0.000 | 0.000 | 1.17                                             | 100% caolinita                             |
| MANAUS-ITACOATIARA       |        |                  |                                |                                |       |       |                   |       |                  |                  |                               |                                |       |       |                                                  |                                            |
| SG-437                   | 1      | 47.26            | 39.49                          | 0.58                           | 0.008 | 0.000 | 0.033             | 0.000 | 0.02             | 0.010            | 0.030                         | 0.000                          | 0.000 | 0.000 | 1.19                                             | 100% caolinita; <1% quartzo                |
|                          | 2      | 45.20            | 37.62                          | 0.54                           | 0.035 | 0.000 | 0.023             | 0.000 | 0.30             | 0.000            | 0.000                         | 0.027                          | 0.000 | 0.107 | 1.20                                             | 96% caolinita; 4% muscovite-illite         |
| SG-444                   | 1      | 45.29            | 39.84                          | 0.58                           | 0.031 | 0.031 | 0.058             | 0.000 | 0.02             | 0.950            | 0.070                         | 0.000                          | 0.000 | 0.000 | 1.14                                             | 98% caolinita; 2% gibbsita                 |
|                          | 2      | 48.09            | 39.22                          | 0.88                           | 0.023 | 0.047 | 0.037             | 0.000 | 0.08             | 0.010            | 0.000                         | 0.009                          | 0.000 | 0.082 | 1.23                                             | 100% caolinita                             |
|                          | 3      | 46.71            | 39.21                          | 0.75                           | 0.027 | 0.032 | 0.048             | 0.010 | 0.23             | 0.000            | 0.020                         | 0.007                          | 0.000 | 0.000 | 1.19                                             | 98% caolinita; 2% illite-muscovita         |
| BR-010/RIO CAPIM         |        |                  |                                |                                |       |       |                   |       |                  |                  |                               |                                |       |       |                                                  |                                            |
| RC-02                    | 1      | 46.73            | 38.07                          | 1.01                           | 0.023 | 0.004 | 0.045             | 0.000 | 0.03             | 0.130            | 0.040                         | 0.081                          | 0.147 | 0.000 | 1.23                                             | 99.5 % caolinita; 0,5% quartzo             |
|                          | 2      | 47.68            | 38.95                          | 0.67                           | 0.036 | 0.030 | 0.000             | 0.000 | 0.05             | 0.300            | 0.020                         | 0.003                          | 0.000 | 0.121 | 1.22                                             | 98.5 % caolinita; 1.5% quartzo             |
| JZ-67/02                 | 1      | 45.53            | 39.21                          | 0.65                           | 0.063 | 0.041 | 0.047             | 0.000 | 0.02             | 1.330            | 0.520                         | 0.000                          | 0.000 | 0.044 | 1.18                                             | 98% caolinita; 1,3% anatásio; 1,2% fosfato |
|                          | 2      | 46.49            | 40.01                          | 0.43                           | 0.043 | 0.023 | 0.022             | 0.023 | 0.04             | 1.600            | 0.310                         | 0.042                          | 0.100 | 0.000 | 1.18                                             | 99% caolinita; 1,6% anatásio; 0,7% fosfato |
|                          | 3      | 42.45            | 38.90                          | 0.71                           | 0.052 | 0.039 | 0.050             | 0.000 | 0.03             | 1.350            | 0.140                         | 0.055                          | 0.038 | 0.068 | 1.09                                             | 99% caolinita; 1,3% anatásio               |

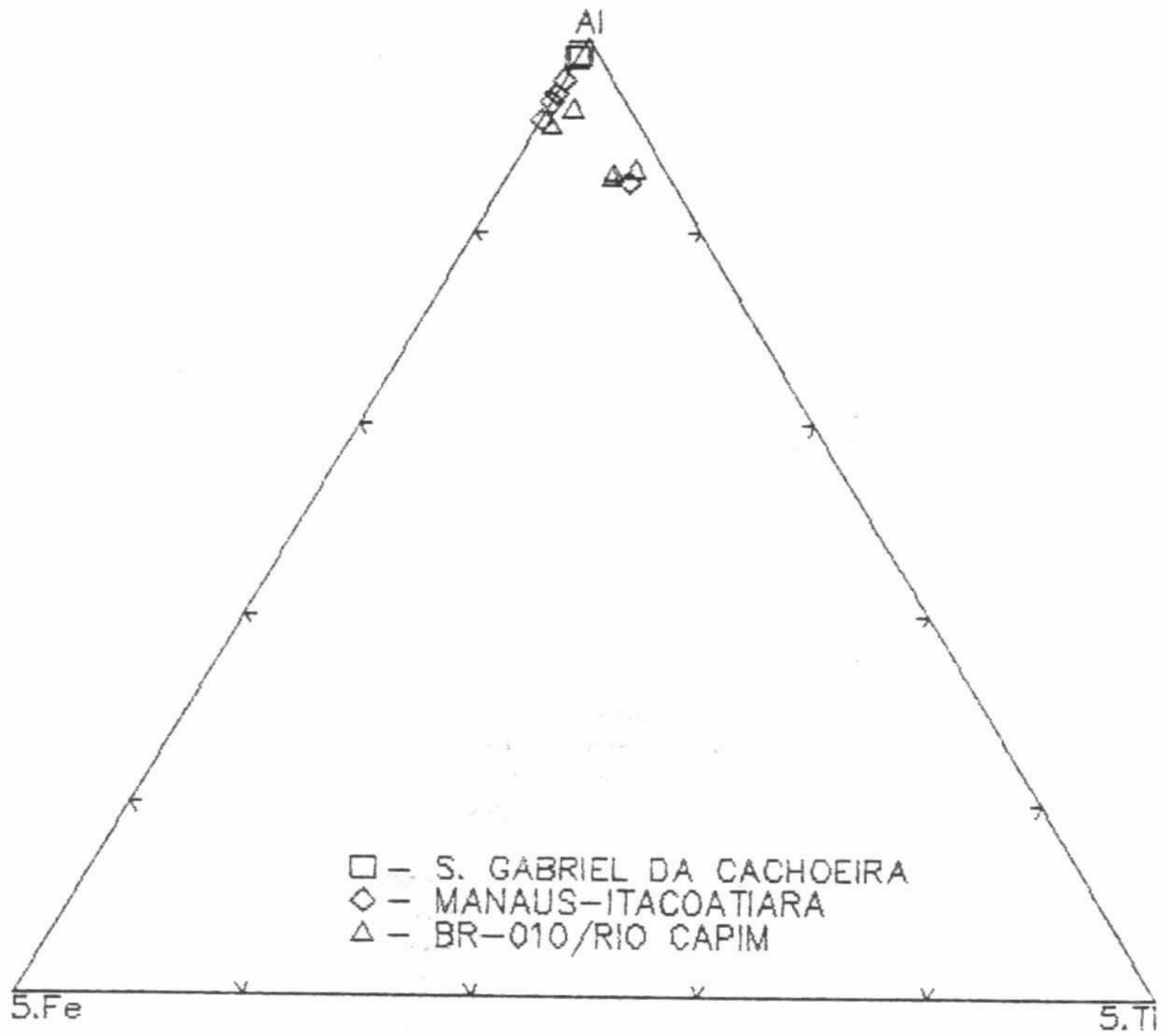


Figura 1 - Composição molar das caolinitas dos depósitos dos caulins estudados.

## CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DE CAULINS DA AMAZÔNIA

ELIAS LEÃO MORAES - *Centro de Geociências/UFPA, Belém/PA*

JOSÉ ANTONIO DA SILVA SOUZA - *Centro Tecnológico/UFPA, Belém/PA*

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências/UFPA, Belém/PA*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - Grande parte do caulim produzido no mundo (22,4 milhões de toneladas) destina-se a indústria de papel, e dentro desse setor, cerca de 6,5 milhões de toneladas tiveram aplicação como material de recobrimento (coating) e 4,5 milhões como material de preenchimento (filler), e a outra metade destinou-se a indústria da borracha, plásticos, tinta, cerâmica, cimento, medicina, etc.

Os depósitos gigantes são privilégio de apenas 4 países: EUA, CEI (ex URSS), Inglaterra e Brasil. Destacam-se ainda no cenário mundial com depósitos de menor porte, Alemanha, Austrália, Coreia do Sul, França, Espanha, Indonésia, China e Malásia. As reservas mundiais de caulim são bastante confortáveis, sendo da ordem de 12 bilhões de toneladas, distribuídas principalmente pelos EUA (29,3 %), CEI (18,2 %), Inglaterra (15,1 %) e Brasil (10,7 %).

A produção mundial de caulim em 1987 atingiu o patamar de 22,4 milhões de toneladas, com liderança destacada para os EUA (8,0 milhões de toneladas ou 35,75 % do total), e significativas produções da Inglaterra e da CEI (ex URSS), ambas da ordem de 3 milhões de toneladas. O Brasil situou-se em quinto lugar mas com apenas 661.000 toneladas produzidas ou 2,95% da produção mundial.

Embora o caulim tenha distribuição mundial os caulins para fins nobres tem distribuição errática. Na Amazônia estão grande parte das reservas de caulim do Brasil. Em lavra encontram-se as jazidas do Morro do Felipe e futuramente as do Rio Capim. Com o intuito de avaliar as perspectivas de outros depósitos nessa região, foram investigadas as propriedades tecnológicas dos depósitos de São Gabriel da Cachoeira e Manaus-Itacoatiara, cujos resultados são apresentados neste trabalho.

**METODOLOGIA** - Consistiu de: análise

granulométrica para determinar o teor de caulim na fração menor que 37  $\mu\text{m}$ ; análise química dos elementos maiores:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  por absorção atômica,  $\text{SiO}_2$  por gravimetria e  $\text{TiO}_2$  por colorimetria, em amostras representativas do caulim para fins de caracterização tecnológica; difração de raios-X (DRX), para a identificação dos minerais e para obter parâmetros cristaloquímicos que ajudaram na caracterização da mineralogia e do grau de cristalização do argilomineral; espectroscopia de infravermelho (IV), para auxiliar a determinação da cristalinidade da caolinita; análise térmica diferencial (ATD), para verificação das transformações mineralógicas do argilomineral e determinação da viscosidade para verificar a quantidade de defloculante necessário para se obter a viscosidade mínima desses caulins.

**RESULTADOS** - As análises químicas das várias frações obtidas nos caulins de São Gabriel da Cachoeira e Manaus-Itacoatiara, mostram que a fração menor que 37  $\mu\text{m}$  desses depósitos de caulim apresentam teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  muito semelhantes entre si, enquanto que  $\text{K}_2\text{O}$  apresenta teores mais elevados em São Gabriel da Cachoeira que em Manaus-Itacoatiara, devido a presença de maior quantidade de muscovita nesse caulim. Essas análises mostram ainda que os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e a perda ao fogo aumentam com a diminuição da granulometria. Já o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e o  $\text{TiO}_2$  apresentam geralmente seus maiores teores no intervalo de 340 a 76  $\mu\text{m}$  (Figura 1).

As análises granulométricas desses caulins, indicam que o de Manaus-Itacoatiara apresenta mais de 70 % de passante na fração menor que 37  $\mu\text{m}$ , enquanto que em São Gabriel da Cachoeira esse teor é inferior a 60 %. Isto ocorre devido a maior quantidade de quartzo em São Gabriel da Cachoeira, fato confirmado pela

difração de raios-X. O argilomineral é essencialmente caolinita.

A cristalinidade da fração menor que 37  $\mu\text{m}$  dos caulins de São Gabriel da Cachoeira e Manaus-Itacoatiara, calculado através de difração de raios-X (Figura 2), pelo método de Hincley (1954) e Range et al. (1969) apud Thorez (1976), é de 1.03 para a caolinita de São Gabriel da Cachoeira e 1.35 para a de Manaus-Itacoatiara, ou seja a caolinita de Manaus-Itacoatiara apresenta grau de cristalinidade superior a de São Gabriel da Cachoeira, fato comprovado pela análise térmica diferencial que inclusive revela a presença de dickita em São Gabriel da Cachoeira (Figura 3).

A viscosidade da fração menor que 37  $\mu\text{m}$  dos caulins de São Gabriel da Cachoeira e Manaus-Itacoatiara, mostra que para o caulim de Manaus-Itacoatiara é necessário um mínimo de 0,03 g/ton. de defloculante para se obter a viscosidade mais baixa, enquanto que para o caulim de São Gabriel da Cachoeira não foi possível obter esse mínimo provavelmente devido a presença de quartzo muito fino nessa fração, levando a crer que o mesmo seja o responsável pela elevada viscosidade. Pode-se no entanto, de acordo com o resultado obtido usar

para esse caulim a mesma quantidade determinada para o caulim de Manaus-Itacoatiara.

**CONCLUSÕES** - As análises das características químicas e das propriedades físicas do caulim de São Gabriel da Cachoeira quando comparadas com as propriedades descritas por Souza Santos, (1975) para os caulins de Sacomã (SP) e Camaçari (BA), mostram que o caulim de São Gabriel da Cachoeira não é indicado para as indústrias de papel, tinta e borracha, mas tem boa qualidade para as indústrias cerâmica e de porcelana, devido a presença de quartzo de granulação muito fina que é fator importante para a indústria cerâmica como meio vitrificante. Já os resultados obtidos para o caulim de Manaus-Itacoatiara quando confrontados com os determinados por Halward et al., (1977) para o caulim do Morro do Felipe, e os encontrados por Hurst & Bósio, (1975) e Souza et al., (1988) para o caulim do Rio Capim indicam que o mesmo, pela fácil eliminação do  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  que se concentram na fração de intervalo de 340 a 76  $\mu\text{m}$  e o alto teor de caolinita (> 70%) obtido na fração abaixo de 37  $\mu\text{m}$ , pode ser aproveitado nas indústrias de papel, borracha, tinta, etc., principalmente como material de preenchimento (filler).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HALWARD, A.; SANCHEZ, C.; OLIVEIRA, A.P. 1977. Comparação entre algumas propriedades físico-químicas do caulim Amazon 88 e de outros caulins. Rev. Bras. Tecnol., 8: 83-95.
- HURST, V.J. & BÓSIO, N.J. 1975. Rio Capim kaolin deposits, Brazil. Econ. Geol., 70 (5): 990-992.
- SOUZA SANTOS, P. 1975. Tecnologia de argilas: aplicado as argilas brasileiras. São Paulo, Edgar Blucher, Editora da Universidade de São Paulo. v.2. 802p.
- SOUZA, J.A.; PÖLLMANN, H.; SCHWAB, R.G. 1988. Mineralogische und keramische Charakterisierung von Kaolinen aus Pará/N-Brasilien. Fortschritte Mineralogie, 66 (1):21.
- THOREZ, J. 1976. Practical identification of clay minerals. Belgique, G. Lelotte. 90p.

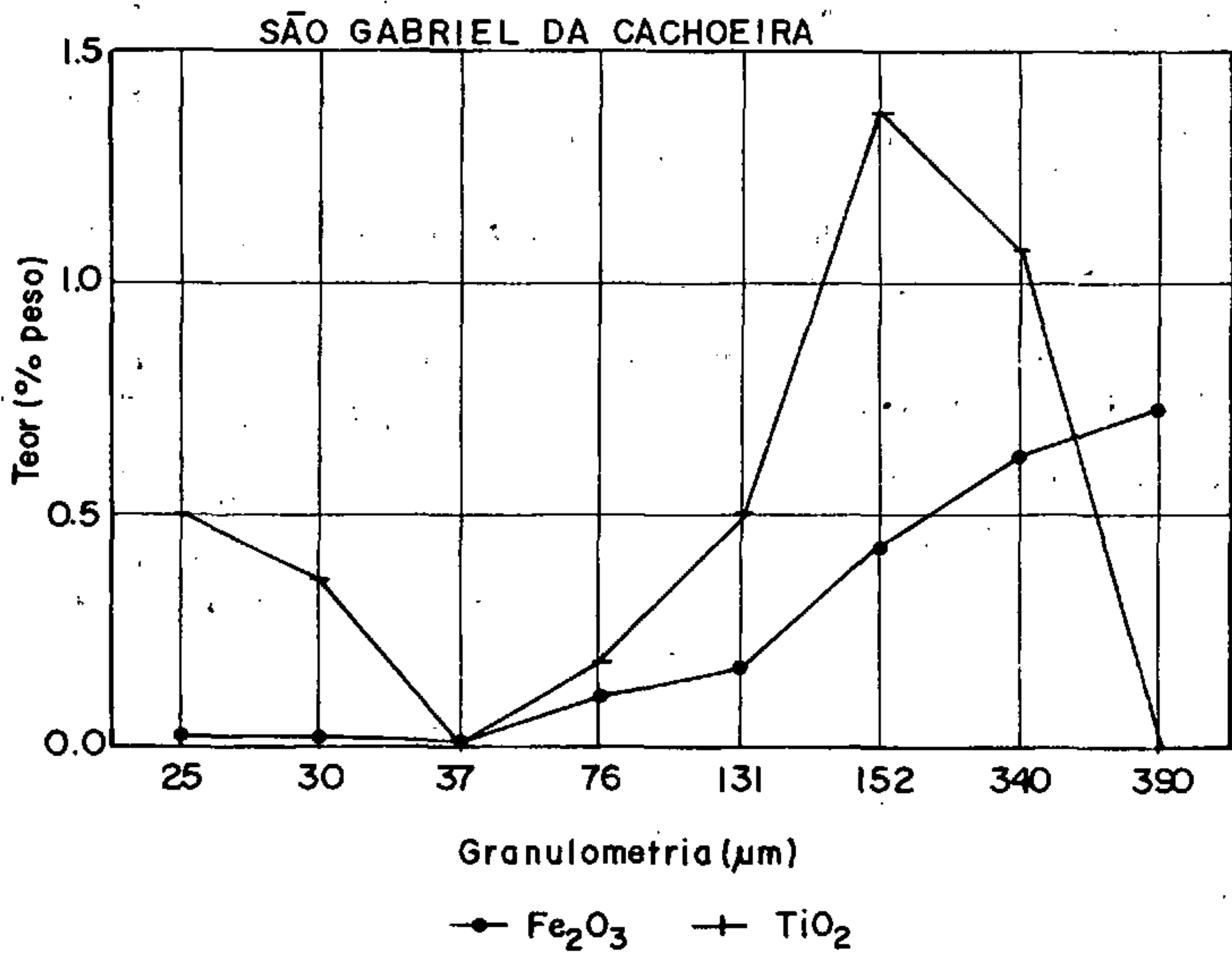
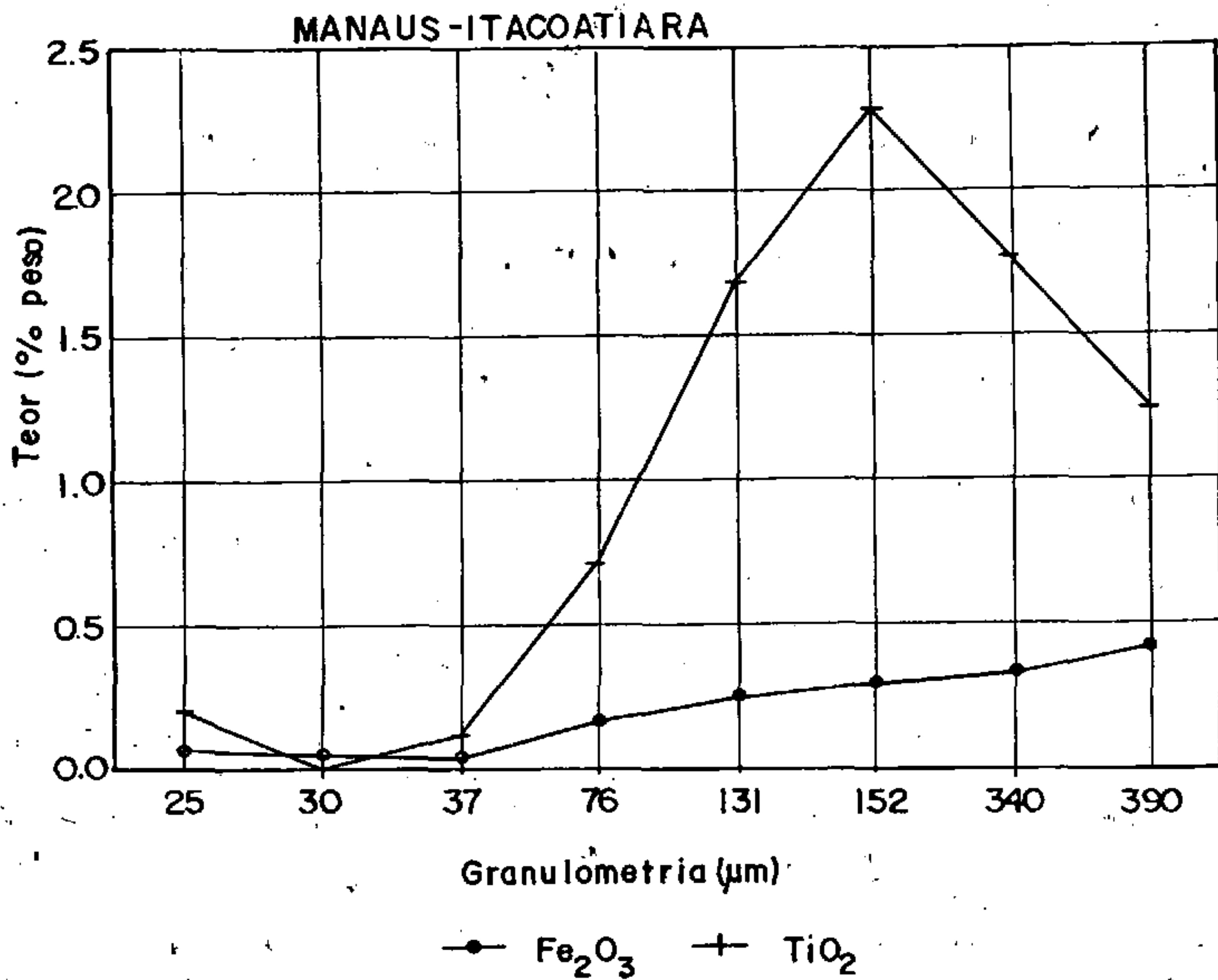


Figura 1 - Distribuição do Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> nos caulins de São Gabriel da Cachoeira e Manaus-Itacoatiara.

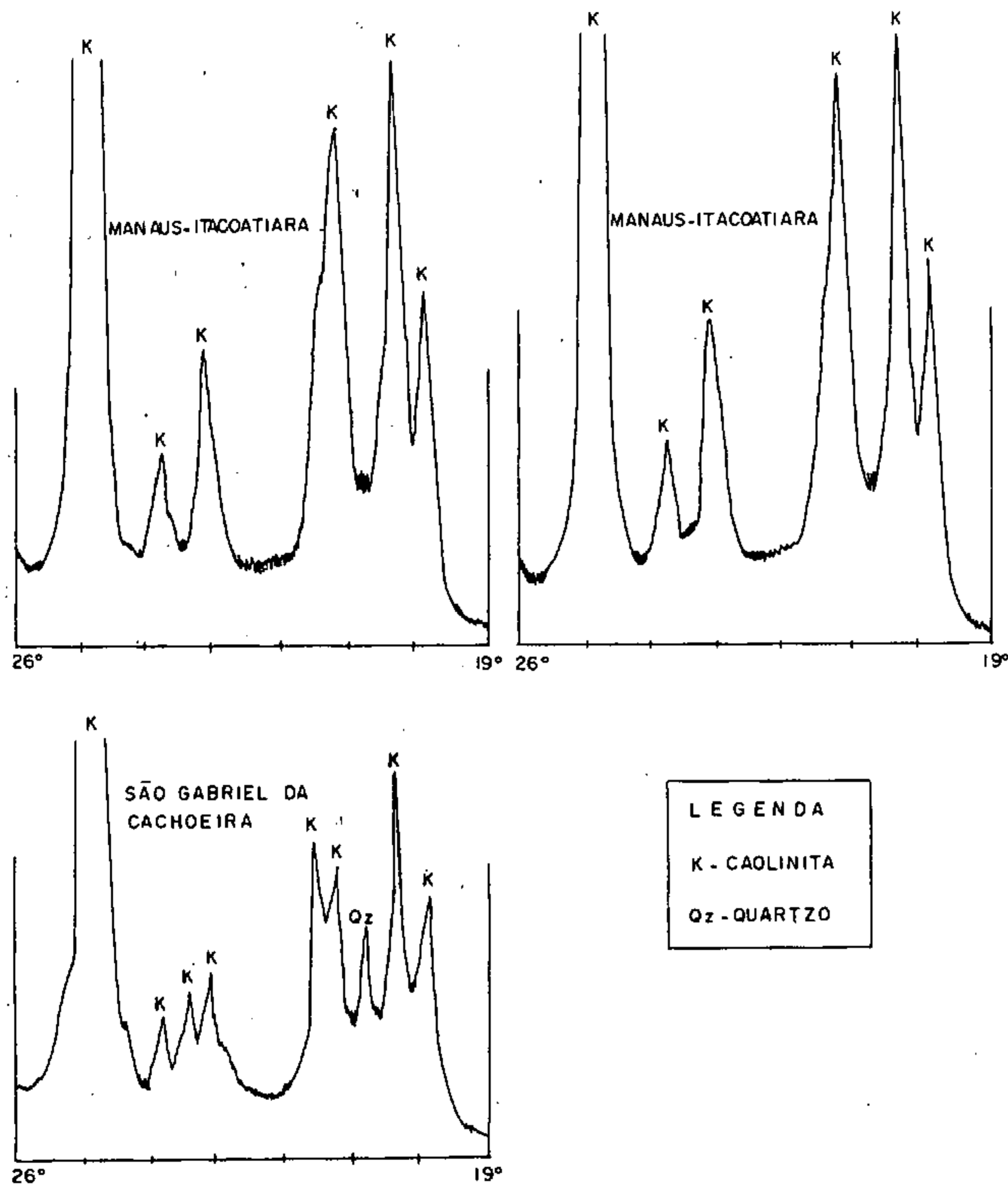


FIGURA 2 - DIFRAÇÃO DE RAIOS-X DA FRAÇÃO <math>< 37\mu\text{m}</math> DOS CAULINS DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA E MANAUS-ITACOATIARA.

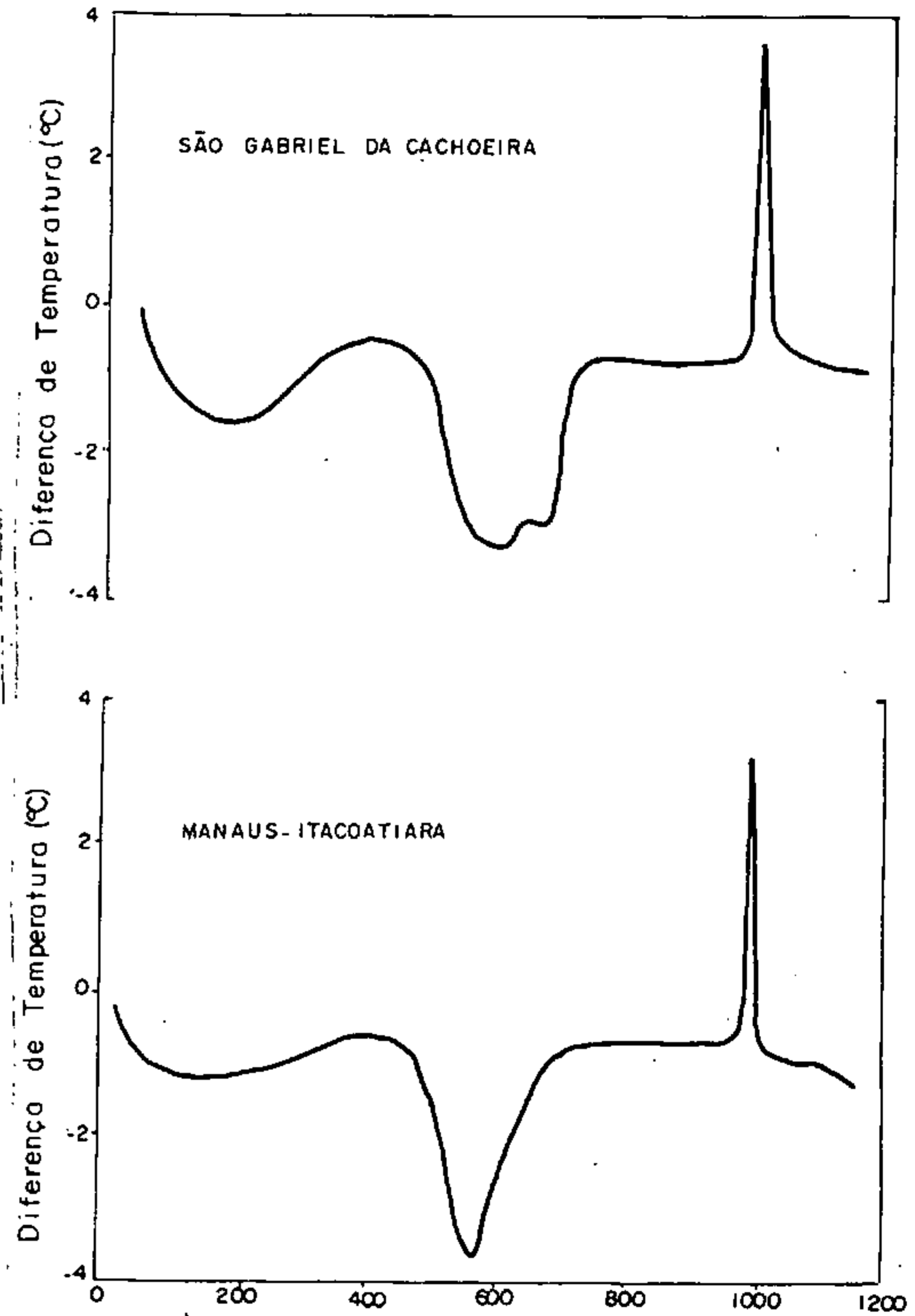


FIGURA 3 - ANÁLISE TÉRMICA DIFERENCIAL (ATD) DA FRAÇÃO <math>< 37\mu\text{m}</math> DOS CAULINS DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA E MANAUS - ITACOATIARA.

# SEDIMENTOLOGIA ESTRATIGRAFIA PALEONTOLOGIA

## NOVOS DADOS SOBRE ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DOS SEDIMENTOS BARREIRAS, NE DO PARÁ

MITSURU ARAI - CENPES/PETROBRÁS

WERNER TRUCKENBRODT - Universidade Federal do Pará

AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA - Universidade Federal do Pará

ANA MARIA GÓES - Universidade Federal do Pará

DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI - Museu Paraense Emílio Goeldi

**INTRODUÇÃO** - Por muito tempo, o ambiente deposicional do Grupo Barreiras no nordeste do Pará foi interpretado como sendo exclusivamente continental. Entretanto, Rossetti (1988), Arai et al. (1988) e Rossetti et al. (1989, 1990) mostraram, com base no estudo de estruturas sedimentares e palinomorfos, a forte influência marinha na sedimentação Barreiras. A análise palinológica forneceu também importantes informações estratigráficas que sugerem, pelo menos em parte, uma idade miocênica para o Grupo Barreiras.

O objetivo deste trabalho é apresentar novos dados palinológicos sobre o Grupo Barreiras e contribuir, desta maneira, na definição da idade e do paleoambiente desta unidade, dando continuidade ao estudo de Arai et al. (1988).

**ASPECTOS GEOLÓGICOS** - O Grupo Barreiras é constituído por duas unidades siliciclásticas separadas por uma inconformidade. A parte inferior mostra forte influência marinha com a presença das fácies de planícies de lama, lama/areia e de canais de maré, não apenas na zona próxima à atual linha de costa como também continente adentro - como sugerido por Rossetti et al. (1989, 1990) - até ao sul da linha Castanhal-Capanema. Onde o contato inferior com os carbonatos da Formação Pirabas está exposto, este é caracterizado por apresentar uma zona pouco espessa de camadas concordantes. A porção superior do Grupo Barreiras, que é regressiva, contém elementos faciológicos fluviais e feições geradas por fluxos gravitacionais.

O Grupo Barreiras é, às vezes, sobreposto por uma crosta ferruginosa de idade provavelmente pleistocênica (Costa, 1991) ou mais frequentemente por um paleopavimento rudáceo, oriundo do desmantelamento da crosta.

**AMOSTRAS ESTUDADAS** - As amostras (24) para a análise palinológica constituem-se de folhelhos cinza a negros da parte inferior do Grupo Barreiras que foram coletadas nos perfis das localidades Quarenta do Mocoóca, Aricuru, Ponta do Marco, Salinópolis, Atalaia e Outeiro situadas, com exceção desta última, na zona costeira do Pará.

### PALINOLOGIA

#### Generalidades

As amostras apresentaram uma predominância de palinomorfos continentais, principalmente fungos, os pólenes *Zonocostites ramonae* e *Psilatricolporites crassus*, o esporo *Verrucatosporites usmensis* e diversos tipos de outros esporos monoletes verrucosos. Em menor percentagem ocorrem palinomorfos marinhos (microforaminíferos e dinoflagelados) e algas de água doce.

#### Palinoestratigrafia

Os palinomorfos do Grupo Barreiras (parte inferior) com relevância estratigráfica estão apresentados na tabela I.

Os pólenes *Crassoretitriletes vanraadshooveni* e *Retitricolpites amapaensis*, encontrados em amostras de Outeiro e Atalaia/Quarenta de



Mocoóca, respectivamente, sugerem idade miocênica para a parte inferior do Grupo Barreiras embora, segundo Lorente (1986), ambas as espécies ocorram também em estratos mais jovens (Tab.1). Por outro lado, várias amostras apresentaram palinórfos tradicionalmente considerados como sendo de idade eocênica a oligocênica como *Anacolosidites cf. luteoides* e *Punctodiporites harrisii*. Entretanto, a amplitude cronoestratigráfica destas espécies é contestável devido aos sedimentos Barreiras encontrarem-se sobrepostos à Formação Pirabas do Mioceno inferior (Aquitano). O cronointervalo maior desses palinórfos poderia significar que a deposição Barreiras tivesse seu início já no Eomioceno.

#### Importância paleoambiental

O predomínio de *Psilatricolporites crassus* e *Zonocostites ramonae* em quase todas as amostras denota a significativa contribuição detrítica da vegetação costeira do tipo mangue. Evidências marinhas na sedimentação Barreiras são forneci-

das por dinoflagelados e/ou microforaminíferos, cuja distribuição diferenciada pode indicar uma variação de biofácies no ambiente marinho costeiro. A presença significativa de palinórfos derivados de algas dulciaquícolas como *Botryococcus* spp., *Ovoidites* spp., *Chomotriletes* spp. e *Pediastrum* spp. atesta influxo de águas continentais.

**CONCLUSÕES** - Os dados palinológicos deste trabalho reforçam a interpretação estratigráfica de Arai *et al.* (1988) admitindo, em geral, idade miocênica para a parte inferior do Grupo Barreiras; não descartam a possibilidade da deposição ter-se iniciado já no Eomioceno.

A presença de palinórfos tanto continentais como marinhos sugere, de um modo geral, um ambiente costeiro para a parte inferior dos sedimentos Barreiras. O predomínio de *Psilatricolporites crassus* e *Zonocostites ramonae* atesta a presença de manguezais, possivelmente relacionados a um sistema estuarino (Rossetti *et al.*, 1990) ou lagunar.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, D.F. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, 2: 738-752.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Rev. Bras. Geoc., 21: 146-160.
- LORENTE, M.A. 1986. Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Dissertationes Botanicae, 99. Berlin, J. Cramer/ Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung. 225 p.
- MULLER, J.; DI GIACOMO, E.; VAN ERVE, A.W. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. AASP Contributions Series, 19: 7-76.
- REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. 1974. Palinologia dos sedimentos mesoceno-zóicos do Brasil (I). Boletim Técnico PETROBRÁS, 17 (3): 177-191.
- ROSSETTI, D.F. 1988. Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no nordeste do Pará. CNPq - Aperfeiçoamento Científico. Relatório final, 84 p.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Sér. Ciênc. Terra. 1(1): 25-74.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Sér. Ciênc. Terra. 2: 17-29.
- SALARD-CHEBOLDAEF, M. 1979. Palynologie maestrichtienne et tertiaire du Cameroun. Etude qualitative et repartition verticale des principales especes. Review Palaeobotany Palynology, 28 (3/4): 365-388.
- WILLIAMS, G.L. & BUJAK, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: BOLLI, H.M.; SAUNDERS, J.B.; PERCHNIELSEN, K. Plankton Stratigraphy. Cambridge, Cambridge University Press, p. 847-964.

| CRONOESTRAT. |           |        |           |         |          |             | TAXON                                     |
|--------------|-----------|--------|-----------|---------|----------|-------------|-------------------------------------------|
| CRETACEO     | PALEOCENO | EOCENO | OLIGOCENO | MIOCENO | PLIOCENO | QUATERNARIO |                                           |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Anacolosidites cf. luteoides</i>       |
|              |           |        |           | ▨       |          |             | <i>Bombacacidites baculatus</i>           |
|              | ▨         |        |           |         |          |             | <i>Bombacacidites</i> spp.                |
|              | ■         |        |           |         |          |             | <i>Corsinipollenites undulatus</i>        |
|              |           |        |           | ■       |          |             | <i>Crassoretitriletes vanraadshooveni</i> |
|              | ▨         |        |           |         |          |             | <i>Crototricolpites</i> spp.              |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Echiperiporites estelae</i>            |
|              |           |        |           | ▨       |          |             | <i>Echitricolporites maristellae</i>      |
|              |           |        |           | ■       |          |             | <i>Fusiformisporites pseudocrabbii</i>    |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>         |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Lingulodinium machaerophorum</i>       |
|              |           |        | ▨         |         |          |             | <i>Magnastriatites grandiosus</i>         |
|              |           |        |           | ▨       |          |             | <i>Multimarginites vanderhammeni</i>      |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Perisyncolporites pokomyi</i>          |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Polysphaeridium zoharyi</i>            |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Psilastephanocolporites fissilis</i>   |
|              |           |        |           | ■       |          |             | <i>Psilastephanoporites tesseroporus</i>  |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Psilatricolporites crassus</i>         |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Psilatricolporites operculatus</i>     |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Punctodiporites harrisii</i>           |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Retitricolpites amapaensis</i>         |
|              |           | ■      |           |         |          |             | <i>Retitricolporites amazonensis</i>      |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Retitricolporites guianensis</i>       |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Retitricolporites irregularis</i>      |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Striatricolpites catatumbus</i>        |
|              |           |        |           | ■       |          |             | <i>Tuberculodinium vancampoae</i>         |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Verrucatosporites usmensis</i>         |
|              |           | ▨      |           |         |          |             | <i>Zonocostites ramonae</i>               |

## LEGENDA

- REGALI et al. 1974
- ▨ SALARD-CHEBOLDAEFF 1979
- ▬ WILLIAMS & BUJAK 1985
- ▤ LORENTE 1986
- ▧ MULLER et al. 1987

Tabela 1. Distribuição estratigráfica de palinomorfos encontrados nos Sedimentos Barreiras

## CONTRIBUIÇÃO À SEDIMENTOLOGIA DAS PRAIAS DO BAIXO RIO NEGRO/AM

**M.A.G. BRITO** - Aluno e Bolsista de Iniciação Científica, CNPq

**G.K. COUTINHO** - Aluno do Curso de Geologia da Universidade do Amazonas

**Z.O. CRUZ** - Aluno e Bolsista de Iniciação Científica, CNPq

**R. MAGALHÃES** - Aluno do Curso de Geologia da Universidade do Amazonas

**E. FRANZINELLI** - Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho apresenta os resultados do Projeto "O Quaternário do Baixo Rio Negro" desenvolvido pelo Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas, com a colaboração de bolsistas de Iniciação Científica e alunos da disciplina "Sedimentologia". Esta investigação objetiva estudar os mecanismos que contribuem para a formação das praias no Baixo Rio Negro.

Duas praias são consideradas: a Praia Grande a cerca de 70 km de Manaus, na margem direita do rio, a Praia da Ponta Negra, na margem esquerda, a cerca de 15 km do centro de Manaus (Fig. 1). O Rio Negro é um dos maiores afluentes do Rio Amazonas, tendo descarga líquida média anual de 30.000 m<sup>3</sup>/seg. Atinge a largura máxima de 20 km a montante da Praia Grande, onde ocorre o Arquipélago das Anavilhanas, com mais de 500 ilhas. No seu baixo curso está correndo em uma falha (Franzinelli & Igreja, 1990). As suas margens estão esculpidas nos depósitos clásticos, vermelhos da Formação Alter do Chão, de idade cretácica, que em alguns trechos formam verdadeiras falésias. Na base dessas falésias, devido à erosão das águas do rio aliada a atividade das águas das chuvas, desenvolvem-se estreitas faixas de praias, encobertas pelas águas do rio durante a épocas de enchente.

O clima da região é do tipo quente e úmido, correspondendo na classificação de Koppen (1948) ao clima AM, com temperaturas variáveis entre 26 a 29°C e pluviosidade anual de até 3000 mm. As águas do Rio Negro apresentam pH ácido, que influe na composição mineralógica das partículas dessas praias (Potter & Franzinelli, 1985). Os ventos predominantes são ventos de nordeste.

**CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS E GEOMORFOLÓGICAS DAS PRAIAS** - A

Praia Grande, com comprimento de cerca de 12 km (Fig. 1), desenvolve-se na margem direita do Rio Negro, em forma de semi-lua. A faixa praial apresenta largura máxima em torno de 100 metros na época de seca. A pós-praia é limitada, na parte central, por um lago, comprido e estreito, alimentado exclusivamente durante as enchentes por um igarapé localizado na parte norte. Ao sul a faixa arenosa, que em alguns trechos de topografia plana passa a ser "igapó", é limitada por afloramentos de arenitos silteargilosos com grânulos da Formação Alter do Chão, que formam pequenas falésias. O levantamento da topografia desta praia mostrou que a inclinação é variável de 2° (próximo ao nível da água) a 13°, na pós-praia, onde alcança altura máxima de 16 m acima do nível da água. A inclinação é mais ou menos constante, quebrada em sua parte média pela ocorrência de "panelas de deflação", cavidades elipsoidais com cerca de 60 cm de profundidade e 2 metros de diâmetro, formadas pela ação do vento.

A Praia da Ponta Negra, com comprimento de cerca de 2 km e largura média de 70 m, é localizada na margem esquerda do Rio Negro, a 15 km do centro de Manaus; apresenta-se sempre limitada por afloramentos areno-silte-argilosos de cor branca e/ou amarelada, da Formação Alter do Chão. Apresenta inclinação constante de cerca de 7° e altura máxima de 8 m acima do nível da água na estação seca. Localmente podem-se desenvolver cordões de 2 ou 3 cm de altura, paralelos à linha de costa. É completamente encoberta pelas águas do rio durante as estações de chuvas.

**CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS** - Amostras de areias coletadas ao longo de perfis perpendiculares à linha de costa foram submetidas à análises granulométricas de acordo com a escala de

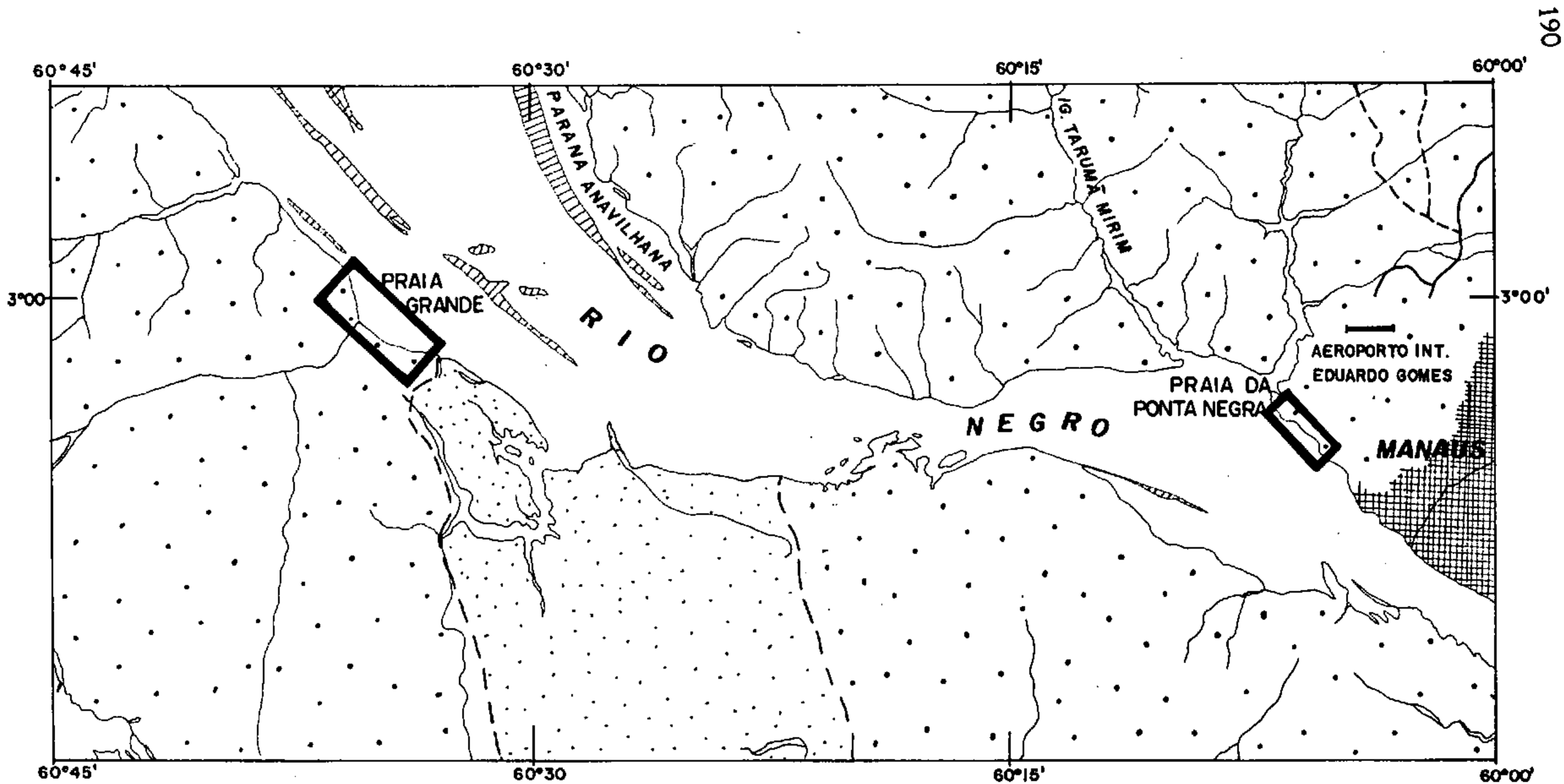
Wentworth. Os parâmetros estatísticos foram calculados segundo as fórmulas de Folk and Ward (1957). Os parâmetros estatísticos (mediana e desvio padrão) foram calculados segundo as fórmulas de Folk & Ward (1957). Os valores da mediana (Fig. 2-a) mostram que as areias dessas praias são médias, com exceção das do perfil 1 que são grossas. Este perfil está localizado na parte norte da Praia Grande, na margem do igarapé que corta a linha da praia, e as areias estão capeando argilas vermelhas da Formação Alter do Chão. Os valores dos perfis 2 e 3 mostram que os tamanhos das partículas vão diminuindo com o aumento da distância do nível da água. No perfil 5, que representa a Praia da Ponta Negra, o diâmetro das partículas variam dentro da classe de areia média. Os valores do desvio padrão (Fig. 2-b), mostram que a maioria das amostras apresenta-se de bem selecionadas a moderadamente selecionadas. No perfil 4 os

sedimentos próximo à linha da água, até 50 metros são muito bem selecionados, mudando bruscamente para selecionamento pobre, justificado pelo acréscimo de grãos provenientes da erosão atual do barranco da Formação Alter do Chão, que limita este trecho da praia. Nos perfis 2 e 3 os valores do desvio padrão vão melhorando com o afastamento da costa. Isso poderia indicar o retrabalhamento pelo vento, visto que essa porção de praia nunca é atingida pelas águas do rio. No perfil 5, parece que a água tem particular influência no selecionamento das areias.




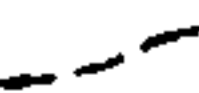
**CONCLUSÕES** - 1. Trabalhos de campo e de laboratório nas praias consideradas permitiram destacar areias de "dunas eólicas" na Praia Grande. 2. A proveniência das areias parece estar ligada sobretudo à alteração e desagregação dos depósitos da Formação Alter do Chão.

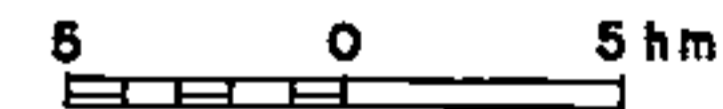
#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H.L.S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. VI Simp. Bras. Sens. Rem. Anais, vol. 3, p. 641-648.
- POTTER, P.E. & FRANZINELLI, E. 1985. Fraction Analysis of modern river sand of Rio Negro and Solimões: Implications for the origin of quartz-rich sandstones. Rev. Bras. Geoc., 15(1): 31-35.



**LEGENDA**

-  DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS
-  FORMAÇÃO SOLIMÕES - CENOZÓICO
-  FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO - CRETÁCICO
-  CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO



**FIG.1- MAPA DE LOCALIZAÇÃO**

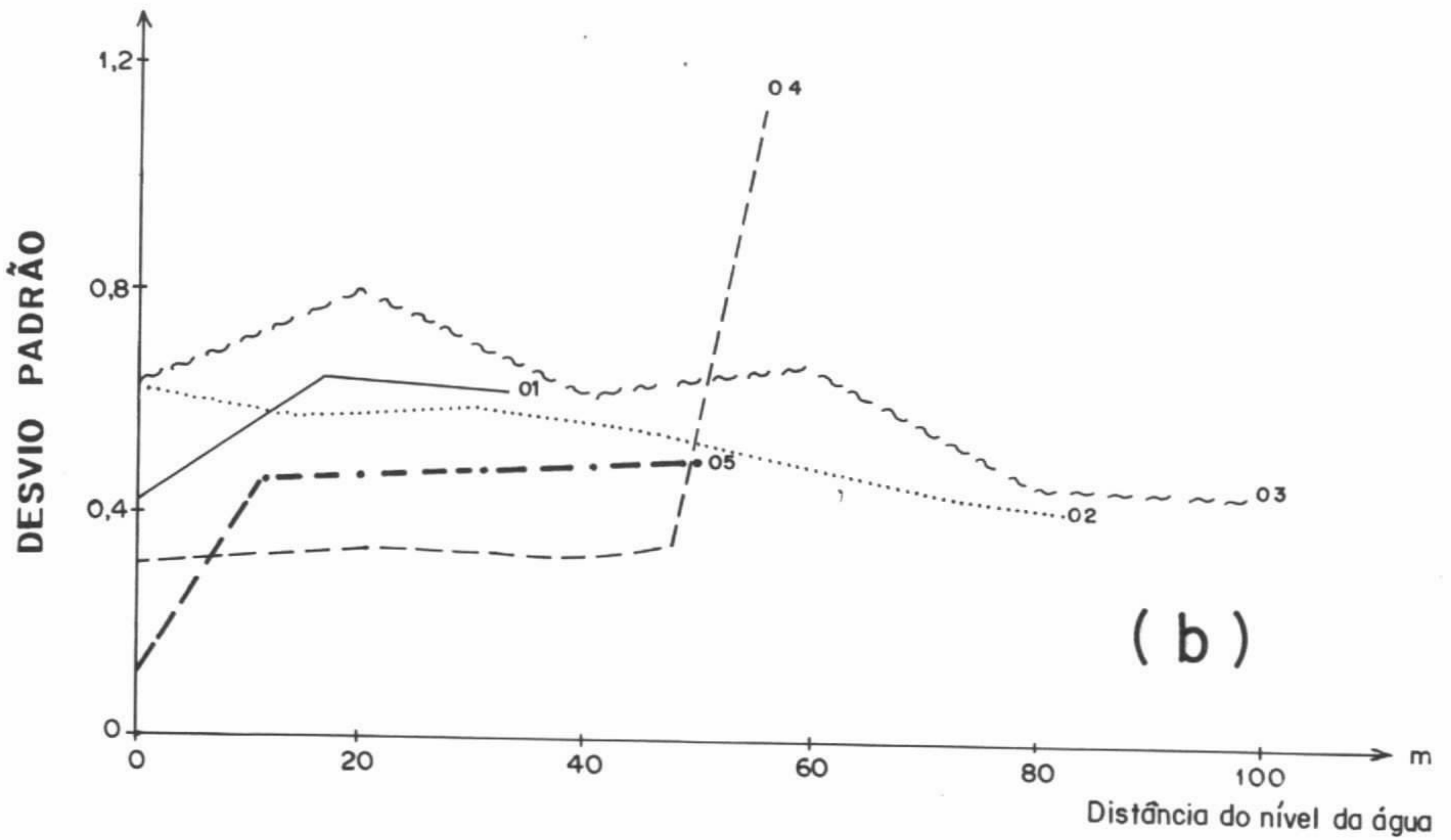
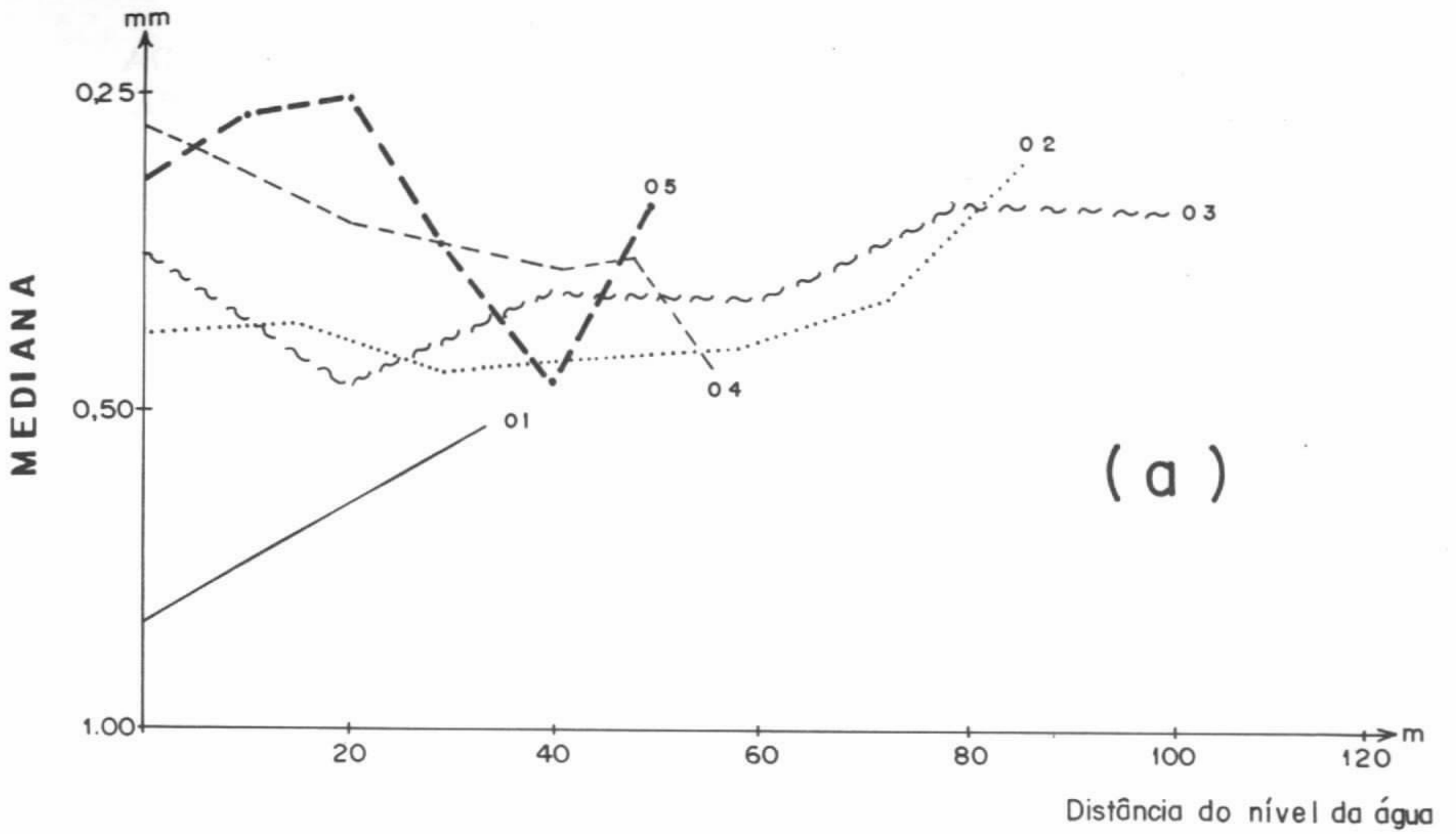


FIGURA 2

: Gráficos da variação dos valores da mediana e do desvio padrão em função da distância do nível da água nos perfis realizados na Praia Grande (1,2,3,4) e na Praia da Ponta Negra (5).

## CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DO MEMBRO BASAL DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO - UM EXEMPLO DE PLANÍCIE DE MARÉ

NATALINA MARIA TINOCO CABRAL - *Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA*  
LUIS ERCILIO DO CARMO FARIA JUNIOR - *Departamento de Geologia/UFPA*

A Bacia do Parnaíba está localizada na região N-NE do Brasil, abrangendo grandes áreas dos estados do Maranhão e Piauí, com uma área aproximada de 600.000Km<sup>2</sup>. Seu arcabouço tectônico foi desenvolvido a partir do Eopaleozóico (Caputo et al. 1983), sendo considerada do tipo intracratônica ou interior simples do tipo IS (Kingston et al. 1983).

A coluna sedimentar desta bacia é composta em sua maior parte de rochas de idade ordoviciana a cretácea, com uma delgada corbetura do Terciário ou do Quaternário. A Formação Pedra de Fogo representa o Eo-Mesopermiano desta coluna sedimentar. Seu limite estratigráfico inferior é gradativo com os arenitos eólicos da Formação Piauí e o superior é também gradativo com a Formação Motuca.

Faria Jr.(1979) dividiu a Formação Pedra de Fogo em tres membros: Membro Silex Basal, médio e Trisidela (superior). Cabral (1991) também adotou esta divisão, sem conotação estratigráfica formal.

Em linhas gerais, o membro inferior é clástico-químico, o médio eminentemente clástico-fino e o superior volta a um domínio clástico-químico.

Este trabalho apresenta a caracterização litoestratigráfica do membro Inferior da formação, baseando-se em cerca de 13 metros de testemunhos, praticamente contínuos do poço 1-CL-1-MA, e de perfis compostos de outros poços perfurados, pela Petrobrás, na porção oeste da bacia.

Cabral (1991) indentificou 2 litofácies principais neste membro: Carbonato laminado (Cl) e Anidrita nodular (An), as quais se interrelacionam através de contatos gradativos.

A litofacies Carbonato laminado (Cl) possui espessura média de 7,00m, sendo representada por carbonatos dolomíticos, finos, por vezes arenosos. Os carbonatos apresentam alternâncias irregulares de lâminas claras e escuras, milimétri-

cas que representam, possivelmente, intervalos com presença de sedimentos "trapeados" e de matéria orgânica originada de algas. Exibem evidências de silificação, marcadas por níveis milimétricos de silex preto. Fases de exposições periódicas permitiram o aparecimento de gretas de ressecamento e rompimento, formando algumas estruturas do tipo "tepee". Na porção mediana da litofácies, são comuns níveis de conglomerado intraformacionais.

Microscopicamente, apresenta interlaminação de material orgânico e sedimentos terrígenos, indicando natureza de esteiras algais, as quais são filamentosas e "trapeiam" os sedimentos eólicos. Ocorrem ainda "birdseyes" originados, provavelmente, da decomposição da matéria orgânica de esteiras algálicas, produzindo gases aprisionados que geram essas feições ao se liberarem (Shinn, 1968).

A litofácies Anidrita nodular representa um pacote de cerca de 5 metros, constituída por anidrita com pseudomorfos subordinados de gipsita. A Anidrita ocorre sob a forma de pequenos a grandes nódulos e mostra textura de "chinken Wire". Carbonatos interestratificados estão presentes, tanto na base como no topo desta litofácies. Esses carbonatos apresentam finas laminações, desestruturadas pela presença de nódulos de evaporitos. Exibem, ainda, evidências de exposição sub-aérea, comprovada pela presença de gretas de contração e níveis brechados.

Microscopicamente, estes carbonatos são dolomíticos, apresentam finas laminações alternadas de níveis claros e escuros, possivelmente relacionados à esteiras algais. Nos níveis claros há um predomínio de pequenos cristais subedrais de gipsita.

Com base nestas feições descritas acima e nas discussões efetuadas por Cabral(1991), acredita-se que a litofácies Carbonato laminado(Cl) foi depositada no subambiente de supramaré a

intermaré superior, durante períodos de marés de tempestades e sizíguas, intercalados com fases de exposições subaéreas desta parte da planície de maré. Os sedimentos depositados e ressecados nas fases de exposições foram retrabalhados, especialmente por tempestades, formando interclastos (parte mediana da litofacies Cl). Para o topo do membro, o clima tornou-se mais árido, favorecendo uma evaporação mais intensa e propiciando a sedimentação da litofacies Anidrita nodular (An), em um ambiente de supramaré ou "Sabkna Costeira".

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CABRAL, N.M.T., 1991. Estudo Litoestratigráfico do Permocarbonífero da Bacia do Maranhão. Tese de Mestrado. Belém, UFPA - CGG - 152p.
- CAPUTO, M.V., MARQUES, L.F.P., CARVALHO, L.C.A., 1983. Desenvolvimento tectônico das bacias do Amazonas e Parnaíba. Belém. Petrobrás/DENOR. (Relatório interno).
- FARIA JR., L.E.C., 1979. Estudo Sedimentológico da Formação Pedra de Fogo do Permiano - Bacia do Maranhão. Tese de Mestrado. Belém, UFPA - CGG - 57p.
- KINGSTON, D.R., DISHROON, C.P., WILLIAMS, P.A., 1983. Global basin classification system. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. 67 (21):2175-93.
- SHINN, E.A., 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. Sedim. Petrol. 38: 215-223.



## ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> DEPLETION AS A GLACIATION AND BIOTIC EXTINCTION AGENT: THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS GLACIAL EXAMPLES

MÁRIO VICENTE CAPUTO - *Dept. de Geologia-CG/UFPa*

**INTRODUCTION** - This study examines the significant factors that might have triggered the latest Devonian and Early Carboniferous continental glaciations in Western Gondwana (Caputo, 1984; Caputo and Crowell, 1985). It evaluates also the cooling effect on the biota.

Some conditions are necessary for the development of glaciation. The presence of large continental masses near to or in polar regions providing a solid substrate is an especially essential factor for the accumulation of large volumes of ice. However, the mere presence of a continent in polar regions is not enough for ice accumulation. Although polar positioning of land masses exerts a fundamental influence on climate, it does not seem sufficient to explain times of continental polar areas free of ice or glaciation events of short duration. In latest Devonian and in Early Carboniferous time glaciation waxed and waned during less than 1 M.y. in each period, separated by approximately 6-7 M.y. entirely free of icesheets. These two glaciation events constitute an opportunity for studying individually glacial phenomena.

The present study suggests that past glaciations resulted from the combined effect of the past position of the continents at or near the poles and low atmospheric carbon dioxide content (icehouse effect).

### ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> INPUT AND OUTPUT

This section reviews briefly the sources of carbon dioxide present in the atmosphere and the causes of its removal.

The original CO<sub>2</sub> in the air comes from the mantle and crust through magmatism (volcanism and magma-chamber degassing; Gerlach, 1989). Submarine chemical weathering of basic rocks and metamorphism and melting of carbonate-rich rocks in subduction zones are also important sources of CO<sub>2</sub> in the atmosphere (Tardy, 1987). Basic volcanism is most active during the opening and spreading of ocean basins, and

andesitic volcanism is associated with the formation of deep granite plutons in subduction zones. Oxidation of organic matter also releases much CO<sub>2</sub> to the atmosphere.

The main mechanism of CO<sub>2</sub> extraction from the atmosphere and oceans is its net transfer to the biomass through biological activity and its subsequent incorporation to sedimentary rocks. Almost all carbonates and organic carbon found in sedimentary rocks had their origin on the biological activity of organisms.

### THE LATE DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS GLACIATION RECORDS IN WESTERN GONDWANA

Caputo and Crowell (1985) presented direct evidence of the latest Devonian and Early Carboniferous continental glaciations in Western Gondwana. Formations of Late Devonian age with glaciogenic features occur in three wide intracratonic basins in northern Brazil: Solimões (Jaraqui Formation), Amazonas (Curiri Formation), and Parnaíba (Upper Cabeças Formation). The presence of tillites with dispersed, striated, faceted, and polished pebbles, rhythmites with dropstones, exotic boulders, striated pavements, deformed sedimentary rocks and miospores documents a Devonian ice age.

Vavrdová, et al. (1991) identified abundant Late Devonian diamictites from the Cumaná Formation at the Copacabana Peninsula and eastern shore of Lake Titikaka, Northwestern Bolivia and Peru. They correlated also miospores from the Cumaná Formation with the Ashkídah and Tahara formations (Murzuq Basin) from Libya, Djebel Illèrene Formation (Illizi Basin) from Algeria. The author studied samples from this biostratigraphic interval in the A.I-NC 58 wildcat well at the central Murzuq Basin (Libya), near the Algeria and Niger borders. Study results indicate that the Tahara Formation, biostratigraphically equivalent to the Ashkídah Formation, contains diamictite, conglomerate, sandstone and

shale interbeds. The nature of these diamictites was inferred from their rock textures and their position in the same biostratigraphical level as that of the latest Famennian Brazilian tillites.

Other areas in Africa with Late Devonian continental glacial and interglacial deposits are present in Ghana (Accra Basin-Takorodi beds), Niger (Tim Mersoï Basin-Téragh Formation), and South Africa (Karoo Basin-Miller Diamictite).

Mid-Late Tournaisian tillites are also present in Argentina, Bolivia (Reyes, 1972) and Brazil (Parnaíba basin) indicating glacial waxings and wanings (Caputo and Crowell, 1985). The stratigraphic sequence of the Parnaíba Basin has the Longá Formation between tillites of the underlying Upper Cabeças Formation (latest Devonian) and of the overlying Poti Formation (Tournaisian). Both glaciogenic formations include diamictite, shale and thick sandstone beds.

The basal portion of the M'rar Formation (Tournaisian), that overlies the Tahara Formation, in the A.I-NC 58 well in the central Murzúq Basin (Libya), contains also shale and diamictite beds. The glaciogenic rocks are in the same biostratigraphic position as those of the Parnaíba Basin.

**AGE OF THE GLACIAL BEDS** - New Late Devonian diamictite occurrences were identified recently in Peru, Bolivia (Vavrdová et al., 1991) and Libya.

Loboziak et al. (1992) dated glaciogenic beds from Brazil and Vavrdová et al. (1991) dated those from Bolivia as latest Famennian based on the miospore assemblage assigned to the standard interval palynozone LE and LN, equivalent to the *praesulcata* Conodont Zone. The most characteristic miospores are *Aratrisporites saharaensis*, *Retispora lepidophyta*, *Rugospora bricei*, *R. radiata*, *Spelaeotriletes granulatus*, *S. obtusus*, *S. resolutus*, *Vallatisporites hystricosus* and *Knoxisporites literatus*. The presence of *S. obtusus* and *S. resolutus* in the tillites suggests that they belong to an undifferentiated LE-LN "Zone" (Loboziak et al., 1992). These beds correspond to the upper IIf regression of Johnson et al. (1985).

If the geographic distribution of tillite in Western Gondwana is considered, then a Late Devonian South pole position can be inferred for

an area close to present day Rio de Janeiro and São Paulo state shorelines.

Early Carboniferous glacial beds are present in Argentina, Bolivia and Brazil. In the Andean countries the glacial formations are Itacua, Tupambi and Itacuami and Tournaisian in age (Reyes, 1972). In Brazil, a glacial and periglacial formation is present in the Parnaíba Basin (Poti Formation). The miospore assemblage belongs to the standard interval palynozone PC (Loboziak et al., 1992). The presence of *Spelaeotriletes pretiosus*, *S. owensii*, *Colatisporites decorus*, *Raistrickia clavata*, *Prolycospora rugulosa*, and *Vallatisporites agadesi* makes possible to place the Poti Formation in the PC (*S. pretiosus*-*R. clavata*) Zone of Middle to Late Tournaisian age. This interval corresponds to the Middle and Upper *Siphonodella crenulata* Conodont Zone.

**LATE DEVONIAN-EARLY CARBONIFEROUS ANOXIC SHALES** - Sea-level rose by means of transgressive-regressive pulses from Early Devonian and reached a peak in the Late Frasnian time when widespread anoxic conditions took place. Anoxic shale beds replaced limestone and evaporite beds in tropical areas and coarse clastic strata in cold zones during Frasnian time.

African and South American Frasnian anoxic shales have a moderate to high content (1-15 %) of organic matter. These organic shales in the Amazonas (Fig. 9), Solimões, Parnaíba and Paraná basins are present in the Barreirinha (about 10%), Jandiatura (about 8%), Pimenteira (about 5%), and Ponta Grossa (>1%) formations respectively (Rodrigues and Quadros, 1982). Surface samples from some Barreirinhas Formation horizons contain up to 15% of organic matter.

In the United States and Canada, there are extensive occurrences of Middle Devonian to Mississippian shales, partly euxinic, represented by the Chattanooga Shale and its equivalents; Geldsetzer et al., 1985).

In Belgium and Germany, the Montagne Shale and its equivalents deposited with thin layers of the Kellwasser Limestone, under anoxic conditions during the Frasnian time (McGhee et al., 1986; Joachimski e Buggisch, 1993).

The Frasnian basinal shales of the Canning Basin in Australia, are also rich in organic

matter (Playford et al., 1989).

The worldwide occurrence of organic shales suggests a major anoxic event at the end of the Frasnian time followed by other intermittent anoxic events that spanned the Devonian-Carboniferous time boundary. This caused an intense transference of atmospheric and oceanic CO<sub>2</sub> to the organic matter incorporated in the sediments, lowering significantly the CO<sub>2</sub> level and temperature (icehouse effect).

**MASS EXTINCTION EVENTS** - Great global mass extinctions occurred in the Devonian time. The most significant were those of the Frasnian-Famennian transition and latest Famennian time. Isotopic analyses suggest a cold climate at the end of the anoxic event where the Frasnian-Famennian biotic crisis occurred (McGhee et al., 1986). This corresponds to the top of the *Palmatolepis linguiformis* Conodont Zone (Joachimski and Buggisch, 1993).

The end-Frasnian crisis resulted in widespread extinction of most stromatoporoids, all coral reefs, and many brachiopod groups and other shallow and deep marine water organisms (House, 1985). However, reef building continued to develop due to the blooming of cyanobacteria in the Canning Basin shelf area in Australia (Playford et al., 1989). Western Australia is the only region in the world where major reef growth extended from Givetian to latest Famennian, when reefal platform development ended due to severe global cooling and deterioration of the environment instead of abrupt platform drowning as interpreted by Playford et al. (1989).

The end of reef growth and carbonate accumulation in Australia correlate very well with a major global sea-level drop and glaciation in Western Gondwana. There were minor extinction events in the Famennian time, but the Hangenberg event immediately below the Devonian-Carboniferous boundary is the most significant (House, 1985, 1989). This biotic extinction was followed by the subsequent slow establishment and radiation of fauna with many characteristics

of Carboniferous fauna. Stromatoporoids suffered heavy losses during the Frasnian-Famennian transition. However, by the end of Devonian they reached again a high degree of diversification close to the previous one before they were almost totally extinct. The ammonoids suffered abundant losses and many groups became extinct by the end of the Famennian time (House, 1985, 1989). At this time a drop in species diversity of other marine groups is also present (McGhee, 1982). The time of this extinction event coincides with polar glaciation detected in Western Gondwana.

At the top of the *anchoralis-latus* Conodont Zone, 80% of conodont species became extinct in Australia (Talent et al., 1993). This extinction event may correlate with Tournaisian tillites (PC Zone) in South America and strong <sup>13</sup>C and <sup>18</sup>O isotope anomalies in the Muhua section in South China (Dao-Yi, 1986).

The carbon isotope data provide evidence for fundamental changes in the global carbon cycle that correlate with cooling and mass extinction events.

In summary, the extinctions discussed above, resulted to a great extent from the turnover of the ocean water column at the end of the anoxic event due to a significant climatic cooling, or glaciation and corresponding fast regression. All these related factors are highly deleterious for the biota, causing stepwise extinction. The stepwise and cumulative nature of extinctions of life observed in the geological record can be explained by climatic changes. There is no apparent evidence for the bolide impact hypothesis in Late Devonian as suggested by McLaren (1970).

**ACKNOWLEDGMENTS** - The author is grateful to geologists Almério B. França, José Henrique G. de Melo, Werner Truckenbrodt, Alexandre José M. Figueiras, Fernando P. Fortes, Francisco Assis M. Wolf, René Rodrigues, Nilo S. Matsuda, John C. Crowell, Paul E. Potter, and Aderbal C. Corrêa for suggestions and revisions of early versions of this paper.

## REFERENCES

- CAPUTO, M. V., 1984. Glaciação neodevoniana no Continente Gondwana Ocidental. In Congresso Brasileiro de Geologia, 33<sup>o</sup>, Rio de Janeiro, Anais. Soc. Bras. de Geol., Rio de Janeiro, 2;725-739.
- CAPUTO, M. V. & CROWELL, J. C., 1985.

- Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America Bull., 96: 1020-1036.
- DAO-YI, X., ZHENG, Y., QIN-WEN, Z., ZHIDA, S., YI-YIN, S., LIAN-FANG, Y., 1986. Significance of a  $^{13}\text{C}$  ‰ anomaly near the Devonian/Carboniferous boundary at the Muhua section, South China. Nature, 321: 854-855.
- GERLACH, T. M., 1989.  $\text{CO}_2$  from magma-chamber degassing: Nature, 337: 124.
- HOUSE, M. R., 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. Nature, 313: 17-22.
- HOUSE, M. R., 1989. Ammonoid extinction events. Phil. Trans. R. Soc. London B, 325: 307-326.
- JOACHIMSKI, M. M. AND BUGGISCH, W., 1993. Anoxic events in the Late Frasnian - Causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis?. Geology, 21: 675-678.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. AND SANDBERG, C. A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. Geological Society of America Bull., 96: 567-587.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M. V., MELO, J. H. G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). Annales de la Société Géologique de Belgique, T. 115 (fascicule 1): 215-226.
- McGHEE, G. R. JR., 1982. The Frasnian-Famennian extinction event: A preliminary analysis of Appalachian marine ecosystems. Geological Society of America, Special Paper nº 190: 491-500.
- McGHEE, G. R. JR., ORTH, C. J., QUINTANA, L. R., GILMORE, J. S., OLSEN, E. J., 1986. Late Devonian "Kellwasser Event" mass-extinction horizon in Germany: No geochemical evidence for a large-body impact. Geology, 14: 776-779.
- McLAREN, D. J., 1970. Time, life and boundaries. Journal of Paleontology, 44: 801-815.
- PLAYFORD, P. E., HURLEY, N. F., KERANS, C., MIDDLETON, M. F., 1989. Reefal platform development, Devonian of the Canning Basin, Western Australia. In: Controls on carbonate Platform and Basin development, SEPM Special Publication Nº 44: 187-202.
- REYES, F. C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and North-western Argentina. in Simpósio Internacional sobre os Sistemas Carbonífero e Permiano na América do Sul: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44 (Suplemento): 261-277.
- VAVRDOVÁ, M., ISAACSON, P. E., DIAZ, E., BEK, J., 1991. Palinologia del limite Devonico-Carbonifero entorno al Lago Titikaka, Bolivia: Resultados preliminares. Revista Técnica Yacimientos Petroliferos Fiscales Boliviano., 12: 1-15.
- TALENT, J. A., MAWSON, R., ANDERW, A. S., HAMILTON, P. J., WHITFORD, D. J., 1993. Middle Paleozoic extinction events: Faunal and isotopic data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 104: 139-152.
- TARDY, Y., 1987. Une introduction à la géochimie globale. Geochimica Brasiliensis, 1: 19-39.

## A POSSÍVEL OCORRÊNCIA DO ICNOGÊNERO OPHIOMORPHA NA FORMAÇÃO PIAUÍ E SUAS IMPLICAÇÕES AMBIENTAL E CRONOESTRATIGRÁFICA.

JANE MARIA GARRAFIELO FERNANDES E MAURÍCIO DA SILVA BORGES

*Departamento de Geologia, Centro de Geociências-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - A Formação Piauí corresponde no geral a uma sequência sedimentar de até 365 m, subdividida em dois membros, o inferior constituído predominantemente por arenitos, interpretado como depositado em ambiente continental (flúvio-eólico) e o superior, constituído por arenitos, folhelhos e calcários, considerados como depositados em mares remanescentes, marinhos ocasionais-eólicos (Mesner & Wooldridge, 1964; Aguiar, 1971). Ocorre nos Estados do Piauí, Maranhão, Pará e Tocantins, onde são conhecidos poucos sítios paleontológicos.

No Piauí situam-se suas exposições mais conhecidas, em particular os calcários registrados no Município de S. José de Freitas, que tem sido objeto de vários estudos paleontológicos (Kegel, 1951; Campanha & Rocha Campos, 1979; Anelli et al., 1992; dentre outros). O conteúdo fossilífero destes calcários está representado por uma micro e macrofauna, ainda não satisfatoriamente conhecida, constituída predominantemente de moluscos, além de braquiópodos, trilobitas, foraminíferos e conodontes, caracterizando um ambiente marinho de águas rasas.

São resgistrados também na formação uma paleoflora continental constituída por *Calamites* e *Pecopteris* (Dolianiti, 1972 in Brito, 1980), além de palinórfos assinalados em diferentes níveis da bacia em perfurações realizadas pela Petrobrás (Mesner & Wooldridge, 1964) e palinórfos procedentes de sondagens realizadas nas Cidades de Teresina e S. José de Freitas (Trindade, 1972).

A idade Neocarbonífera aceita para a formação foi estabelecida com base no conteúdo fossilífero dos calcários de S. José de Freitas, e com base nos palinórfos (intervalos bioestratigráficos M, L e K) (Mesner & Wooldridge, op. cit.).

A partir de 1990, através do projeto de mapeamento básico da Bacia do Parnaíba, na região de Balsas, sul do Estado do Maranhão

desenvolvido pelo Departamento de Geologia-UFPA, novas ocorrências fossilíferas tem sido assinaladas nesta unidade. Trata-se de icnofósseis registrados em uma fácies arenosa que marca o contato desta unidade com a Formação Pedra de Fogo na região.

A Formação Pedra de Fogo (Permiano) inclui principalmente camadas de siltitos vermelhos, intercalados a arenitos, folhelhos e calcários além de camadas de sílex. Dentre seus representantes fósseis ocorrem troncos de *Psaronius*, dentes e escamas de peixes, restos de ostracodes e labirintodontes (Brito, op.cit.). Lima e Leite (1978) propuseram sua origem a partir de depósitos fluviais e lagunares com contribuição eólica, associada a ingressões marinhas.

**GEOLOGIA LOCAL** - A área investigada neste trabalho em torno de 18 km<sup>2</sup>, localiza-se a cerca de 50 km a sul de Balsas (MA). Nesta encontram-se sedimentos vinculados a seção permocarbonífera do Grupo Balsas de Góes et al. (1990) os quais correspondem as Formações Piauí e Pedra de Fogo. A Formação Piauí está representada por arenitos com estratificação cruzada de grande porte, além de tabulares de médio porte. Em termos litoestratigráficos destaca-se a ocorrência de uma fácies arenosa com cerca de 0,7 a 1,0m de espessura constituída de arenitos de granulção fina com estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes com truncamento e presença de icnofósseis, marcando o contato entre as Formações Piauí e Pedra de Fogo e que deve representar um ambiente de mais alta energia, típica de "swash". A Formação Pedra de Fogo apresenta-se dominada por siltitos avermelhados associados, segundo Faria Jr. (1980) a ambiente marinho restrito, variando de transicional deltáico a marinho raso. Intercalam-se níveis de sílex na forma de leitos maciços, por vezes oolíticos ou como bolachas. Como fósseis, encontram-se estromatólitos e restos vegetais silicificados (*Psaronius*).

**ICNOFÓSSEIS** - Os icnofósseis registrados na fácies arenosa do topo da Formação Piauí estão esparçadamente distribuídos em algumas exposições, mostram diâmetros que variam de 1 a 4 cm, são verticais a subverticais cortando a estruturação da rocha, e de uma forma geral estão representados por moldes, que não permitem definir morfologias mais precisas. Entretanto um exemplar entre estes, apresenta-se bem preservado, representando o tubo propriamente dito. A substituição por goethita permitiu ainda que parcialmente caracterizar sua feição externa, estruturada com nódulos (Fig. 1).

Icnofósseis com estas características são classificados como pertencentes ao gênero **Ophiomorpha** e diagnosticados como apresentando tubos simples ou ramificados, guarnecidos por sedimentos pelotais, internamente lisos e, externamente com nódulos ou mamilos esparça ou densamente distribuídos (Frey et al., 1978).

A grande similaridade das feições externas entre o **Ophiomorpha** e o espécime assinalado na Formação Piauí, leva-nos a considerá-lo ainda que preliminarmente como representante deste

icnogênero.

Estes traços fósseis, associados a domichnia de crustáceos, tem sido interpretados como relacionados a ambientes marinhos de águas rasas e transicionais com variação na energia e salinidade, sendo seus registros mais antigos atribuídos ao Permiano (Frey et al., op.cit.).

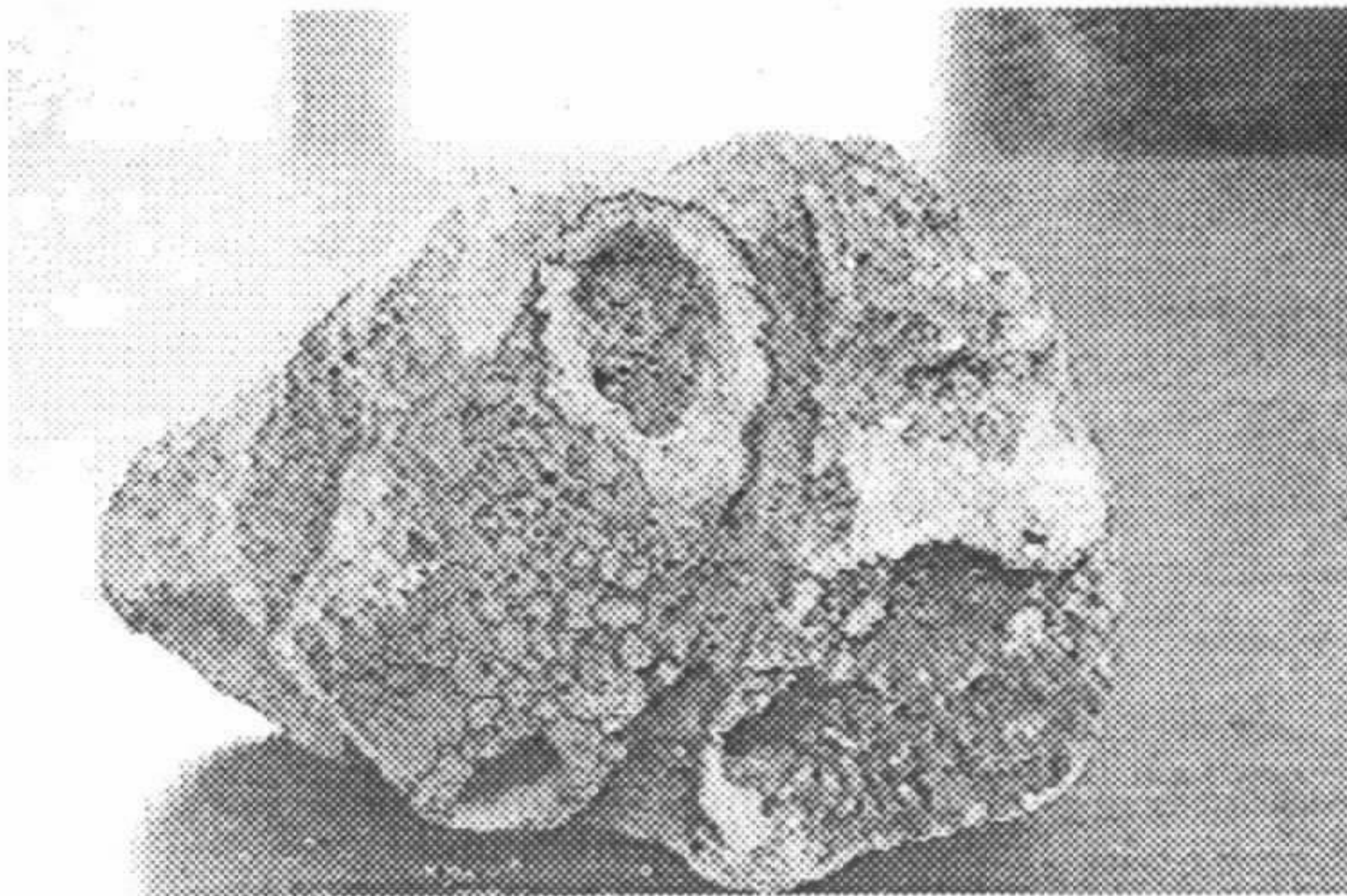
Se por um lado a presença de **Ophiomorpha** no topo da Formação Piauí vem reafirmar o ambiente deposicional definido com base em estruturas sedimentares, como ligada a "swash", por outro vem questionar a idade da referida unidade.

A idade estabelecida Neocarbonífera com base em micro e macrofósseis limita-se a sítios paleontológicos restritos, que não abrangem nem de longe a amplitude vertical ou horizontal da formação.

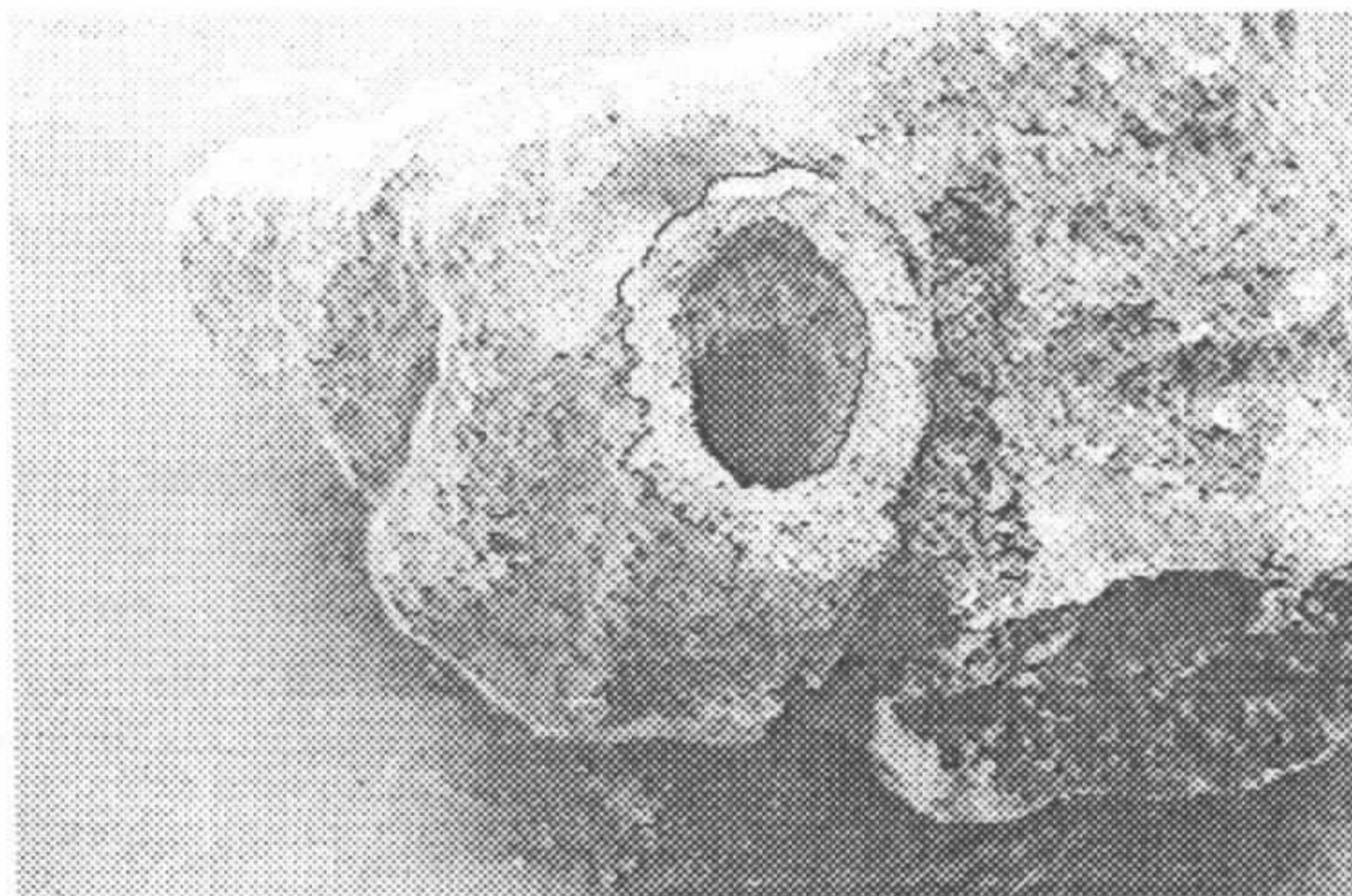
Se novos achados vierem a confirmar a presença de **Ophiomorpha** na Formação Piauí, sem dúvida nenhuma a idade desta unidade estratigráfica devera ser ampliada, contribuindo assim com novos dados para um melhor entendimento da evolução Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

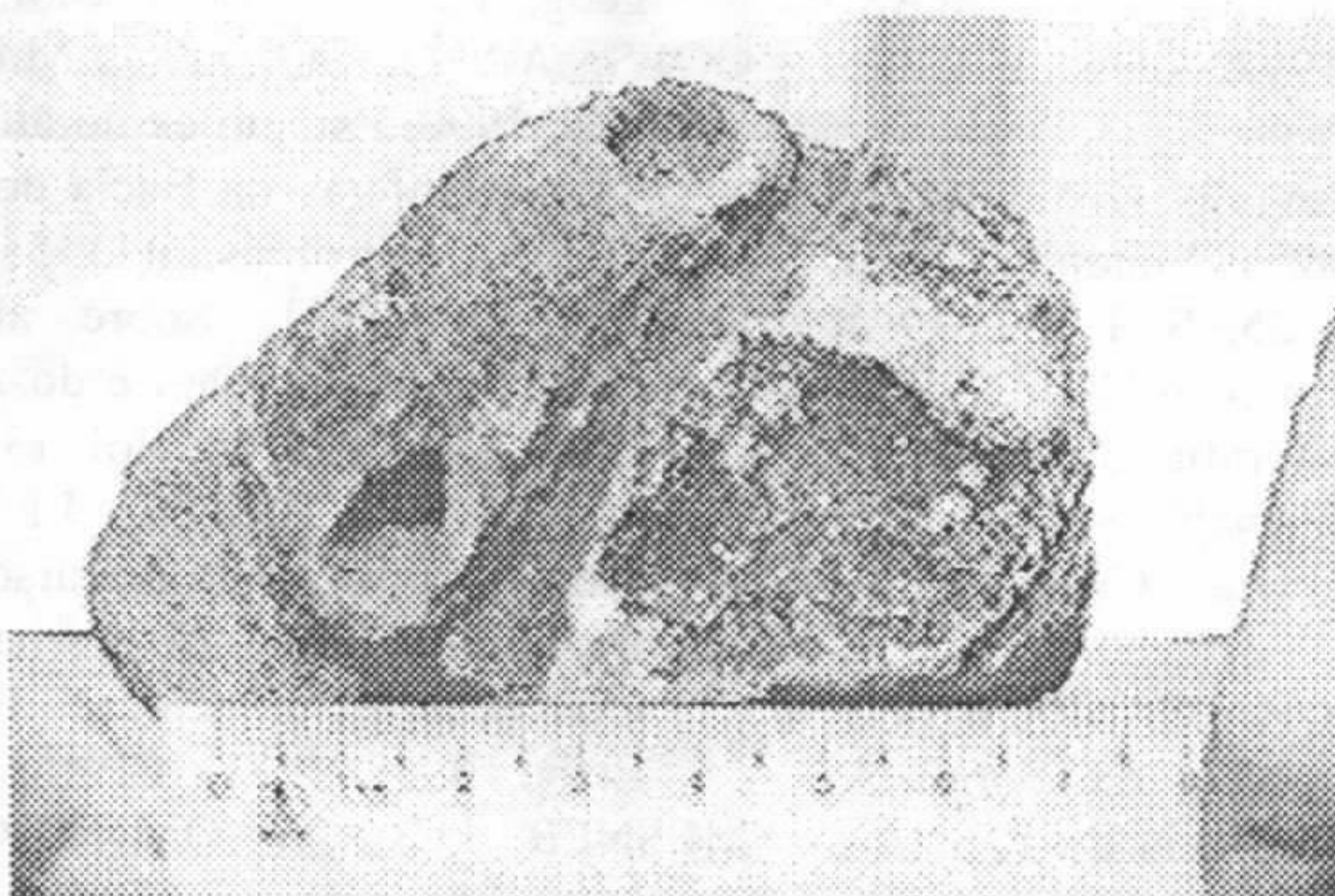
- ANELLI, L.E.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; LIMA FILHO, F.P. 1992. Paleocologia dos Bivalves da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. In: CONG.BRAS.-GEOL., 37, S. Paulo, 1992, Anais...S. Paulo, SBG, v. p.502.
- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONG.BRAS.GEOL., 25, S. Paulo, 1971. Anais...S. Paulo, SBG, v.3, p.113-122.
- BRITO, I.M. 1981. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba. II. As Sequência Sedimentares Superiores. An. Acad. Bras. Cienc., 53(3): 529-540.
- CAMPANHA, V.A. e ROCHA CAMPOS, A.C. 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. Bol. IG-USP, 10: 57-67.
- FARIA JUNIOR, L.E.C. e TRUCKENBRODT, W. 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão. In: CONG. BRAS.GEOL. 31, Camboriú, 1980, Anais... Camboriú, SBG, v.2, p.740-754.
- FREY, R.W.; HOWARD, J.D. e PRYOR, W.A. 1978. Ophiomorpha: its morphology, taxonomic and environmental significance. Palaeogeog., Palaeocl., Palaeoecol., 23: 199-229.
- GOÉS, A.M.O; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Bol. Geocien. Petrobrás, 4(1): 55-64.
- KEGEL, W. 1951. Sobre alguns trilobitas carboníferos do Piauí e do Amazonas. Div. Geol. Min., DNPM, Bol. 135. 38p.
- LIMA, E.A.M. e LEITE, J.F. 1978. Projeto estudo global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração Geológica-Metalogênica. Relatório final. Etapa III - DNPM - CPRM. 437p.
- MESNER, J.C. e WOOLDRIDGE, L.C. 1964. Maranhão paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. Bull. Am. Ass. Petro. Geol., 48(9): 1475-1512.
- TRINDADE, N.M. 1972. Interligação das Floras Boreal e Austral do Brasil, sugerida por constelações de Megaporos. An. Acad. Bras. Cienc., 43(supl): 351-361.



(A)



(B)



(C)

Figura 01 - Icnofóssil do gênero Ophiomorpha da Formação Piauí. (A) Corte longitudinal mostrando suas nodosidades laterais. (B) corte frontal mostrando a superfície externa nodosa e interna lisa do tubo e (C) em perspectiva e com escala numérica.

## O PALEOZÓICO AO NORTE DE MANAUS: OBSERVAÇÕES E CONSIDERAÇÕES

E. FRANZINELLI - *Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas*

**INTRODUÇÃO** - No presente trabalho são apresentados resultados de observações e estudos de campo efetuados em depósitos paleozóicos da borda norte da Bacia sedimentar do Amazonas (Fig. 1) na área compreendida entre os rios Urubu e Uatumã. Nesta área a faixa dos depósitos paleozóicos apresenta largura máxima de 60-70 km, recobrando ao norte as rochas cristalinas do embasamento (Grupo Uatumã) e ao sul sendo encobertas pelos depósitos da Formação Alter do Chão de idade cretácica. Do ponto de vista da geomorfologia essa área pertence ao "Planalto da Bacia Sedimentar da Amazônia", de acordo com os autores do Projeto RAMDAMBRASIL (1976).

**CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS DEPÓSITOS PALEOZÓICOS AO NORTE DE MANAUS** - Devido ao intenso intemperismo e à espessa cobertura vegetal torna-se difícil encontrar bons afloramentos de rochas na área considerada. Os melhores afloramentos são encontrados ao longo da Rodovia BR 174, em corte do ramal que leva à Vila de Balbina, e ao longo do Rio Urubu. Próximo ao Rio Uatumã os depósitos paleozóicos se apoiam sobre as rochas cristalinas do embasamento (Grupo Uatumã). Na estrada para Balbina, entre o rio Uatumã e a vila, foram observadas sequências rítmicas de arenitos finos, brancos, bem selecionados e argilas cinza-verdes, com níveis de traços fósseis de tipo "skolitos", localizados in situ, sotopostos à horizontes de arenito fino com estratificação do tipo "flaser". Em afloramentos próximos são observados lajes com marcas ondulares simétricas associadas a arenito fino, muito bem selecionado. Ao longo do Rio Urubu, a montante da Cachoeira Iracema, ocorrem afloramentos de conglomerados

diamictíticos, com seixos quartzosos, com diâmetros de alguns centímetros e formas achatadas. Ao longo do mesmo rio, a montante do afloramento precedente, na margem esquerda, em um afloramento de arenito médio bem silicificado, desenvolve-se estratificação cruzada tipo espinha de peixe. Ao longo da Rodovia BR 174, próximo ao km 120, ocorrem afloramentos de arenito médio a grosseiro, branco, silicificado, com estratificações incipientes e bioturbações pouco desenvolvidas nos planos de sedimentação.

A seção colunar mais completa da área, ocorre na margem esquerda do Rio Urubu, a cerca de 100 km de Manaus, próximo a ponte da Rodovia BR 174. A sequência deste afloramento está ilustrada na seção colunar da Fig. 2.

**RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS** - Existem evidências suficientes para a interpretação dos paleoambientes desses depósitos, entretanto, devido à falta de continuidade lateral, há algumas dificuldades para a correlação entre os afloramentos. Além de ter poucos afloramentos e mal conservados, o tectonismo sinsedimentar, que deve ter sido intenso na área, de acordo com Carozzi et al. (1973) também dificulta grandemente esta tarefa. Pelas características litológicas dos afloramentos estudados, de acordo com Caputo et al. (1972) e Carozzi et al. (1973), podemos dizer que os depósitos estudados pertencem ao Membro Nhamundá da Formação Trombetas, do Eosiluriano. Entretanto a sequência regressiva representada na Fig. 2, de acordo com resultados de análises do seu conteúdo paleontológico por Souza (1974) pertence à Formação Maecuru do Devoniano Inferior.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D.N.N. de., 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. Histórico e atualização. In: CONG. BRAS.GEOL., 26, Belém, 1972. Anais... Belém, SBG. v.3,

p. 35-46.

CAROZZI, V.A., PAMPLONA, H.R.P., CASTRO, J.C., CONTREIRAS, C.J.A., 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectosedimentar da seção clástica paleozóica da



bacia do médio Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG. v. 3, p. 279-314.  
 DNPM, 1976. Projeto RADAMBRASIL. V. 10, Folha Santarém. Brasília.

SOUZA, M.M., 1974: Perfil Geológico da BR 174 (Manaus-Boa Vista) no trecho Manaus - Serra do Abonari. In: CONG. BRAS. GEOL., 28, 1974. Anais..., SBG. v.2, p.75-86.

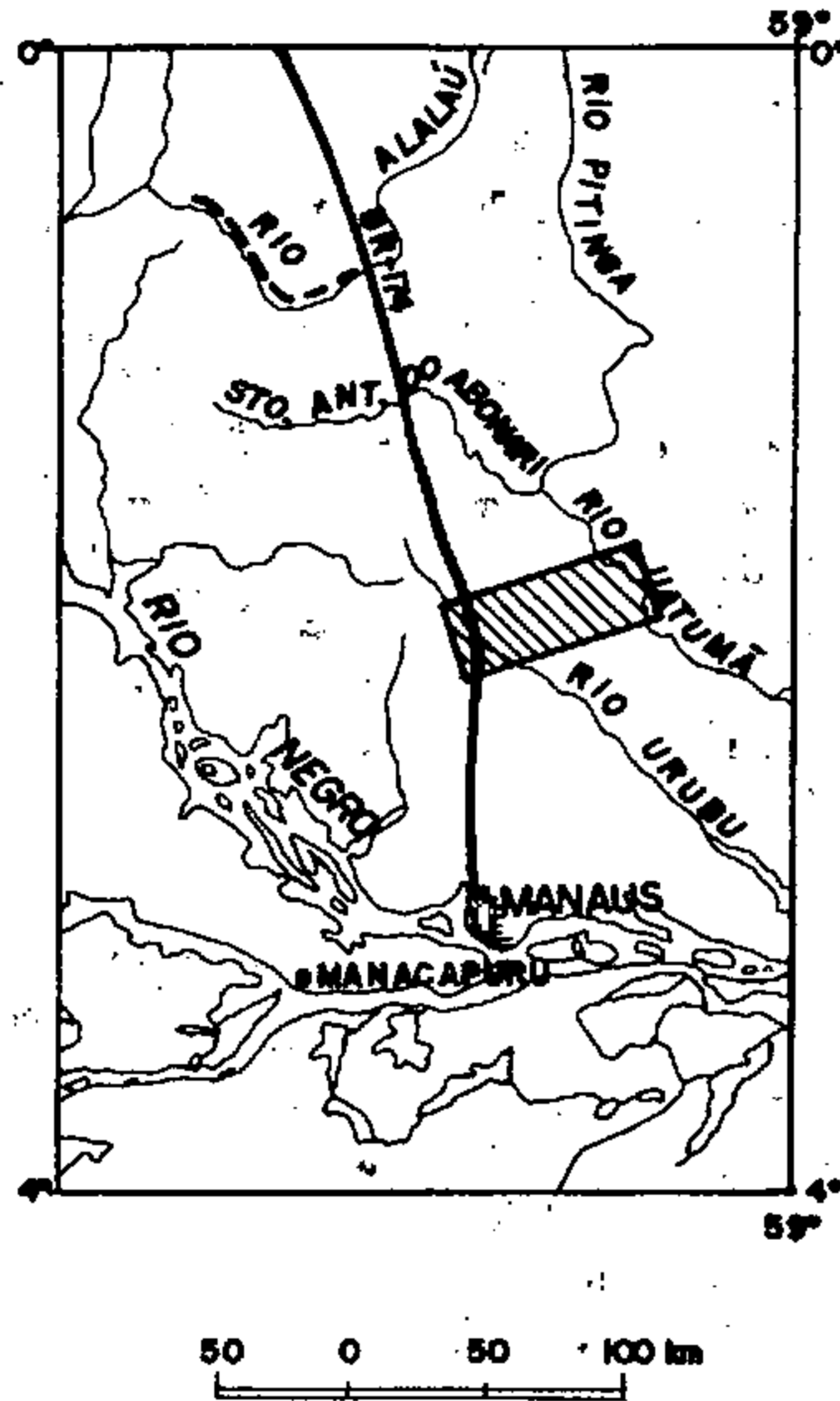
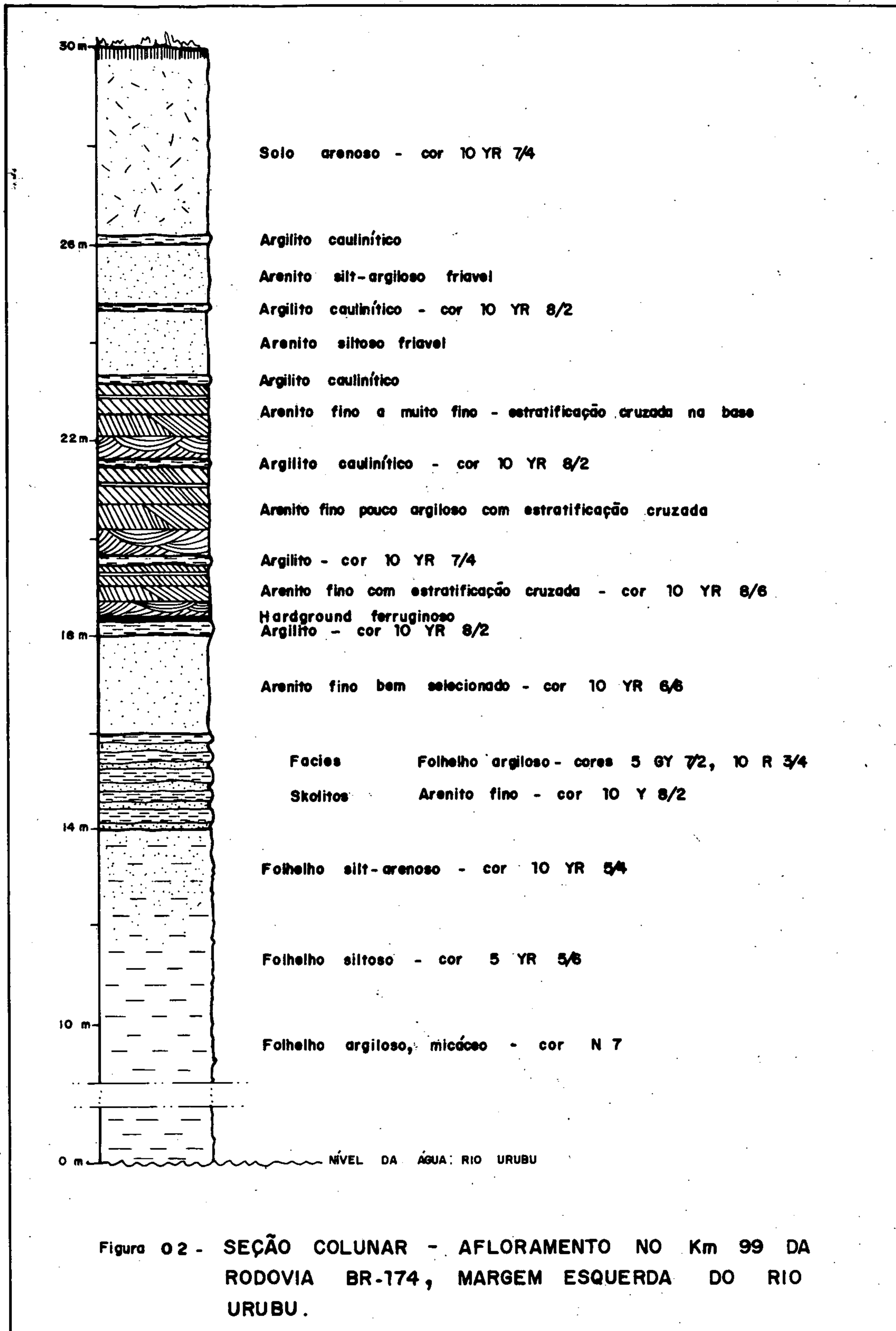


Fig. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



## A FORMAÇÃO SOLIMÕES: UMA FORMAÇÃO DO MIO-PLIOCENO DA AMAZÔNIA SUL OCIDENTAL

LATRUBESSE, E.<sup>1</sup>, RANCY, A.<sup>1</sup>; RAMONELL, C.<sup>2</sup>; SOUZA FILHO, J.P. DE<sup>1</sup>

1- *Universidade Federal do Acre, Rio Branco, Acre.*

2- *Universidad Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina.*

Durante os últimos 20 anos, os trabalhos geológicos realizados na Amazônia Sul-Occidental por profissionais brasileiros e estrangeiros, vem considerando a Fm. Solimões como uma unidade litoestratigráfica de idade Plio-Pleistoceno ou até Pleistoceno tardio. Segundo os estudos prévios, os sedimentos do Acre, os quais possuem uma espessura aproximada de 70 metros, representam Pleistoceno "sensu lato" ou até especificamente o Pleistoceno tardio.

Os nossos estudos geológicos-paleontológicos integrados, permitiram obter novos resultados. Um deles foi que os sedimentos da Fm. Solimões aflorantes tanto ao longo dos rios como nos interflúvios, foram depositados por um mesmo ciclo deposicional contínuo, tendo em vista o caráter subsidente da Bacia Amazônica ao leste do Arco do Purus.

Uma abundante e variada fauna de vertebrados do Mio-plioceno (Idades Mamífero Huayqueriense e Montehermosense) foi coletada ao longo de toda a sequência exposta, tanto nos barrancos dos rios como nos interflúvios, no topo da formação. Esta fauna do Terciário superior possui elementos faunísticos próprios e outros "guias" correlacionáveis com faunas do Mio-Plioceno da Argentina e Venezuela.

Os sedimentos da Fm. Solimões são considerados como resposta sedimentar aos movimentos tectônicos "Quechua" dos andes. O estudo das litofácies permite inferir que leques fluviais gigantes (megaleques) com cabeceiras nos Andes produziram a sedimentação. O ambiente estava caracterizado pela presença de grandes lagos e pântanos associados a blocos tectônicos subsidentes e faixas fluviais divagantes com altas taxas de avulsão. A associação faunística presente nos sedimentos da Fm. Solimões é compatível com o modelo sedimentar proposto, já que é encontrada uma diversa fauna aquática (répteis e peixes), terrestre (preguiças e roedores), arborícolas (macacos) e até mamíferos de hábitos possível-

mente anfíbios (toxodontes e roedores).

É interessante ressaltar que sistemas de megaleques são comuns no Quaternário Sulamericano. Como exemplo pode-se citar o "Gran Chaco" na Argentina, Paraguai e Bolívia, ocupado quase na sua totalidade por gigantes leques, com uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>. (Iriando, 1984).

Os sedimentos quaternários da Amazônia Sul-Occidental brasileira, estão restritos às faixas fluviais do atual sistema de drenagem, apresentando-se na forma de terraços fluviais formando degraus. Em sedimentos conglomeráticos destes terraços, em clara discordância sobre os sedimentos da Fm. Solimões são encontrados restos ósseos de fauna de vertebrados do Pleistoceno tardio de Idade Mamífero Lujanense, particularmente na região do Alto Juruá (Estado do Acre).

Concluindo, a Amazônia Sul-Occidental brasileira possui duas associações sedimentares e faunísticas claramente distintas:

a) Fm. Solimões de grande distribuição regional depositada por sistemas de leques gigantes durante o Mioceno superior-Plioceno, com abundante e variada fauna de vertebrados de Idade Mamífero Huayqueriense-montehermosense.

b) Sedimentos Quaternários acompanhando as faixas fluviais atuais, formando terraços. Em sedimentos conglomeráticos do Alto Rio Juruá, em discordância sobre a Fm. Solimões encontra-se uma fauna de megamamíferos do Pleistoceno tardio (Idade Mamífero Lujanense).

Conforme o exposto acima, descartamos definitivamente uma idade Pleistoceno-Pleistoceno tardio para a Fm. Solimões defendida por outros autores (Radambrasil, 1975, 1976, 1977; Campbell & Frailey et al., 1988; Kronberg et al., 1990, 1992, 1993).

Propomos outrossim, que a Fm. Solimões seja

considerada pelo menos nos seus níveis aflorantes, como uma formação do Terciário superior, especificamente do Mioceno superior-Plioceno (Idade Mamífero Huayqueriense-Montehermosense).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPBELL, K. & FRAILEY, C. 1984. Holocene flooding and species diversity in southwestern Perú. *Quaternary Research*, 21:369-375.
- FRAILEY, C.; LAVINA, E.; RANCY, A.; SOUZA FILHO, J. 1988. A proposed Pleistocene-Holocene lake in the Amazon basin and its significance to amazonian geology and biogeography. *Acta Amazônica*, 18 (3-4):119-143.
- IRIONDO, M. 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Vol. 2:51-78, Balkema.
- KRONBERG, B. BENCHIMOL, R. 1992. Aridity in Acre during the Last Glacial Cycle. *Resumos e Contribuições Científicas, Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia-4a reunião PICG 281-Unesco*. Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- KRONBERG, B. & BENCHIMOL, R. 1993. A história climática de uma região. *Paleoclimas da Amazônia, Ciência Hoje*, Vol. 16, No 93.
- KRONBERG, B.; BENCHIMOL, R.; BIRD, M. 1990. Evidence for SW Amazonia Lake System dying-up-50000 y. B.P. *Publicación Especial No 2, PICG-281, Unesco*, 11p. Medellín.
- RADAMBRASIL. 1975. Folha Purus. Vol. 11. DNPM, Rio de Janeiro.
- RADAMBRASIL. 1976. Folha SC 19 Rio Branco. Vol. 12, DNPM, Rio de Janeiro.
- RADAMBRASIL. 1977. Folha SC 18 Javari Contamana. Vol. 13, DNPM, Rio de Janeiro.

## SEDIMENTITOS DO PROTEROZÓICO MÉDIO NA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO

ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO - CPRM-BELEM

PAULO FERNANDO VILLAS BOAS - CPRM-MANAUS

NELSON RAMOS DE MENEZES FILHO - CPRM-SALVADOR

XAFI DA SILVA JORGE JOÃO - CPRM-BELÉM

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho reúne de maneira sucinta, as informações referentes às rochas sedimentares do Proterozóico Médio, mapeadas na escala 1:500.000, durante o desenvolvimento do Projeto Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas, 1993). Tal projeto foi elaborado pela CPRM em convênio com o DNPM, no período de 1986 a 1993, numa área de 136.000 km<sup>2</sup> situada no setor noroeste do estado do Amazonas.

**SÍNTESE GEOLÓGICA** - Na área estudada (Figura 1) as rochas do Supergrupo Roraima são representadas pelas serras Padre e Neblina e correspondem a quartzo-arenitos de granulação grossa a fina, localmente seixosos, cataclásticos e as vezes protomiloníticos a miloníticos, além de conglomerados de natureza polimítica. Tal conjunto rochoso assenta-se discordantemente nos granitóides protomiloníticos a miloníticos do Complexo Cauaburi, unidade essa com a qual em alguns casos mantém contato através de amplos falhamentos. Em caráter mais local esses sedimentos limitam-se com granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Tiquié através de contato supostamente intrusivo. As rochas do Supergrupo Roraima, à semelhança dos granitóides da Suíte Intrusiva Tiquié, revelam, principalmente em escala microscópica, efeitos da superimposição de deformação dúctil-rúptil, a qual pode estar relacionada a processo de tectônica de inversão subsequente ao regime distensivo associado a formação dessa rochas.

Com respeito aos ambientes de deposição dos sedimentos Roraima, apesar do restrito volume de trabalhos de campo executados no domínio dessas rochas, propõe-se para a área em foco, um modelo deposicional em que os conglomerados imaturos e quartzo-arenitos grossos, relacionados a leques medianos/distais, evoluíram para um sistema fluvial "braided" materializado por

quartzo-arenitos médios/ grossos, com cruzadas tabulares e acanaladas correspondentes a barras transversais e longitudinais que subsequentemente, em processo evolutivo para a implantação de um sistema desértico, foram retrabalhados por ação eólica. De um modo geral, os dados geocronológicos/estratigráficos disponíveis, permitem conceber que a deposição do Supergrupo Roraima nas áreas de Suriname, Guiana, oeste de Roraima e leste da Venezuela, em termos gerais, tenha se processado no intervalo do Proterozóico Médio entre 1.711 m.a. e 1.603 m.a. correspondendo o primeiro valor a idade máxima da sequência por representar a idade mínima dos granitóides cogenéticos às vulcânicas que materializam a fase final do magmatismo Uatumã, sem contudo, afetarem a cobertura sedimentar. Já o valor de 1.603 m.a. corresponde a idade mínima da cobertura uma vez que refere-se aos "sills" básicos que frequentemente ocorrem associados a essas rochas sedimentares. Vale ressaltar que Ghosh (1977) na Venezuela, e Reis et al. (1991), em Roraima, referem-se a contatos discordantes dos sedimentos Roraima em relação a granitos anorogênicos tipo Parguazense/Surucucus (1550 m.a.). Nesse sentido a sequência Roraima, pelo menos nessas áreas citadas por Ghosh (1977) e Reis et al. (1991), mostra-se mais jovem do que em Suriname, Guiana, leste da Venezuela e oeste de Roraima, onde apresenta idade entre 1711 m.a. e 1600 m.a.. Essa hipótese de variadas idades para a sequência Roraima pode implicar que a deposição desses sedimentos tenha se processado em diversas bacias distintas.

A sequência sedimentar, no âmbito do projeto admitida como correspondente ao Supergrupo Roraima, na serra Neblina chega a atingir cerca de 1.000 m de espessura (Giffoni & Nagib Abrahão, 1969), é correlacionável com a Formação Arai (Pinheiro et al. 1990), com a Formação Uairen (Reid, 1972), na Venezuela,

unidades I a IV e parte da V de Keats (1973), na Guiana e formações Tucumã, Aliquelau, Linepnome e Urutanim de Pinheiro et al. (1981). Vale salientar, no entanto, que o estabelecimento dessa correlação deve ser encarado em termos de evolução global do estudo das Guianas como referência geral da sedimentação relacionada ao evento distensivo do Proterozóico Médio, com base dos vários sistemas de sedimentação identificados na área. Tal questionamento é importante pela possibilidade, admitida nesse trabalho, de que a ampla bacia que tem sido considerada por diversos autores como abrigando os sedimentos Roraima, muito possivelmente deve corresponder a várias bacias distintas, com suas próprias histórias em termos tectônicos, deposicionais, estratigráficos, área fonte e etc., situação essa que, a rigor, descarta a possibilidade

de correlação generalizada entre diversos segmentos rochosos não contínuos, tais como serras Neblina, Tepequém, Pacaraima, Urutanim, Surucucus, Uáfaranda e etc., uma vez que podem estar relacionados a bacias diferentes. A definição dessas questões requer que estudos pormenorizados sejam encetados nesses diversos sítios sedimentares, para que seja possível o estabelecimento de comparações mais seguras entre eles.

Com as devidas restrições ressaltadas anteriormente, é possível, em virtude de seu relacionamento com o evento distensivo do Proterozóico Médio, estabelecer-se correlação do Supergrupo Roraima com a Formação Urupi (Veiga Júnior et al., 1979) ocorrente na região do rio Uatumã e as formações Cubencranquém (Pessoa et al., 1977) e Gorotire (Silva et al., 1974), no Estado do Pará.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.I.R. 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8: 143-149.
- GHOSH, S.K. 1977. Geologia del grupo Roraima en el Territorio Federal de Amazonas, Venezuela. In: CONGRESSO VENEZUELANO, 5, 1977, p. 167-193.
- GIFFONI, L.E. & NAGIB ABRAHÃO, A. 1969. Relatório preliminar da expedição de reconhecimento geológico a região do rio Cauauri e Pico da Neblina. Manaus: DNPM, 8º. D., 75p.
- KEATS, W. 1973. The Roraima formation in Guyana. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 2, 1973. p. 901-940.
- MELO, A.F.F. de, VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro; relatório preliminar. Manaus; CPRM. 3v. [Relatório Inédito].
- PESSOA, M.R., SANTIAGO, A.F., ANDRADE, A.F., BARRETO, E., NASCIMENTO J.O., OLIVEIRA, J.R., PRAZERES, W.W. 1983. Projeto Jamanxim, relatório final. DNPM/CPRM. 3v.
- PINHEIRO, S.S., REIS, N.J., COSTA, M.T. 1990. Projeto Caburai; relatório final. DNPM/CPRM.
- REIS, A.R. 1972. Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLOGICA INTER-GUANAS, 9, Guayana, 1972. Memória..., Guayana: DNPM, p. 343-353.
- REIS, N.J., SANTOS, J.O.S., RIKER, S.R.L., PESSOA, M.R., PINHEIRO, S. da S. 1991. A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus - enfoque a seus ambientes deposicionais. Manaus: CPRM. 10p [Relatório Inédito].
- SILVA, G.G., LIMA, M.X.C., ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S., GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro: DNPM/RADAM. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- VEIGA, Jr J.P., NUNES, A.C.S., SOUSA, E.C., SANTOS, J.O.S. AMARAL, J.E. PESSOA, M.R., SOUZA, S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã; relatório final. Manaus: DNPM/CPRM.

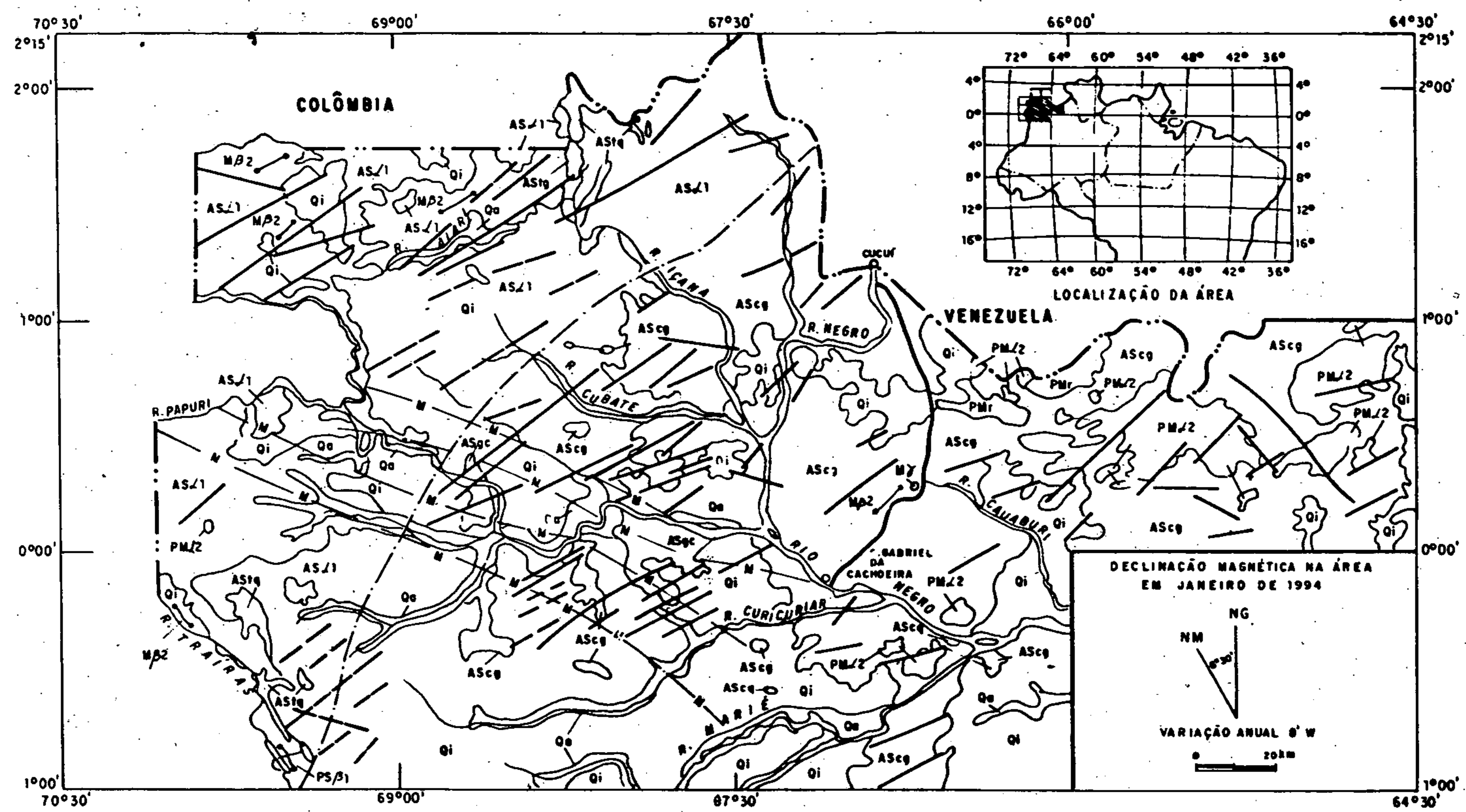


Figura 1 — Mapa geológico da área do Projeto Alto Rio Negro

|                             |                                                                        |                   |                                                                                                                       |
|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Qo Aluvião                  | ASc9 Granitóides Miloníticos                                           | Complexo Couaburi | Falha Encoberta                                                                                                       |
| Qi Formação Içá             | ASc9 Metassedimentos/Metavulcanitos                                    |                   | Limite aproximado entre o Terreno de Baixo e Médio Grau Metamórfico Caparro e Cinturão de Cisalhamento Guiana Central |
| MY Alcalinas Seis Lagos     | AS/1 Suíte Xie                                                         |                   | Dique de Diabásio                                                                                                     |
| MP2 Diabásio Uarona         | AS1q Grupo Tunuí                                                       |                   | Rede de Drenagem                                                                                                      |
| PSβ1 Diabásio Cujubim       | AS1g Complexo Traíras                                                  |                   | Rodovia Federal                                                                                                       |
| PM/2 Suíte Intrusiva Tiquié | Contato Geológico                                                      |                   | Limite Internacional                                                                                                  |
| PM Supergrupo Roraima       | Limite de Zona de Cisalhamento locado através de dados magnetométricos |                   | Município                                                                                                             |
|                             | Falha Indiscriminada                                                   |                   |                                                                                                                       |

## ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO PRELIMINAR DA BACIA DE DRENAGEM DO RIO ACRE, AC, BRASIL

J.A.S. NASCIMENTO - UFAC - Depto de Geografia

N.O. HORN FILHO - UFSC - Geociências & NEMAR: UNIVALE-FACIMAR, OCEANOGRAFIA

A área de estudo (40.725 km<sup>2</sup>) está localizada entre os paralelos 8°45' e 11°30' de latitude sul e entre os meridianos 67°13' e 70°30' de longitude oeste, penetrando a leste no estado do Amazonas e a oeste ultrapassando a fronteira com o Peru.

O trabalho de campo foi desenvolvido ao longo das estradas e dos canais da região, percorrendo a BR-317 desde Boca do Acre (AM) a Assis Brasil (AC), a BR-364 junto a Rio Branco, as rodovias AC 090 e AC 010 e os trechos fluviais dos rios Acre, Xapuri, Riozinho do Rola e Antimarí. Em cada afloramento foram descritos os principais aspectos geológicos, geomorfológicos e ambientais, além da coleta de 161 amostras superficiais de sedimentos.

A região está inserida na Bacia Sedimentar do Amazonas, onde afloram, segundo Latrubesse (1992), os sedimentos da Formação Solimões de idade mio-pliocênica, tendo sido observado estes depósitos tanto nas estradas quanto nos cortes dos canais dos rios que drenam a Bacia do Rio Acre.

As referidas amostras nesta etapa preliminar foram submetidas à análise granulométrica (peneiração e pipetagem), construindo-se com o material retido em cada intervalo, as curvas cumulativas e histogramas, os quais estão sendo interpretados em gabinete.

Os dados iniciais, obtidos nos trabalhos de campo e laboratório, caracteriza os sedimentos da Bacia do Rio Acre, depositados sob regimes de alta e baixa energia, indicando possivelmente um ambiente de sedimentação fluvial com fácies palustres e lacustres.

Nas fácies de alta energia afloram sedimentos arenosos, de granulometria média a muito fina, selecionados a mal selecionados, apresentando estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo. Depósitos pelíticos, siltico-argilosos, selecionados, com estratos plano-paralelos predominam nas fácies de baixa energia.

Nos sedimentos finos é comum a presença de veios de gipsita e carbonatos cunhando os depósitos da Formação Solimões.

Em alguns afloramentos foram mapeadas concentrações de lateritas, representando provavelmente depósitos de origem pedogenética em regime climático diferente do atual.

Estudos de detalhes texturais, morfoscópicos e mineralógicos com os sedimentos coletados, permitirão definir a sedimentologia da Bacia, cujo tema está inserido nas atividades da dissertação de mestrado desenvolvida junto ao Curso de Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Santa Catarina.

### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

LATRUBESSE, E. 1992. El Cuaternario Fluvial de la Cuenca del Purus en el Estado do Acre,

Brasil. UNSL, Argentina. (Tese de Doutorado em Geologia/Geomorfologia)



## CARACTERIZAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DA FORMAÇÃO IÇÁ NA PORÇÃO NOROESTE DO ESTADO DO AMAZONAS

PAULO FERNANDO VILLAS BOAS - CPRM/Manaus

ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO - CPRM/Belém

**INTRODUÇÃO** - Rochas de idade cenozóica têm sido estudadas na bacia do Rio Solimões desde Moraes Rego (1930), que denominou "Série Solimões" uma seqüência de arenitos de coloração parda e cinza diferenciando-os da "Série Barreiras".

Maia et al. (1977), no relatório do Projeto Carvão no Alto Solimões, sugerem a utilização da denominação Formação Solimões restritamente à seqüência sedimentar predominantemente pelítica, característica de ambiente redutor, que recobre as bacias do Acre e do Alto Amazonas, representada por argilitos esverdeados, claros a escuros, silticos ou arenosos, fossilíferos, carbonosos ou com manchas avermelhadas de óxido de ferro. Os autores ressaltam que a Formação Solimões é recoberta por um conjunto constituído de arenitos amarelo-avermelhados, finos a conglomeráticos, friáveis, tipicamente continentais, denominados por esses autores de Formação Içá.

Melo & Villas Boas (1993) adotaram a denominação Formação Içá de Maia et al. (1977) para designar a cobertura sedimentar quaternária, predominantemente arenosa, de natureza fluvial, representada por arenitos silto-argilosos, lateritizados, conglomeráticos, que se estendem por grande parte da área do Projeto Alto Rio Negro.

**GEOLOGIA** - A sedimentação quaternária Içá (Maia et al., 1977) encontra-se representada regionalmente por uma seqüência essencialmente psamítica com subordinadas intercalações de pelitos e conglomerados. Seu limite ocidental coincide com o Arco de Iquitos. Para esses autores o contraste morfológico observado em imagens permite delinear um contato discordante com os sedimentos da Formação Solimões, estando limitada a leste pelo Arco de Purus, onde estabelece contato discordante com os sedimentos da Formação Alter do Chão. A sul os sedimentos da Formação Içá alcançam os Estados do Acre e Rondônia, definindo contato com as rochas do Cráton Guaporé. O limite setentrional desta sedimentação desenvolve-se sobre litologias do

Escudo das Guianas, onde atinge as porções norte e central dos Estados do Amazonas e porção SW de Roraima (figura 1).

Nos produtos de sensores remotos a cobertura sedimentar pertinente a Formação Içá é individualizada por padrões de drenagem aberta com vale em "U", contrastando com as litologias da Formação Solimões, delimitadas a SW da região em foco, cujo aspecto textural caracteriza-se por apresentar maior adensamento da rede de drenagem e vales em forma de "V" mais fechados.

Trabalhos de campo desenvolvidos na região do Alto Rio Negro pelas equipes da CPRM permitiram definir uma melhor distribuição da sedimentação Içá, a qual estende-se predominantemente para E e N do Estado do Amazonas.

Afloramentos visitados ao longo dos rios Negro, Cuiuni e Aracá (região do Alto Rio Negro) no âmbito do Projeto Serra Imeri (fig. 1), utilizando critérios texturais, geometria das camadas e estruturas sedimentares, permitiram a definição de sete litofácies agrupadas em duas unidades litofaciológicas, conforme a figura 2.

### Descrição:

#### Unidade de fácies A (Seqüência Pelítico-Arenosa)

Litofácies A1 (pelítica, maciça e finamente laminada)

Litofácies A2 (arenosa, com níveis de turfa)

Litofácies A3 (arenosa, com níveis de grossos)

#### Unidade de fácies B (Seqüência Psamo-pelito-conglomerática)

Litofácies B1 (arenosa, com estratificação cruzada de médio a grande porte)

Litofácies B2 (pelítica, maciça a finamente laminada)

Litofácies B3 (arenosa, com níveis de turfa)

Litofácies B4 (areno-conglomerática à conglomerática, imbricada e discretamente laminada)

**INTERPRETAÇÃO** - As seqüências descritas

são indicativas de sedimentação tipicamente continental, onde ocorre uma unidade de fácies predominantemente pelítica capeada por seqüência de arenitos e conglomerados depositados sob condições de acentuada energia. A unidade basal (pelítico-arenosa) é constituída por um conjunto lenticular de siltitos e/ou argilitos maciços a finamente laminados intercalados em arenitos e, neste contexto deposicional, representa estabilização temporária nas condições da bacia captadora com geração de lagos restritos formados pela migração de pequenos canais de um rio entrelaçado (tipo "braided"). O espesso pacote de arenitos tabulares estratificados (sotoposto a esta seqüência), exibindo esporadicamente pelotas de argila, sugere um estágio transicional nas condições de aporte sedimentar em função de variações

paleoclimáticas regionais e/ou modificações no gradiente de sítio deposicional. Sob condições de moderada energia concomitantemente com a sedimentação de finos (lentes), ocorreu a deposição de raízes, galhos e troncos, que ao serem decompostos originaram finos níveis turfáceos.

A litofácies superior (conglomerática) caracteriza possível depósito de diques marginais e/ou depósito de rompimento de diques marginais.

Registros de campo, obtidos de medidas de paleocorrentes em estratificação cruzada acanalada, nos afloramentos dos rios acima citados, revelam, em geral, sentidos para SW, S e SE, posicionando a fonte de suprimento sedimentar para norte.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MAIA, R.G.N.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.H. de; COSTA, F.S.F. da; HOLANDA, M.A. de COSTA, J. de A. 1977. Projeto Carvão No Alto Solimões; relatório final. Brasil. Ministérios das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, rel. inédito.
- MELO, A.F.F. de & 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. Rel. Inédito, 1993. 3v.
- MORAES REGO, L.F. de 1930. Notas sobre a geologia do território do Acre e da bacia do Javary. Manaus, César Cavalcante & Cia. Avulsa, Manaus, 15p.

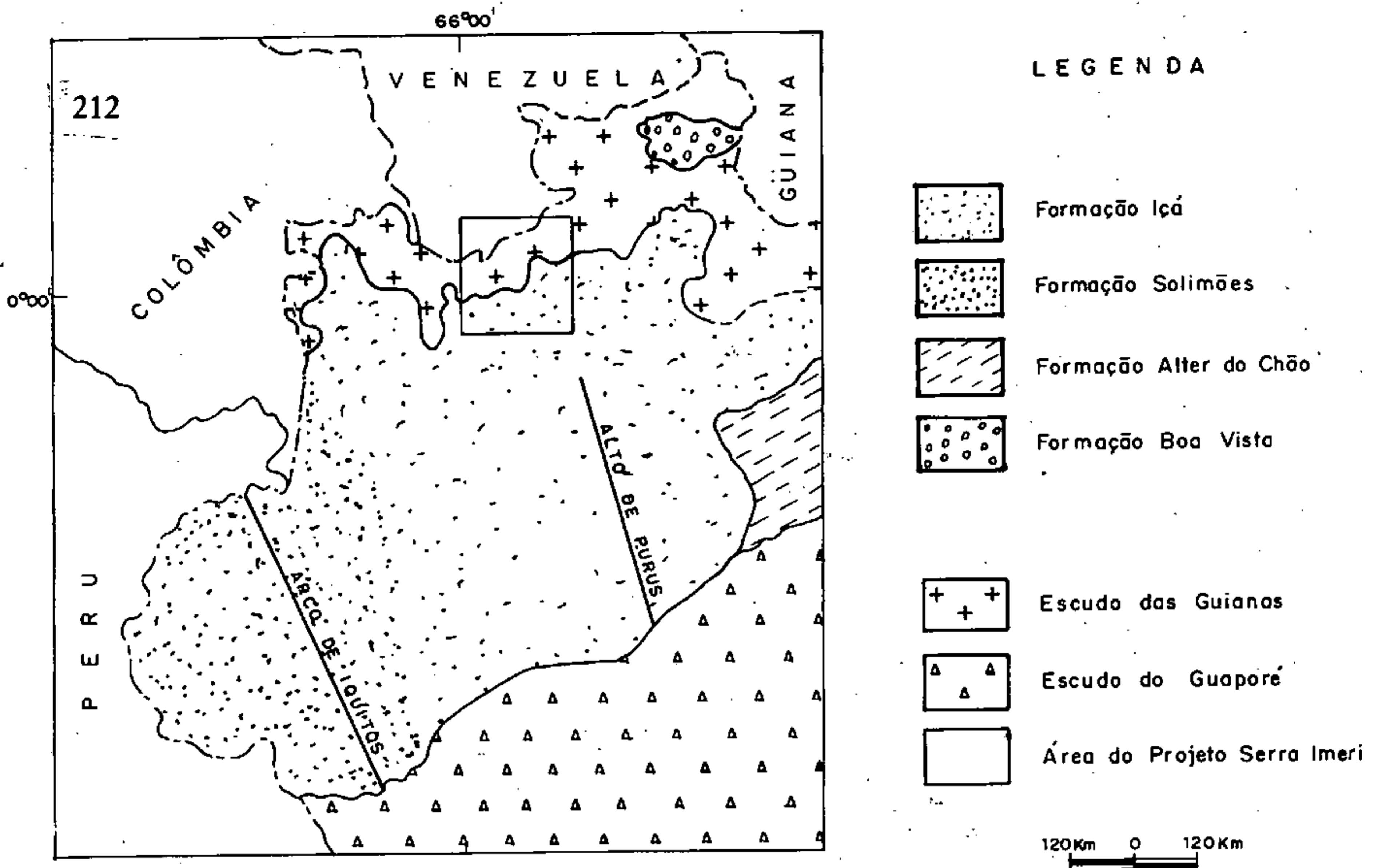


FIGURA 1 — Distribuição dos sedimentos pertinentes a Formação Içá no âmbito da Bacia do Solimões.

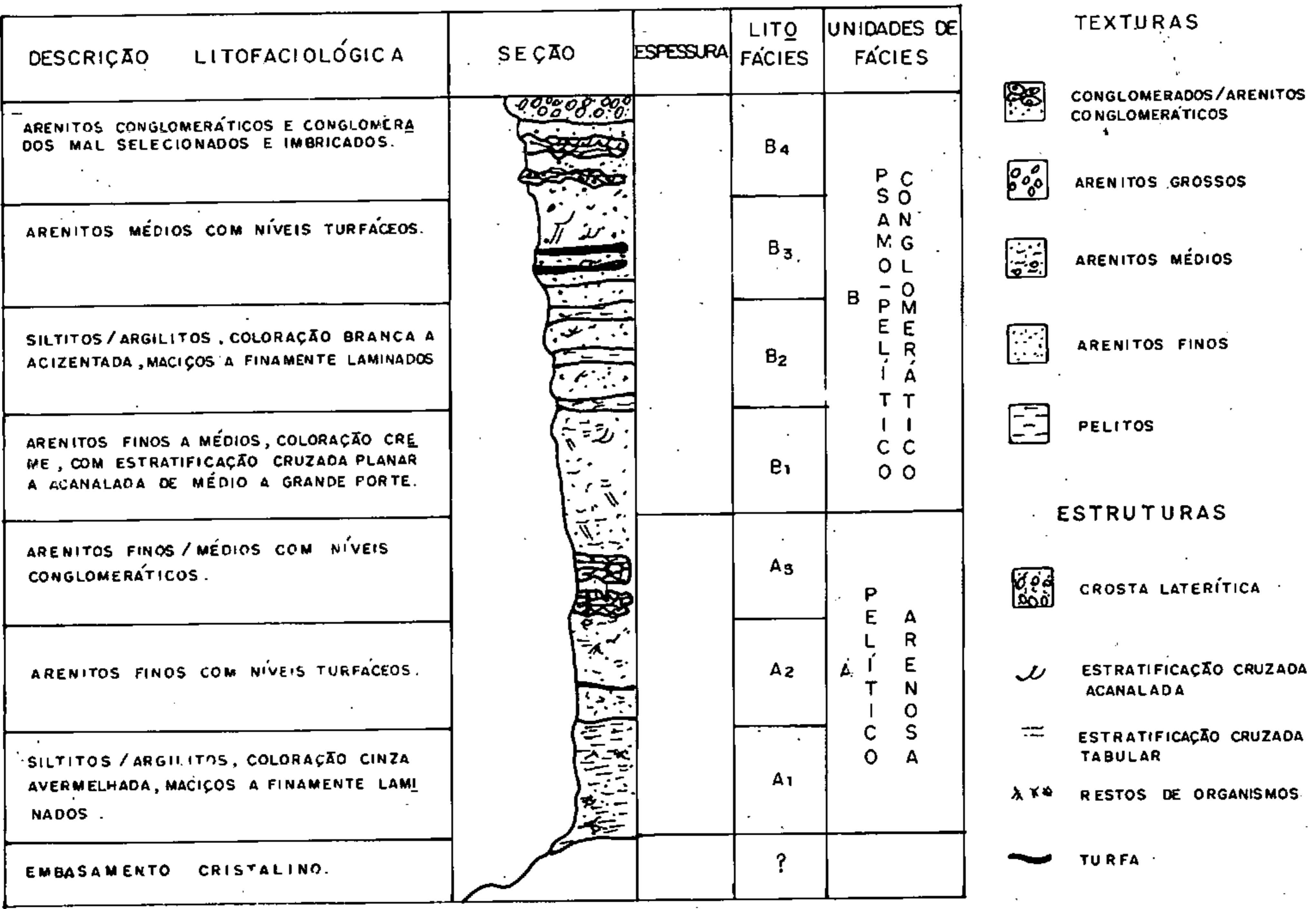


FIGURA 2 — Seção geológica representativa da Formação Içá na área do Projeto Serra Imeri

# PETROLOGIA GEOCRONOLOGIA

## ALCALINAS DE RORAIMA

FELICÍSSIMO ROSA BORGES - *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*

Any interest?

Rochas alcalinas foram registradas em Roraima desde 1974 (Santos & Salas), próximo ao rio Catrimâni (Sienito Catrimâni). Com o levantamento aerogeofísico do Projeto Rio Branco em 1981, evidenciou-se mais 21 corpos na parte central de Roraima, em uma zona de prolongamento (SW) do Graben do Tacutu. A maioria dessas intrusões foi constatada por trabalhos posteriores da CPRM (Freitas & Brandão, no prelo e Borges, 1990), figura 1.

O corpo 1 (Sienito Catrimâni) tem dimensões de 2 km por 1 km, alongado à NW-SE e encontra-se totalmente circundado por sedimentos cenozóicos. Sua constituição é de nefelina, sodalita, cancrinita-sienitos cortados por diques de fonolitos. A mineralogia dos sienitos é representada principalmente por nefelina, seguida de cancrinita, sodalita, albita, hastingsita, egirina e acessórios como titanita, melanita, biotita, apatita, zircão, microclínio e carbonatos. Os fonolitos apresentam-se com nefelina, sanidina, aegirina, titanita, cancrinita, fluorita e apatita. Foi datado pelo método ótico (172 M.a.) e por Rb/Sr (110 M.a.).

Os corpos 2 a 7 pertencem a Suíte Alcalina Serra Repartimento (Borges, 1990), estão inclusos em um alto aeroradiométrico (400-2500 cps) que abrange 22 ha, com eixo principal E-W medindo cerca de 22 km lineares. Vários diques de rocha alcalina e/ou básica/ultrabásica foram constatados dentro da anomalia. O maior dos corpos (corpo 2) tem em torno de 3,5 km (NE-SW) por 3 km (NW-SE). Na área afloram rochas fenitizadas, fenitos e espécimes vulcânicas como basanita, basalto, traquibasalto, fonotefrito, tefrito e foidito (figura 2). A mineralogia identificável em lâmina foi nefelina, sodalita, cancrinita, feldspatos, egirina, fluorita, titanita, hornblenda e carbonatos.

Trabalho prospectivo realizado pela CPRM

nos corpos 2 a 6 mostra altos radiométricos (levantamento terrestre com cintilômetro) e altos geoquímicos (Ba, P, La, Ce, Nb, Mo, Pb, Sr e Ti). No corpo 2 as amostragens de solo em malha de poços de 10 m de profundidade, assinalaram teores de  $P_2O_5$  entre 2 a 9,5%, de  $La_2O_3 + CeO_2$  entre 0,5 a 5%, de Ti entre 0,3 a 3% e de  $Nb_2O_5$  entre 0,1 a 0,5%. Também foi mapeada uma ocorrência de barita com área de 400m x 600m.

Os corpos de 8 a 22 pertencem à Suíte Alcalina Apiaú (Freitas & Brandão, no prelo). Os corpos 9-11-14 e 16 a 21 foram assinados por fotointerpretação e dados de aeroradiometria, os demais foram constatados também nos trabalhos de campo. O maior destes corpos (corpo 8) tem dimensões de 6,7 km (E-W) por 3km (NS). Os tipos litológicos mapeados foram feldspato sienito, feldspatóide sienito, feldspato traquito, feldspatóide traquito, e secundariamente fonolito e nefelinito. Nas rochas plutônicas foram identificados feldspatos, hornblenda, biotita, aegirina, augita e acessórios como apatita, opacos, fluorita, zircão e quartzo. Nas rochas vulcânicas foram observados k-feldspato, nefelina, cancrinita, haüina, sodalita, zeólitas, aegirina-augita, hornblenda, biotita, apatita, zircão, fluorita e carbonatos.

O corpo 15 foi prospectado pela CPRM, no local foram assinalados diques de traquitos, fonolitos e um de nefelinito. Amostragens de solo realizadas à superfície, indicaram teores de Ba entre 100 a 700 ppm, de Ce + La entre 100-1200 ppm, de P entre 100 a 400 ppm e de Nb entre 100 a 300 ppm.

Análises de terras raras em rochas da Suíte Alcalina Apiaú assinalaram comportamento heterogêneo, com fracionamento elevado dos ETRL e baixo a moderado dos ETRP, quanto ao Eu mostra-se com forte anomalia negativa em um

grupo de rochas e fraca anomalia em outro (figura 3).

Tanto as rochas da Suíte Alcalina Apiaú quanto as da Suíte Alcalina Serra Repartimento, encaixam-se em litologias do Proterozóico. A datação de Rb/Sr realizada em rocha do Sienito Catrimâni (Montalvão et al., 1979) mostra idade de 110 m.a. Admite aqui que esta idade possa ser

aplicada para as outras alcalinas da área, sendo que todas teriam seu surgimento ligado às fendas profundas e ao magmatismo básico de 120-200 m.a., surgidos no decorrer do desenvolvimento do Graben do Tacutu ( $\pm 155$  km/NE), representariam assim o encerramento das manifestações magmáticas na região.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BORGES, F.R. 1990. Projeto Serra Repartimento, Relatório de Progresso. Manaus. Inédito.
- FREITAS, A.F. & BRANDÃO, R.L. - Projeto Mucajá, Folha NA.20-X-C-VI. Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM. Manaus, no prelo.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECK-EISEN, A.; ZANETTIN, B.A. 1986. Chemical classification of volcanics rocks based on the total alkalis diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- MONTALVÃO, R.M.G. de et al. 1979. Projeto RADAMBRASIL, Folha NA.20 (Boa Vista). MME/DNPM. Rio de Janeiro, pag. 84-96, vol. 8.
- MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA 1981. Projeto Rio Branco - Convênio DNPM/CPRM. Rio de Janeiro.
- SANTOS, J.O. & SALAS, H.T. 1974. Notas sobre a primeira ocorrência de rochas alcalinas no Território Federal de Roraima. In: CONG. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. p. 412-413.

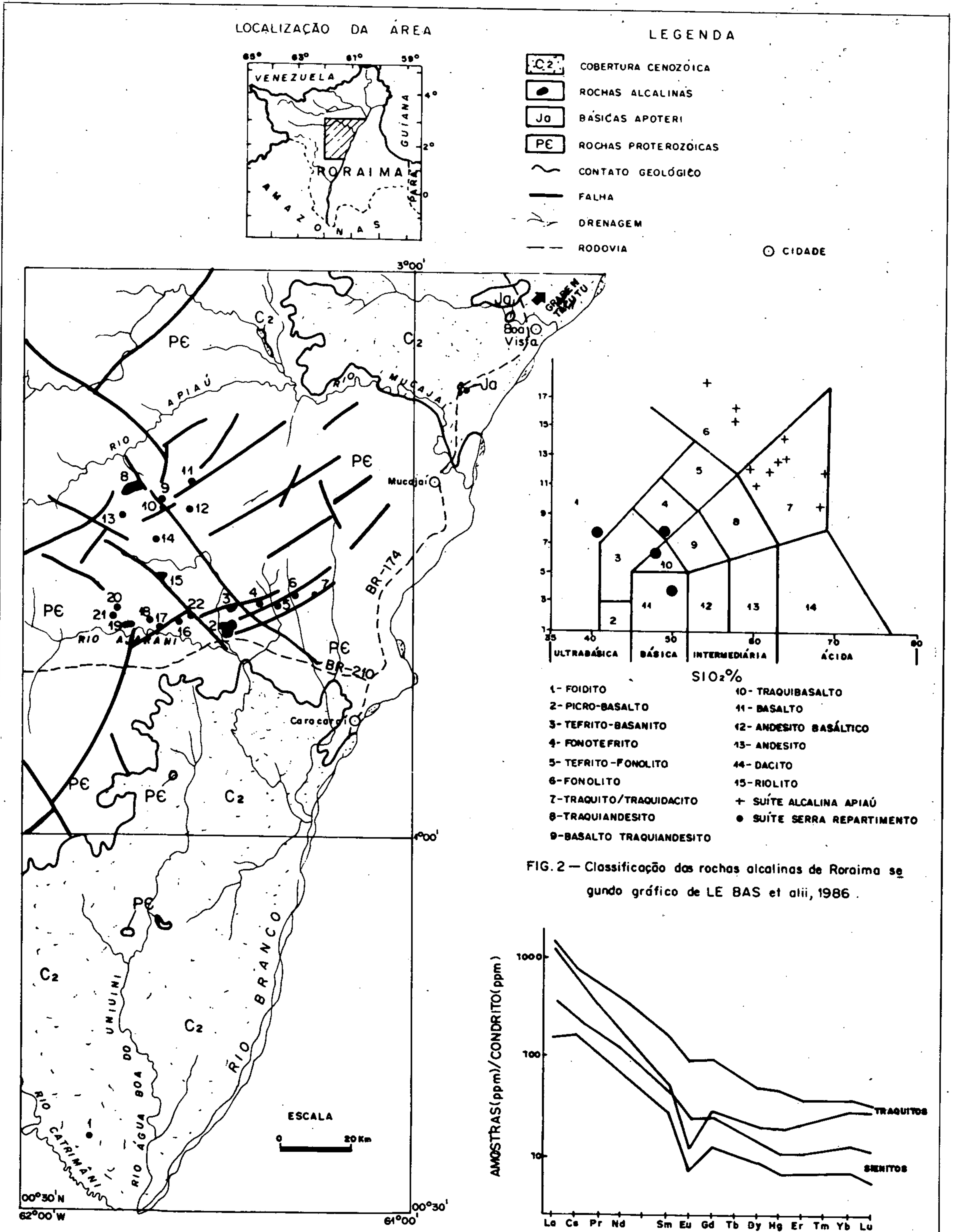


FIG.1 — Mapa geológico simplificado, mostrando a localização das rochas alcalinas.

FIG.2 — Classificação das rochas alcalinas de Roraima segundo gráfico de LE BAS et alii, 1986.

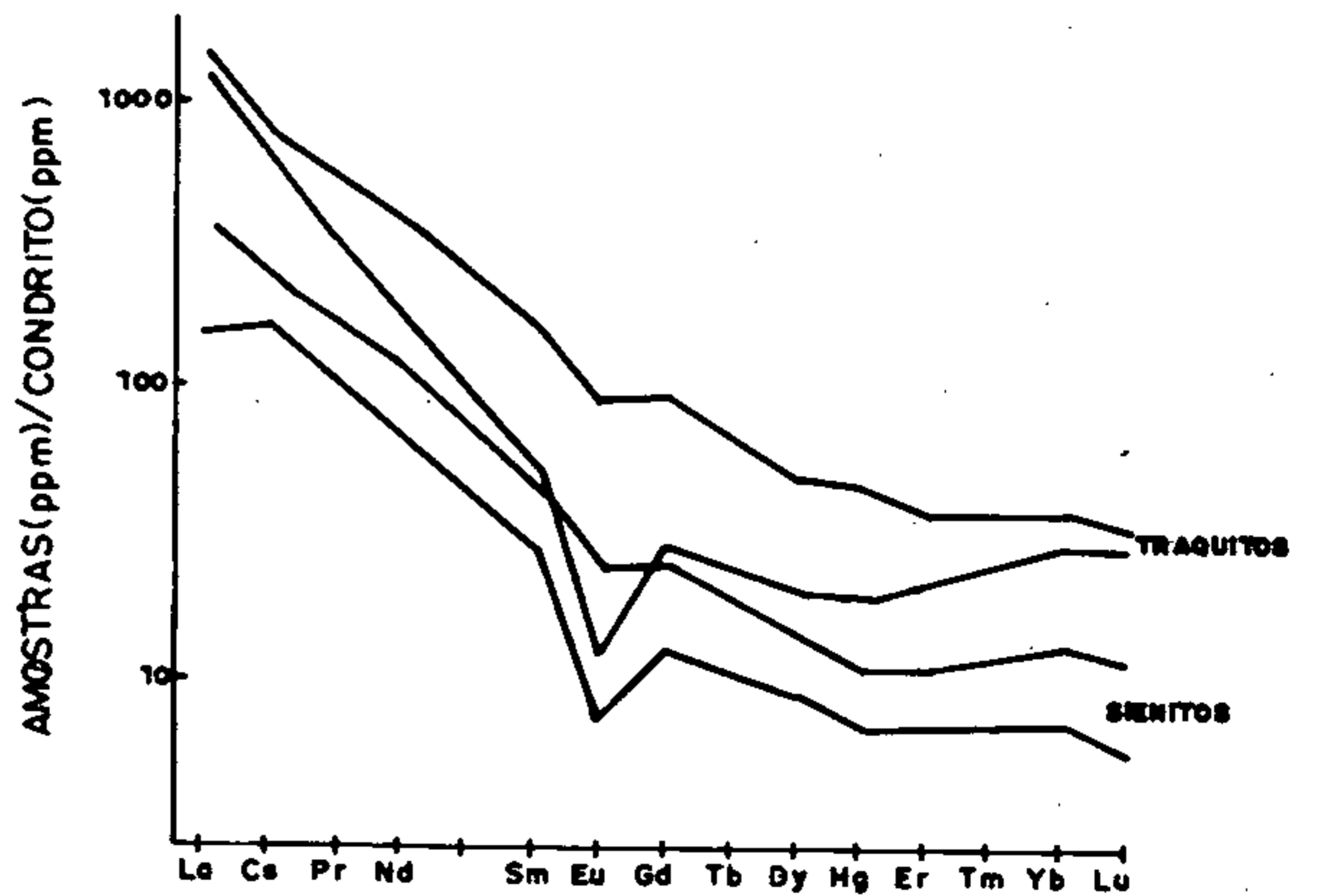


FIG.3 — Padrões de ETR para rochas da Suíte Alcalina Apiáú (FREITAS & BRANDÃO, no prelo)

## GEOQUÍMICA, PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DO GRANITO RIO UAUPÉS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA RIO NEGRO, AMAZONAS.

ROBERTO DALL'AGNOL & MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA - *Centro de Geociências-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Recentemente, foram publicados novos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sobre o Granito Rio Uaupés da Província Rio Negro (Dall'Agnol & Macambira 1992; Dall'Agnol 1992). Nesses trabalhos é feita uma discussão pormenorizada sobre a evolução do conhecimento geológico da referida província e acrescentadas novas interpretações. Como, por razões que fogem ao controle dos autores, esses trabalhos não foram divulgados até o momento, decidiu-se apresentar aqui uma síntese dos principais resultados obtidos, acrescida de discussões e interpretações.

**ASPECTOS GEOLÓGICOS** - Titanita-biotita granitóides e gnaisses são rochas de ampla distribuição na Província Rio Negro (PRN), que se situa na porção noroeste do Estado do Amazonas e estende-se pelos territórios de Venezuela e Colômbia (Tassinari 1981). Corpos batolíticos formados por esses granitóides afloram no baixo curso do rio Uaupés. Titanita-biotita monzogranitos (TBMG), pouco deformados, são aí o tipo petrográfico dominante. Eles foram reconhecidos e estudados inicialmente por Paiva (1929), Pinheiro et al. (1976) e Dall'Agnol & Abreu (1976). Lima & Pires (1985) discutiram a evolução tectônica da Província Rio Negro e individualizaram na mesma diversos complexos, destacando as suites graníticas Rio Içana e Curicuriari. Os granitos do baixo rio Uaupés, que pertenceriam à última unidade, foram designados por Dall'Agnol & Macambira (1992) como Granito Rio Uaupés (GRU) e as rochas granitóides similares foram enquadradas na Suite Intrusiva Rio Uaupés.

**PETROGRAFIA** - As principais características petrográficas do GRU são: composições variando de granodiorito (subordinado) a monzogranitos; conteúdos modais de quartzo relativamente baixos; plagioclásio bastante cálcico com núcleos de andesina bem preservados; teor médio de

máficos próximo de 15% com predomínio acentuado de biotita (cerca de 9%); percentagens modais de titanita+opacos+apatita extremamente altas (em média 4,7% nos TBMG), com os dois primeiros sobrepujando o anfibólio. Os opacos presentes são magnetita, ilmenita e pirita, e medidas de suscetibilidade magnética (SM) em amostras de mão acusam sistematicamente valores elevados no TBMG (395,3 a 189,7 x 10<sup>-4</sup> SI), decrescendo nas fácies hololeucocráticas (108,9 a 21,2 x 10<sup>-4</sup> SI). Tais dados mostram que o GRU é um granito da série a magnetita.

**GEOCRONOLOGIA** - Uma isócrona Rb-Sr construída a partir de seis análises em rocha total do GRU (Dall'Agnol & Macambira 1992) forneceu uma idade de 1459±32 Ma (1σ) com razão inicial (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) igual a 0,70631 ± 0,00117 (1σ), sugerindo que o magma gerador do GRU foi formado diretamente a partir de rochas crustais ou derivou-se de uma fonte mantélica, mas foi afetado por contaminação crustal. Anteriormente, Tassinari (1981) mostrou que os granitóides e gnaisses afins mineralogicamente ao Granito Rio Uaupés concentravam-se em diagrama isocrônico Rb-Sr entre as isócronas de referência de 1750 e 1500 Ma. Amostras de rochas predominantemente gnáissicas desse conjunto, provenientes de uma região localizada a cerca de 200 km a NW da região estudada neste trabalho, forneceram, segundo Tassinari (1984) uma idade de 1709 ± 17 Ma com razão inicial (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) = 0,703 ± 0,002. Por sua vez, o método Pb-Pb indicou para o mesmo conjunto de amostras uma idade de 1632 ± 250 Ma. Finalmente, datações U-Pb em zircões (Tassinari & Van Schmus, inédito; comunicação escrita de C.C.G. Tassinari) resultaram em idades de 1703 Ma para um titanita-biotita gnaisse e de 1521 Ma para um granito ou gnaisse porfirítico milonitizado.

As variações de idades obtidas para os titanita-biotita gnaisses e granitóides, tanto pelos métodos U-Pb, quanto Rb-Sr, indicam que os

mesmos formaram-se ao longo de um período de tempo bastante longo, compreendido possivelmente entre  $1750 \pm 50$  e  $1500 \pm 50$  Ma. Embora os dados sejam limitados, eles sugerem que os gnaisses são mais antigos que os granitóides sem deformação expressiva, como é o caso do Granito Uaupés.

**GEOQUÍMICA** - O Granito Rio Uaupés é subalcalino e metaluminoso, passando a peraluminoso nos termos mais ricos em sílica (leucomonzogranitos e leuco-sienogranitos). É relativamente rico em CaO e  $K_2O$  e possui razões  $FeO_1 / (FeO_1 + MgO)$  e  $K_2O/Na_2O$  muito elevadas. Seu comportamento em diagramas R1-R2, AFM e  $Mg/(Mg+Fe) \times B$  diverge nitidamente daquele das séries cálcico-alcálicas. Situa-se no campo dos granitos intraplacas em diagramas Nb x Y e Rb x (Y+Nb). Seguindo-se os parâmetros geoquímicos sugeridos por Whalen et al. (1987), o GRU tem maiores afinidades com os granitos do tipo A. Os padrões de terras raras revelam conteúdos elevados de TR (246 a 490 ppm), um acentuado enriquecimento em TRL, um importante fracionamento de TRP ( $(La/Lu)_N$  variando de 11 a 22) e anomalias negativas moderadas de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,54$  a  $0,62$ ).

**COMPARAÇÕES COM GRANITOS DE DIFERENTES AMBIENTES TECTÔNICOS** - O GRU não tem afinidades geoquímicas com os granitóides cálcico-alcálicos típicos de arcos-de-ilhas e margens continentais do tipo andino, nem tampouco com os granitos dominantes em zonas colisionais fanerozóicas. Ele distingue-se geoquimicamente também dos granitóides shoshoníticos, bem como dos granitóides rapakivíticos da Finlândia. Em diagramas multi-elementos do tipo rocha/ORG (Pearce et al. 1984), o GRU possui maiores afinidades com granitos intraplaca de litosfera continental atenuada. Em termos globais constatou-se maiores semelhanças geoquímicas e

petrológicas entre o GRU e os granitóides proterozóicos do tipo A, descritos no sudoeste dos Estados Unidos (Anderson & Bender 1989).

**PETROGÊNESE** - Estimou-se para a cristalização do TBMG temperaturas de 950 a 700°C e pressões de  $8,5 \pm 1,5$  a  $4,5 \pm 0,5$  kbar, respectivamente para o início e fim da cristalização, sendo o líquido pobre em fases voláteis. O magma evoluiu em condições relativamente oxidantes, em condições de fugacidade do oxigênio elevada, próximas às dos tampões NNO e HITMQ. Assume-se a hipótese de que o magma gerador do GRU seria derivado da anatexia de alta temperatura de uma crosta inferior, espessada tectonicamente, composta provavelmente por quartzo-dioritos e dioritos ou quartzo-gabros, jotunitos e mangeritos.

**IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS** - A hipótese de que a Província Rio Negro corresponda tectonicamente a um arco magmático relacionado à subducção de crosta oceânica (Tassinari 1981) não é sustentada pelos dados geoquímicos e petrológicos que revelam que o Granito Rio Uaupés, representativo dos granitóides dominantes na província, não possui afinidades com seqüências cálcico-alcálicas. O fato do mesmo diferir igualmente dos granitóides mais típicos de ambiente colisional e assemelhar-se mais aos granitóides do tipo A, também enfraquece, em princípio, a hipótese de que a província seja o reflexo de uma colisão continental (Dall'Agnol et al. 1987). Entretanto, admitindo-se uma colisão com importante espessamento crustal, se poderia através da fusão de base de crosta a pressões elevadas, gerar magmas a altas temperaturas (England & Thompson 1986) com características análogas aquelas do que gerou o Granito Rio Uaupés. Essa é a hipótese assumida no presente trabalho.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23: 19-52.
- DALL'AGNOL, R. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Rev. Bras. Geoc.* 22(1):
- DALL'AGNOL, R. & ABREU, A.S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense da Folha NA.19 Pico da Neblina. In: CONG. BRAS. GEOL.,



- 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...Ouro Preto*, SBG. v.2, p. 321-350.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE-JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):382-403
- DALL'AGNOL, R. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, petrologia e geocronologia. *Rev. Bras. Geoc.* 22(1): 3-14.

## AVALIAÇÃO PRELIMINAR DAS SEQUÊNCIAS MÁFICAS E MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DA AMAZÔNIA ORIENTAL

EDESIO MARIA BUENANO MACAMBIRA - CPRM/SUREG-BE

XAFI DA SILVA JORGE JOÃO - CPRM/SUREG-BE

ARIPLINIO ANTONIO NILSON - UnB

CARLOS AUGUSTO MEDEIROS FILHO - DOCEGEO

ARMINIO GONÇALVES VALE - CPRM/SUREG-BE

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho resulta de uma integração dos resultados obtidos, principalmente, pela CPRM e DOCEGEO e objetiva a caracterização geológica, petrográfica e metalogenética das mais expressivas sequências máficas e máfico-ultramáficas. Paralelamente, objetiva-se uma classificação preliminar das sequências litológicas baseada nos padrões classificatórios propostos, entre outros, o estabelecido por Naldrett (1981), adaptados as condições do conhecimento geológico da Amazônia Oriental.

Com esta denominação considera-se a região abrangida pelo Pará, Amapá, a extremidade norte do Tocantins e a porção noroeste do Maranhão, totalizando cerca de 1.550.000Km<sup>2</sup> (Fig. 1). Sob o ponto de vista geotectônico esta região compreende, essencialmente, as porções norte e sul do Cráton Amazônico, separadas pela Bacia do Amazonas; a porção oriental, abrange a Bacia do Parnaíba e o Cráton de São Luiz; nas porções centro-leste e nordeste ocorrem as faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia e Gurupí, respectivamente.

Baseado nas considerações apresentadas foram estabelecidos, preliminarmente, oito grupos de sequências máficas e ultramáficas, sendo que alguns podem ser subdivididos: Cinturão granulítico básico; sequências máfico-ultramáficas associadas a "greenstone belts" e a bacias transcorrentes; corpos "alpinos" associados a faixas de dobramentos; intrusões acamadadas (metamorfisadas e não metamorfisadas); intrusões Indiferenciadas (metamorfisadas e não metamorfisadas); intrusões ultrabásico-alcalinas; basalto de platô; enxames de diques (Fig. 1).

**CINTURÃO GRANULÍTICO BÁSICO** - Esta categoria engloba as faixas de rochas granulíticas, com litótipos básicos associados, ocorrentes no Amapá, particularmente, o Piriclasito Mutum;

presentes, também, na região de Carajás representadas pelo Complexo Pium e pelo Piriclasito Rio Preto e na região de Altamira, pelo Granulito Bacajaí. Tratam-se de faixas com dezenas de quilômetros de extensão, dispostos aproximadamente segundo direção leste-oeste, consideradas de idade possivelmente arqueana e essencialmente representados por hiperstênio-piroclásio-granulito. Essas rochas, particularmente o Complexo Pium, são interpretadas como porções da crosta inferior soerguidas através de zonas de cisalhamento, em regime de cavalgamento de baixo ângulo (Araújo et al. 1988). Sob o ponto de vista metalogenético exibem uma favorabilidade para Cu e Au, conforme comprovado no domínio do Complexo Pium.

**SEQUÊNCIAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ASSOCIADAS À "GREENSTONE BELTS" E À BACIAS TRANSCORRENTES** - Este grupo pode ser correlacionado ao tipo "A" de Naldrett (1981) e correspondente aos derrames de lavas komatiíticas e toleíticas, associados às sequências vulcano-sedimentares dos "greenstone belts" e das bacias transcorrentes, consideradas de idade arqueana a proterozóica inferior, ocorrentes na Amazônia Oriental. Na porção setentrional dessa área, em termos de "greenstone belt" destaca-se o Grupo Vila Nova, enquanto que na porção meridional comparecem os "greenstone belts" de Andorinhas, Gradaus, Tucumã, Sapucaia, Rio Novo, Três Palmeiras, etc. Na região do Tapajós, está presente o "greenstone belt" de Jacareacanga, e no Cráton de São Luiz, o de Aurizona.

As bacias transcorrentes localizam-se, primordialmente, na porção sul do Cráton Amazônico e estão representadas pelos grupos Grão Pará, Aquiri, São Sebastião, São Felix, Tapirapé, Buritirama, Serra Misteriosa, etc.

As rochas máficas e ultramáficas presentes

nos "greenstone belts" e nas bacias transcorrentes são constituídas, predominantemente, por basaltos toleíticos e, secundariamente, por basaltos magnesianos. Nos "greenstone belts", observam-se, também, termos komatiíticos. De uma maneira generalizada a natureza do magmatismo (ultramáfico ou máfico), parece estar relacionado a uma maior ou menor taxa de estiramento crustal.

Os "greenstone belts" exibem uma característica metalogenia aurífera; entretanto, em alguns desses corpos verifica-se, adicionalmente, um diversificado potencial, exemplificado por mineralizações de sulfetos (Vila Nova), W e Sn (Três Palmeiras), Fe (Tucumã) etc. Para as bacias transcorrentes, o potencial é igualmente diversificado, salientando-se a presença de Fe e Mn (Grão Pará), Cu e Zn (Salobro), Au (Salobro e São Félix) etc.

#### **CORPOS "ALPINOS" ASSOCIADOS A FAIXAS DE DOBRAMENTOS**

- Com esta denominação considera-se os corpos predominantemente serpentiniticos (antigos peridotitos), associados a Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia. Tratam-se de corpos longilíneos, geralmente dispostos na direção N-S, constituídos de segmentos descontínuos e com dimensões normalmente inferiores a 10km, considerados de idade proterozóica, deformados, metamorfisados e provavelmente representando segmentos de ofiolitos relacionados a implantação da mencionada faixa de dobramentos. Esses corpos são conhecidos como Serra do Quatipuru, Serra do Tapa e outros sem denominação formal, com um potencial metalogenético principalmente para Cr e Ni (laterítico).

Na Faixa de Dobramento Gurupi a presença de sequências ultramáficas é ressaltada pela constatação de corpos de xistos ultramáficos, integrantes da citada faixa de dobramentos.

**INTRUSÕES ACAMADADAS** - Este grupo abrange os complexos máficos-ultramáficos, acamadados, intrusivos em áreas cratônicas, que podem ser sub-divididos em metamorfisados e não metamorfisados. Essa última classe é exemplificada na região de Tucumã-São Félix do Xingu, pelos complexos máfico-ultramáficos da Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré-Jacarezinho e outros sem denominação formal. As

intrusões acamadadas metamorfisadas são representadas principalmente pelo Complexo de Luanga (região de Eldorado) e por outras intrusões menores existentes na região de Tucumã.

Os dois sub-tipos, além da perceptível diferença do grau de metamorfismo, apresentam outras diferenças contrastantes: os corpos não metamorfisados são longilíneos e geralmente considerados proterozóicos, enquanto os metamorfisados são arqueanos e de formas não bem definidas. Entretanto, ambos os tipos são acamadados, diferenciados e exibem uma sucessão de serpentinitos-piroxenitos-gabros, bem acentuada nos tipos não metamorfisados. Estes corpos exibem uma vocação metalogenética para Ni-laterítico e Elementos do Grupo da Platina (Onça, Puma, Jacaré, etc), e, Cr e EGP (Luanga).

**INTRUSÕES INDIFERENCIADAS** - São corpos intrusivos, associados às áreas cratônicas, geralmente de formas sub-arredondadas a irregulares e com diâmetro inferior a 20 km. Igualmente ao item anterior, essa categoria pode ser dividida nos sub-tipos, metamorfisados e os não metamorfisados, sendo considerados de idade, possivelmente, arqueana e proterozóica, respectivamente.

Os corpos não metamorfisados ocorrem principalmente no interflúvio Trombetas-Nhamundá, exemplificados pelo Diabásio Suretama, e na Bacia do Tapajós, pelo Troctolito Cachoeira Seca, Sill Crepori e Gabro Ingarana. Os corpos metamorfisados estão representados pelo Gabro Santa Inês (região de Carajás) e pelos mega-enclaves anfíbolíticos que compõem o Grupo Cuiú-Cuiú, na região do Tapajós.

Essas intrusões caracterizam-se por exibirem, geralmente, um único tipo litológico, de natureza básica, entretanto, alguns corpos podem estar diferenciados; não demonstram maiores perspectivas metalogenéticas exceto os anfíbolitos, que exibem uma afinidade aurífera.

#### **INTRUSÕES ULTRABÁSICO-ALCALINAS**

- Este grupo abrange os corpos intrusivos, de forma aproximadamente circular, de natureza ultrabásico-alcálicas, ocorrentes na porção norte do Cráton Amazônico e exemplificados pelos complexos de Maracanaí, Maecuru, etc. Tratam-

se de corpos não metamorfisados, considerados de idade proterozóica e com vocação metalogenética para Ti e  $P_2O_5$ .

**BASALTO DE PLATÔ** - Esta denominação abrange as soleiras de diabásio e os derrames de basaltos, presentes na Amazônia Oriental e fruto de um magmatismo basáltico toleítico, fissural, continental, de idade mesozóica. As soleiras e os sills atingem dezenas de quilômetros de extensão segundo a direção E-W e são englobadas sob a denominação de Diabásio Penatecaua. Esses corpos estão bem representados no flanco sul da Bacia do Amazonas e na região de Tucuruí. Derrames de basaltos são destacados na Bacia do Parnaíba, onde atingem uma área superior a centenas de quilômetros quadrados, representando vários pulsos magmáticos e recebem a denominação de Formação Orozimbo, com reduzida perspectiva metalogenética.

**ENXAMES DE DIQUES** - Esta categoria compreende os grandes conjuntos de diques de diabásio ocorrentes nos diversos quadrantes da região estudada, e frequentemente atingem dimensões quilométricas, encaixadas em diferentes unidades estratigráficas, dispostos predominantemente, segundo as direções NE-SW e NW-SE. São produtos de um magmatismo toleítico, fissural, continental, relacionado ao evento distensivo do Mesozóico, que conhecidos pelas designações de Diabásio Cassiporé (porção norte do Cráton Amazônico), Diabásio Cururu

(porção sul do Cráton Amazônico) e Diabásio Penatecaua (Bacia do Amazonas). Enxames de Diques característicos são observados nas regiões do Amapá e do Tapajós. Apresentam um baixo potencial metalogenético.

**CONCLUSÕES** - Este estudo permitiu a constatação de que as sequências máficas e máfico-ultramáficas compõem um complexo e diversificado panorama na Amazônia Oriental. A nível preliminar pode-se estabelecer os seguintes grupos: Cinturão Granulítico Básico, Sequências Máfico-Ultramáficas associadas a "Greenstone Belts" e à Bacias Transcorrentes", Corpos "Alpinos" associados a Faixas de Dobramentos, Intrusões Acamadada, Intrusões Indiferenciadas, Intrusões Ultrabásico-Alcalinas, Basalto de Platô e Enxames de Diques.

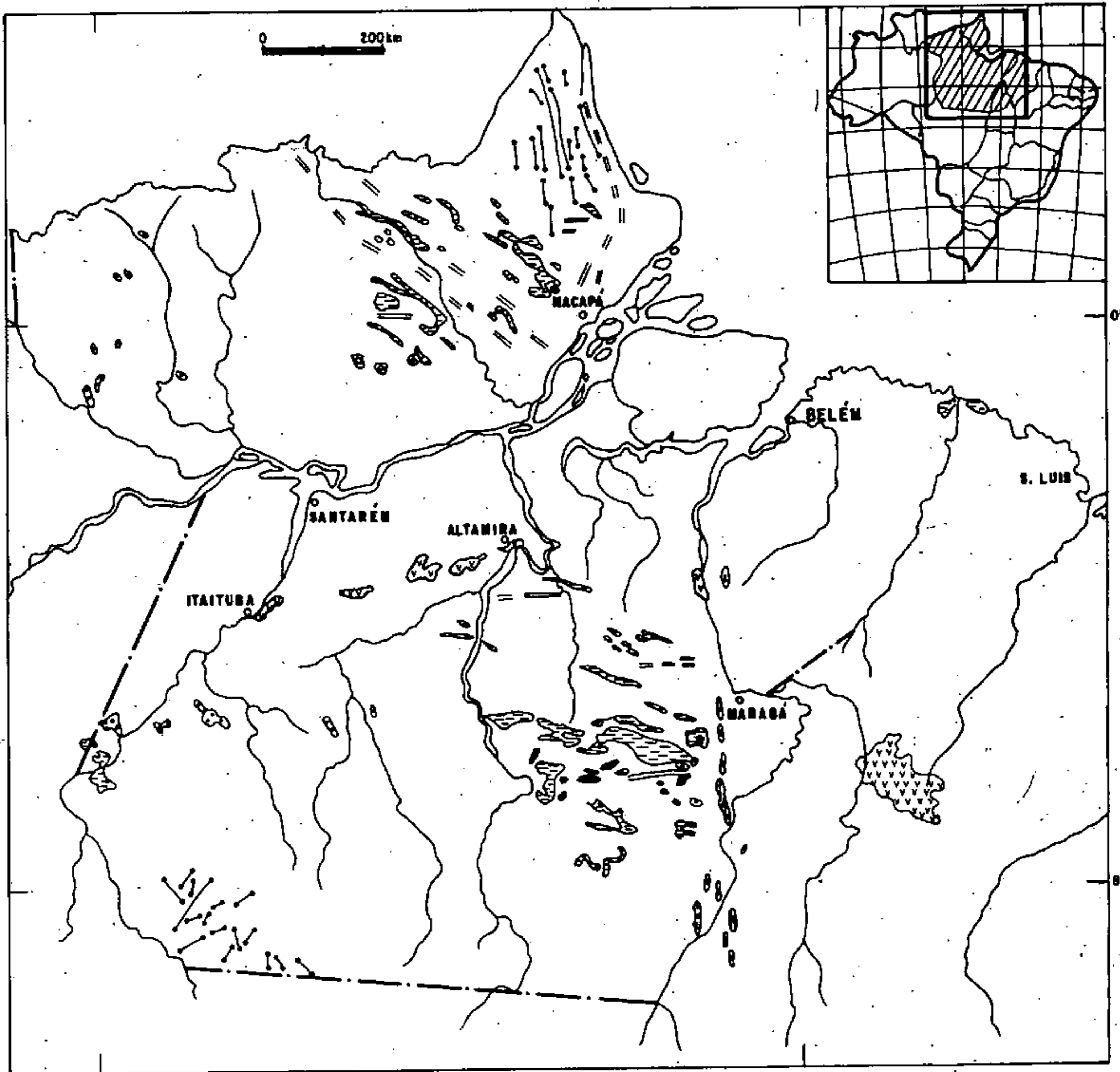
Do ponto de vista metalogenético as sequências máficas e máfico-ultramáficas representam um dos mais importantes metalotectos da Amazônia Oriental comprovados pelas inúmeras mineralizações auríferas dos "greenstone belts" (Andorinhas, Vila Nova, Gradaus, etc); as jazidas de Fe, Mn, Cu-Zn, e Au, associadas as sequências básicas das bacias transcorrentes (Grão Pará, Salobro, Tucumã, etc); aos depósitos de Ni (laterítico) e as mineralizações de Cr e EGP associadas as intrusões acamadadas ou indiferenciadas (Onça, Puma, Luanga, etc); as mineralizações de Ti e  $P_2O_5$  associadas as intrusões ultrabásico-alcalinas.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestrutura da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.1, p. 324-338.
- NALDRETT, A.J. 1981. Nickel Sulfide deposits: Classification, Composition and Genesis. Econ. Geol. 75th. Anniv., vol., 628-685.

FIG. 1

### AVALIAÇÃO PRELIMINAR DAS SEQUÊNCIAS MÁFICAS E MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DA AMAZÔNIA ORIENTAL

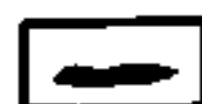



#### LEGENDA


 ENXAMES DE DIQUES


 BASALTOS DO PLATÔ

 INTRUSÕES INDIFERENCIADAS

 INTRUSÕES-ACAMADADAS

 CORPOS "ALPINOS" ASSOCIADOS A FAIXA DE DOBRAMENTOS

 SEQUÊNCIAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ASSOCIADAS A "GREENSTONE BELT" E A BACIAS TRANSCORRENTES

 CINTURÕES GRANOLITOS BÁSICOS

 INTRUSÕES ULTRABÁSICO-ALCALINAS

## UMA DISCUSSÃO SOBRE A ORIGEM DOS ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO DO CINTURÃO ARAGUAIA COM BASE NOS ISÓTOPOS DO Sr E Nd

CANDIDO A. V. MOURA - *Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Geociências/UFPA*

HENRI E. GAUDETTE - *University of New Hampshire, EUA*

**INTRODUÇÃO** - Nos núcleos das estruturas dômicas que ocorrem no segmento setentrional do Cinturão Araguaia (Hasui et al. 1984), afloram dois conjuntos distintos de ortognaisses. Nas estruturas de Xambioá, Lontra, Grota Rica e Cocalândia predominam ortognaisses trondhjêmicos, com características petrológicas e geoquímicas semelhantes às dos gnaisses trondhjêmicos arqueanos das suites TTG (Dall'Agnol et al. 1988, Moura 1992). Por outro lado, no interior das estruturas de Cantão, Rio Jardim e Cunhãs predominam ortognaisses graníticos, cujas características petrológicas e geoquímicas sugerem uma evolução distinta daquela dos ortognaisses trondhjêmicos (Souza et al. 1985, Dall'Agnol et al. 1988, Moura 1992). Com base em datações Pb-Pb por evaporação em zircão Moura & Gaudette (1993) sugeriram idades mínimas de 2,85 Ga e de 1,85 Ga para a colocação dos protólitos ígneos dos gnaisses trondhjêmicos e graníticos, respectivamente. Do ponto de vista lito-estratigráfico, os gnaisses arqueanos têm sido agrupados no Complexo Colméia (Costa 1980, Dall'Agnol et al. 1988) enquanto que os de idade proterozoica foram denominados de Gnaiss Cantão (Souza et al. 1985, Dall'Agnol et al. 1988). Neste trabalho, a história evolutiva desses ortognaisses é investigada a partir dos isótopos de Sr e Nd. Os resultados obtidos reforçam a tese de que os conjuntos de ortognaisses tiveram evoluções distintas, e mostram ainda que o protólito ígneo do Gnaiss Cantão não pode ter sido originado a partir de fusão parcial dos ortognaisses do Complexo Colméia.

**METODOLOGIA** - Os ortognaisses do núcleo das estruturas de Cocalândia, Grota Rica e Cantão foram selecionados para o estudo dos isótopos do Sr e Nd (tabela). Essas estruturas dômicas, além de situarem-se relativamente próximas, foram objeto de estudo petrológico e geoquímico preliminar (ver Dall'Agnol et al. 1988). As

determinações isotópicas do Sr foram efetuadas no Laboratório de Espectrometria de Massa da Universidade de New Hampshire. As análises isotópicas do Nd, realizadas no Instituto de Tecnologia de Massachussets (MIT), foram normalizadas para uma razão  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  igual a 0,7219. A idade modelo do Nd foi calculada com relação ao *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR; DePaolo & Wasserburg 1976). A idade modelo do Sr foi calculada com relação ao *Uniform Reservoir* (UR; Faure 1986). A notação  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e  $\epsilon_{\text{Sr}}$  utilizada neste trabalho é aquela correntemente empregada na literatura (ver Faure 1986, DePaolo 1988).

**RESULTADOS** - As idades-modelo CHUR e UR, e os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e  $\epsilon_{\text{Sr}}$  dos ortognaisses dos núcleos das estruturas de Grota Rica, Cocalândia e Cantão são mostrados na tabela. As idades modelo CHUR dos **gntjCD** são em torno de 3.0 Ga, ligeiramente inferiores a idade-modelo CHUR do ortognaisse granítico associado (**gngrCD**). De certa forma, o mesmo pode-se dizer com relação as idades modelo CHUR obtidas para os **gntnGR** e o **gngrGR**. Por outro lado, os **gngrCT** e o **gngrCT** forneceram idade-modelo CHUR bem inferiores variando entre 2,64 e 2,74 Ga. O tempo de residência crustal utilizando o modelo do manto empobrecido (*Depleted Mantle* -DM; Michard et al. 1985) é muito similar a idade CHUR para os ortognaisses das estruturas de Cocalândia e Grota Rica. Na estrutura de Cantão as idades-modelo DM tem apenas 20 a 40 milhões de anos a mais que as idades-modelo CHUR.

As idades modelo UR dos **gntjCD** e **gngrCD** são bastante similares e se situam entre 2,87 e 2,89 Ga. As idades modelo UR para os **gntnGR** e **gngrGR** mostram uma acentuada variação (2,59 a 2,93 Ga) sugerindo a abertura parcial do sistema Rb-Sr de uma rocha arqueana. Por outro lado, as idades modelo UR dos **gngrCT** e

**gngdCT** são contrastantemente inferiores variando entre 1,88 e 1,93 Ga.

Para o cálculo dos valores de  $\epsilon_{Nd}$  e  $\epsilon_{Sr}$  foram utilizadas como referência as idades 2,85 e 1,85 Ga com base em Moura & Gaudette (1993). Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (2,85 Ga) são negativos e próximos de zero, sendo que os **gngdCT** e **gngdGR** mostram valores mais afastados de zero (-4,85 e -6,72). Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (1,85 Ga) para os ortognaisses em geral variam entre -10 e -20, com uma predominância dos valores em torno de -10. Valores positivos e próximos de zero de  $\epsilon_{Sr}$  (2,85 Ga) foram obtidos para os **gntjCD** e **gngdCD**. Enquanto que os **gntnGR** e **gngdGR** mostram valores variados (negativos e positivos) denotando a abertura do sistema Rb-Sr. Os valores de  $\epsilon_{Sr}$  (1,85 Ga) são significativamente menores para os **gngdCT** e **gngdGR**.

**DISCUSSÃO** - Os ortognaisses trondjemíticos das estruturas dômicas do Cinturão Araguaia possuem uma característica isotópica mantélica, como indicado pelos valores de  $\epsilon_{Sr}$  (2,85 Ga) próximos de zero dos **gntjCD**. Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (2,85 Ga) para os **gntjCD** e os **gntnGR** também são muito próximos de zero, o que reforça a possível derivação mantélica do magma fonte desses ortognaisses. Entretanto, Martin (1987) demonstrou que o magma fonte das suites TTG arqueanas não poderia ser gerado diretamente da fusão parcial do manto peridotítico. Ele sugeriu então uma evolução em três etapas: 1) fusão do manto peridotítico para produzir basalto; 2) transformação do basalto em granada anfíbolito ou eclogito e; 3) fusão parcial dessas rochas máficas de alta pressão para produzir o magma fonte dos TTG. Nesse caso os valores de  $\epsilon_{Nd}$  em torno de zero, típico das suites TTG, poderia ser explicado pelo curto tempo de residência crustal da rocha basáltica fonte.

Os diferentes estágios da evolução identificados nos TTG arqueanos, estariam registrados nos dados isotópicos dos ortognaisses de Cocalândia e Grotta Rica. A extração da fonte máfica do manto teria se dado entre 3,0 e 3,1 Ga (idades-modélo CHUR dos **gntjCD** e dos **gntnGR**). A fusão parcial dessa rocha máfica em condições de altas pressões, necessárias para gerar o magma fonte dos ortognaisses, poderia ter-se dado em torno de 2,9 Ga (idades-modélo UR dos **gntjCD**). O protólito dos gnaisses graníticos (**gngdCD** e

**gngdGR**), associados aos gnaisses trondjemíticos e tonalíticos, poderia ter sido gerado também neste mesmo processo, porém, provavelmente a partir de uma rocha fonte distinta como indicado pela idade-modélo CHUR desses gnaisses graníticos.

As idades-modélo CHUR para os **gngdCT** e **gngdGR** sugerem que o protólito do Gnaisse Cantão proveio de uma rocha com longa residência crustal. A idade-modélo UR, por sua vez, indica que o protólito do Gnaisse Cantão foi extraído de uma fonte com razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$  semelhante a do manto há cerca de 1,9 Ga atrás. Por outro lado, os valores similares de  $\epsilon_{Nd}$  (1,85 Ga) dos **gntjCD**, **gntnGR**, **gngdCT** e **gngdGR** (ver Tabela) sugerem que o magma fonte do Gnaisse Cantão pode ter sido gerado a partir da fusão parcial dos tonalitos e trondjemitos do Complexo Colméia. Entretanto, os valores significativamente mais baixos para  $\epsilon_{Sr}$  (1,85 Ga) dos **gngdCT** e **gngdGR** se opõem a essa conclusão e indicam que a rocha mãe do magma fonte do Gnaisse Cantão teria que ter uma razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$  muito mais baixa que aquela dos gnaisses trondjemíticos e tonalíticos há 1,85 Ga atrás. A avaliação em conjunto dessas informações, aparentemente contraditórias, levam a sugerir que o magma fonte do Gnaisse Cantão teria se formado a partir da fusão: 1) da própria rocha basáltica cuja fusão parcial gerou os ortognaisses arqueanos; 2) de uma rocha constituída pela assembléia residual dessa fusão, mais o que sobrou da fonte máfica e; 3) de rochas cumuladas intermediárias a máficas formadas por cristalização fracionada durante a evolução do magma fonte das rochas arqueanas.

**CONCLUSÕES** - As idades-modélo CHUR e UR, bem como os valores de  $\epsilon_{Nd}$  e  $\epsilon_{Sr}$  dos ortognaisses do Complexo Colméia apontam para uma evolução em estágios, similar aos gnaisses TTG arqueanos. Esses dados reforçam também a presença de dois conjuntos de ortognaisses distintos no cinturão Araguaia: um do Arqueano -Complexo Colméia- e outro do Proterozóico Inferior a Médio -Gnaisse Cantão. Adicionalmente, os resultados isotópicos descartam a possibilidade do Gnaisse Cantão ter sido originado a partir da fusão parcial dos ortognaisses do Complexo Colméia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, J.B.S. 1980. *Aspectos lito-estruturais de região de Colméia-Goiás*. Belém, 71p. (Dissertação de Mestrado, NCGG/UFPa).
- DEPAOLO, D.J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. London, Springer-Verlag. 187p.
- DEPAOLO, D.J. AND WASSERBURG, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3:249-252.
- DALL'AGNOL, R. TEIXEIRA N.P.; MACAMBIRA J.B.; KOTSCHOUBEY, B. GÓRAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: CONGR. LATINO-AMER. GEOL. 7, Belém. *Anais...* Belém, SBG. v.1, p 1-19.
- FAURE, G. 1986. Principles of Isotope Geology. New York, J. Wiley & Sons. 589p.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.A. & HASUI, Y. eds. *O Precambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 137-204.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28:921-953.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUDANT, M.; ALBAREDE, F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 601-610.
- MOURA, C.A.V. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil. Durham, 236p. (PhD. Thesis. University of New Hampshire).
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, north-central Brazil. Volume de resumos expandidos, CONGR. BRAS. GEOQ. 4, Brasília. *Anais...* Brasília, SBGq. p. 232-235.
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P. 1985. Petrologia do gnaissé Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Rev. Bras. Geoc.* 15:300-310.



Tabela- Dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr dos ortognaisses das estruturas dômicas de Cocalândia, Grota Rica e Cantão.

| Amostra |         | Sm/Nd | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}} (1,85\text{Ga})$ | $\epsilon_{\text{Nd}} (2,85\text{Ga})$ | T CHUR<br>(anos) |
|---------|---------|-------|-----------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|------------------|
| 88-19   | gngrCT  | 0.15  | 0.510731                          | -12.25                                 |                                        | 2.74E+09         |
| 88-22   | gngrCT  | 0.16  | 0.510936                          | -10.00                                 |                                        | 2.64E+09         |
| FC-127  | gngdCT  | 0.15  | 0.510822                          | -10.77                                 |                                        | 2.64E+09         |
| 88-08   | gntnGR  | 0.21  | 0.511142                          | -12.01                                 | -2.55                                  | 3.12E+09         |
| 88-11   | gntnGR  | 0.19  | 0.511027                          | -11.62                                 | -0.72                                  | 2.92E+09         |
| 88-13   | gngrGR  | 0.15  | 0.510277                          | -20.68                                 | -6.72                                  | 3.33E+09         |
| 90-37   | gngrCD  | 0.16  | 0.510531                          | -17.72                                 | -4.85                                  | 3.22E+09         |
| 90-39   | gntjCD  | 0.22  | 0.511325                          | -10.05                                 | -1.47                                  | 3.02E+09         |
| 90-40   | gngtjCD | 0.18  | 0.510861                          | -13.24                                 | -1.45                                  | 2.97E+09         |
| Amostra |         | Rb/Sr | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   | $\epsilon_{\text{Sr}}(1.85)$           | $\epsilon_{\text{Sr}}(2.85)$           | T UR<br>(anos)   |
| 88-19   | gngrCT  | 1.13  | 0.79383                           | 51.03                                  |                                        | 1.93E+09         |
| 88-22   | gngrCT  | 0.88  | 0.77210                           | 28.53                                  |                                        | 1.91E+09         |
| FC-127  | gngdCT  | 0.72  | 0.75680                           | 11.93                                  |                                        | 1.88E+09         |
| 88-08   | gntnGR  | 0.22  | 0.72750                           | 122.32                                 | 9.25                                   | 2.93E+09         |
| 88-11   | gntnGR  | 0.29  | 0.73328                           | 118.96                                 | -41.44                                 | 2.59E+09         |
| 88-13   | gngrGR  | 0.39  | 0.74687                           | 204.07                                 | -16.07                                 | 2.78E+09         |
| 90-37   | gngrCD  | 0.20  | 0.72556                           | 107.96                                 | 2.20                                   | 2.87E+09         |
| 90-39   | gntjCD  | 0.17  | 0.72191                           | 90.10                                  | 3.16                                   | 2.89E+09         |
| 90-40   | gngtjCD | 0.14  | 0.72014                           | 80.06                                  | 1.47                                   | 2.87E+09         |

gngrCT - gnaiss granítico da estrutura de Cantão  
gngdCT - gnaiss granodiorítico da estrutura de Cantão  
gntnGR - gnaiss tonalítico da estrutura de Grota Rica  
gngrGR - gnaiss granítico da estrutura de Grota Rica  
gntjCD - gnaiss trondhjemitico da estrutura de Cocalândia  
gngrCD - gnaiss granítico da estrutura de Cocalândia

## PETROLOGIA E PETROQUÍMICA DAS ROCHAS GRANULÍTICAS PERTENCENTES AO GRUPO KANUKU NA REGIÃO DA SERRA DO APIAÚ E RIO AJARANI, ESTADO DE RORAIMA

NILO SÉRGIO DE VARGAS NUNES - *CPRM/Manaus*

AURÉLIO FIGUEIREDO DE FREITAS

RICARDO DE LIMA BRANDÃO - *CPRM/Fortaleza*

MANOEL ROBERTO PESSOA - *CPRM/Manaus*

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho é fruto de um mapeamento geológico realizado pela CPRM na escala de 1:100.000 referente ao Projeto Mucajá, compreendendo a Folha NA.20-X-C-VI, situada na região central do Estado de Roraima. As rochas granulíticas pertencentes ao Grupo Kanuku (Mc Connell, 1958), distribuem-se amplamente na área pesquisada em contato com outras unidades geológicas. As principais exposições estão situadas na serra do Apiaú, a qual destaca-se como um corpo alongado, de relevo bastante acidentado e um forte estruturamento na direção NE-SW, sendo parcialmente circundada por gnaisses e granitóides da Suíte Metamórfica Urariqüera (Pinheiro et al., 1981). Na região do igarapé Repartimento do Ajarani, granulitos charnockíticos comportam-se como encaixantes de um maciço de natureza básica pertencente à unidade Anortosito Repartimento (Freitas & Brandão, 1991, no prelo). No extremo nordeste da folha, estas rochas estão em contato com o batólito granítico Mucajá. Ao norte, um corpo sienítico em forma de "stock" corta os granulitos. O arranjo estrutural da área mapeada, é formado por faixas regulares e lentes de gnaisses diversos e granulitos, que se alternam definindo um bandamento composicional orientado na direção NE-SW. Santos & Olszewski (1988) analisaram pelo método Rb/Sr duas amostras de granulitos provenientes desta folha, que revelaram uma idade de  $2012 \pm 71$  m.a., com uma relação inicial de  $0,7059 \pm 0,0016$ , não sendo possível afirmar se esta idade representa a formação da rocha ou seu último metamorfismo.

**PETROLOGIA** - O Grupo Kanuku é representado por uma seqüência infracrustal catametamórfica, bem caracterizada petrograficamente por suas peculiaridades texturais e paragenéticas. Esses catametamorfitos assumem uma significativa importância para o entendimento da evolução

crustal e dos processos metamórficos e deformativos associados, na medida em que eles apresentam uma significativa variabilidade textural, microestrutural e composicional. A presença, em quase 50% dos litotipos analisados, de uma acentuada anisotropia estrutural, representada por uma foliação milonítica e por bastões estirados de quartzo e feldspato, reflete o envolvimento desses catametamorfitos num processo de imbricação e lenticularização, facilitando o entendimento da trama estrutural a nível microscópico. Macroscopicamente, apresentam uma grande diversidade estrutural, com variações locais desde termos isotropos a foliados, culminando com uma foliação milonítica nas rochas mais deformadas. Normalmente, a rocha quando fresca, é de coloração cinza-esverdeada, com granulação média, mostrando freqüentemente uma silicificação bastante acentuada nos tipos mais tectonizados, onde também se observa uma cominuição dos grãos minerais. Na região do rio Ajarani, foram identificados granulitos básicos que ocorrem como enclaves nos charnockitos e granoblastitos ácidos, exibindo foliação com direção N70-80W. Processos granitizantes são observados através de veios e bolsões de natureza quartzo-feldspática, dispostos em concordância e/ou discordância com a foliação preferencial daquelas rochas. A análise petrográfica identifica uma variedade de tipos composicionais, como os membros da série hiperstênica regional, bem como membros não pertencentes a essa zona diagnóstica. Dessa forma, são identificados os granulitos de composição charnockítica, charnoenderbítica e enderbítica. O arranjo mútuo dos constituintes minerais da rocha, particularmente com relação ao tamanho e a forma, é do tipo granoblástico variando de equigranular a inequigranular e seriado, com graus de anisotropia variáveis. Localmente, a textura milonítica é representada por lentes e cristais estirados,

geralmente de quartzo, intercalados por níveis ou bandas de material em diferentes graus de recuperação e recristalização. A composição mineralógica dos granulitos da série charnockítica é representada por microclina, plagioclásio, quartzo, hiperstênio, biotita e/ou hornblenda e/ou diopsídio, zircão, apatita e opacos. Os granoblastitos são quase que exclusivamente de composição ácida, exibindo quase a mesma assembléia mineral dos tipos pertencentes a série charnockítica. Os granulitos básicos piriclasíticos mostram uma dominante associação hiperstênio-diopsídio-plagioclásio, biotita e/ou hornblenda, quartzo, apatita e opacos.

**PETROQUÍMICA** - A complexidade quanto a origem do Grupo Kanuku, pode ser deduzida a partir dos padrões dos ETR apresentados nas figuras IIA e B. Assim os padrões dos ETR dos litotipos básicos/intermediários mostram curvas com inclinação suave, indicando fracionamento baixo e leve enriquecimento nos ETRL. Um grupo de amostras apresenta anomalia negativa moderada de Eu e numa amostra deste elemento é imperceptível. Essa divergência de padrões sugere que as rochas básicas/intermediárias não são cogenéticas. A anomalia negativa de Eu provavelmente está relacionada ao fracionamento do plagioclásio num estágio pré-metamórfico (fase de cristalização magmática). Os padrões dos ETR apresentados na figura IIA são característicos de basaltos toleíticos continentais de derivação mantélica (fusão parcial do manto peridotítico) com cristalização a níveis crustais profundos, onde ocorrem condições à formação e fracionamento do plagioclásio. Os litotipos ácidos (dominantemente charnockitos) apresentam padrões dos ETR (figura IIB) que podem ser indicativos tanto de protólitos supracrustais como plutônicos. De um modo geral, apresentam curvas com inclinação suave, caracterizando um enriquecimento moderado em ETRL e leve empobrecimento dos ETRP. As anomalias negativas de Eu são moderadas, à exceção de uma amostra fortemente depletada nesse elemento. O empobre-

cimento em Eu pode estar relacionado à ausência de plagioclásio, o qual é facilmente destruído no ambiente supergênico, ocasionando desta forma a mobilização e dispersão desse elemento. Com relação a amostra de um charnockito caracterizada por padrão mostrando forte empobrecimento em Eu, típico de granitos alcalinos originados por fusão parcial da crosta, supõe-se que seja derivado de protólito dessa natureza, posteriormente submetido às condições de metamorfismo de alto Grau. Martin (1987), baseado na compilação das composições químicas de rochas graníticas, mostra a evolução de certas características do Arqueano (< 2,5 b.a.) até o presente. As associações de granitóides arqueanos exibem padrões dos ETR fortemente fracionados ( $5 < \text{LaN/YbN} < 150$ ) e teor baixo de Yb ( $4,5 < \text{YbN} < 20$ ). Com base nesses critérios o Grupo Kanuku tem idade pós arqueana.

**CONCLUSÕES** - A freqüente associação de granulitos com gnaisses (fácies anfíbolito) sugere a ocorrência de movimentação expressivas de massas rochosas, através de um sistema de cavalgamentos imbricados, em que as porções raízes (rochas granulíticas) do pacote original, dominantes na crosta inferior, foram alçadas tectonicamente a níveis mais rasos, constituindo o arranjo de disposição lateral, verificado entre os dois conjuntos litológicos, geometricamente orientados na direção NE-SW. Esse intrincado arranjo estrutural, aliado a determinações petrológicas e petroquímicas que revelaram forte predomínio de uma ortoderivação, torna imprecisa a reconstituição estratigráfica dos mesmos e, por conseguinte, o perfeito entendimento da evolução geológica do Arqueano/Proterozóico Inferior, na região. Datações radiométricas (Rb/Sr) efetuadas nos granulitos (op. cit.) mostram que a relação inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do manto superior no Proterozóico Inferior ( $\pm 2000$  m.a.), os autores sugerem uma derivação destas rochas a partir de material crustal, ou então de material derivado do manto, contaminado por rochas crustais.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FREITAS, A.F. de & BRANDÃO, R. de L. - 1991. Projeto Mucajaí, CPRM-Manaus, il. (no prelo).
- MARTIN, H. - 1987. Archaen granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):360-365.
- McCONNELL, R.B. - 1958. Provisional stratigraphical table of British Guyana. *A.R. Geol. Survey British Guyana*, 33-35.
- PINHEIRO, S. da S. et al. - 1981. Projeto Catrimani-Uraricoera. CPRM-Manaus.
- SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, N. - 1988. Idade dos granulitos tipos Kanuku em Roraima. In: CONGRESSO LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...Belém, SBG*, v.1, p. 378-388.

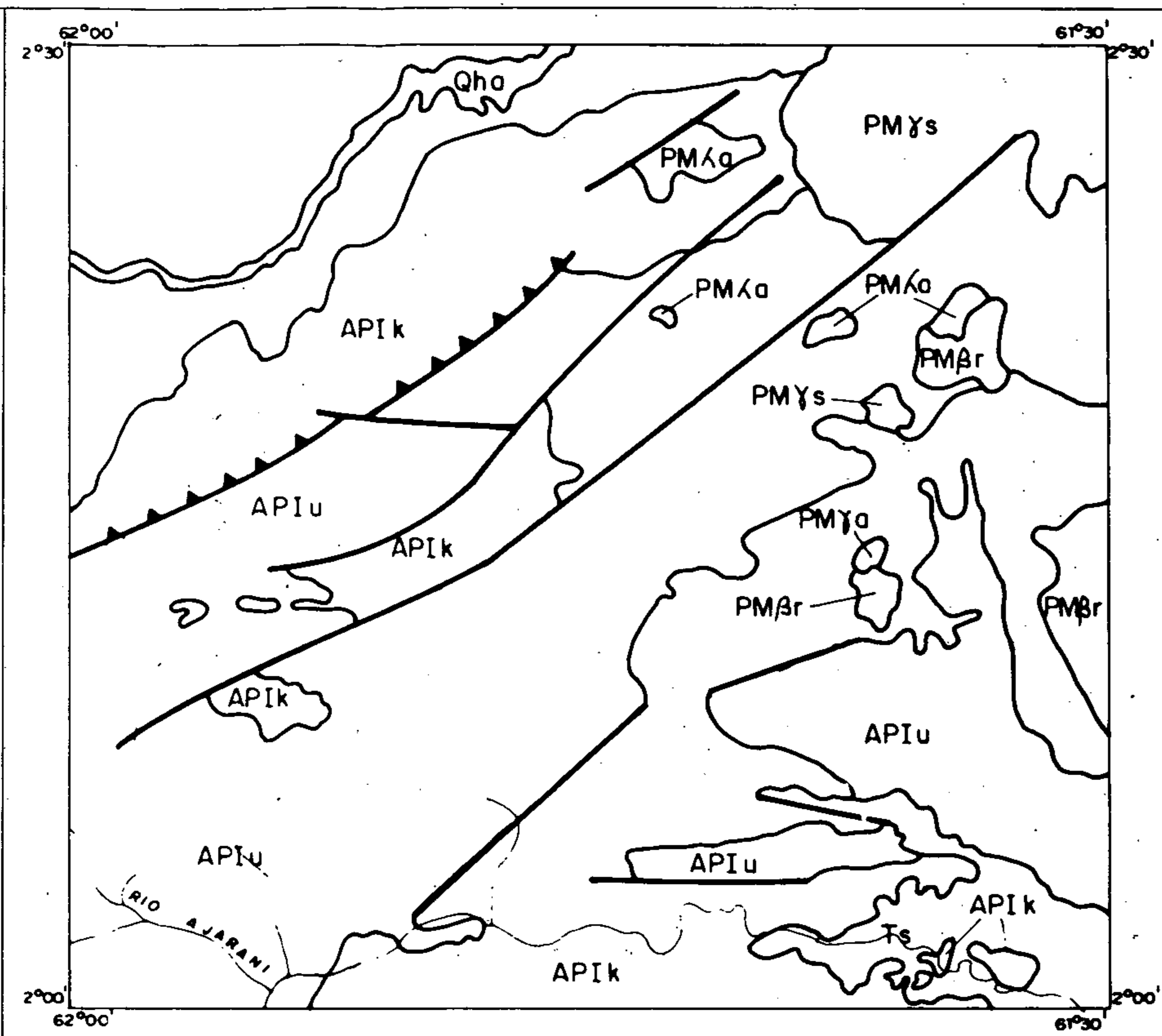


Figura I — MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA FOLHA NA.20-X-C-VI ELABORADO POR FREITAS E BRANDÃO, 1991

LEGENDA

- |                                    |                                      |
|------------------------------------|--------------------------------------|
| <b>Qha</b> Aluviões                | <b>APIk</b> Granulitos ortoderivados |
| <b>Ts</b> Sedimentos terciários    | <b>ESTRUTURAS</b>                    |
| <b>PMγa</b> Sienitos e traquitos   | Folha de cavalgamento                |
| <b>PMγs</b> Granitos rapakivíticos | Folha indiscriminada                 |
| <b>PMβr</b> Anortositos e gabros   | Contato geológico                    |
| <b>APIu</b> Ortognaisses           |                                      |

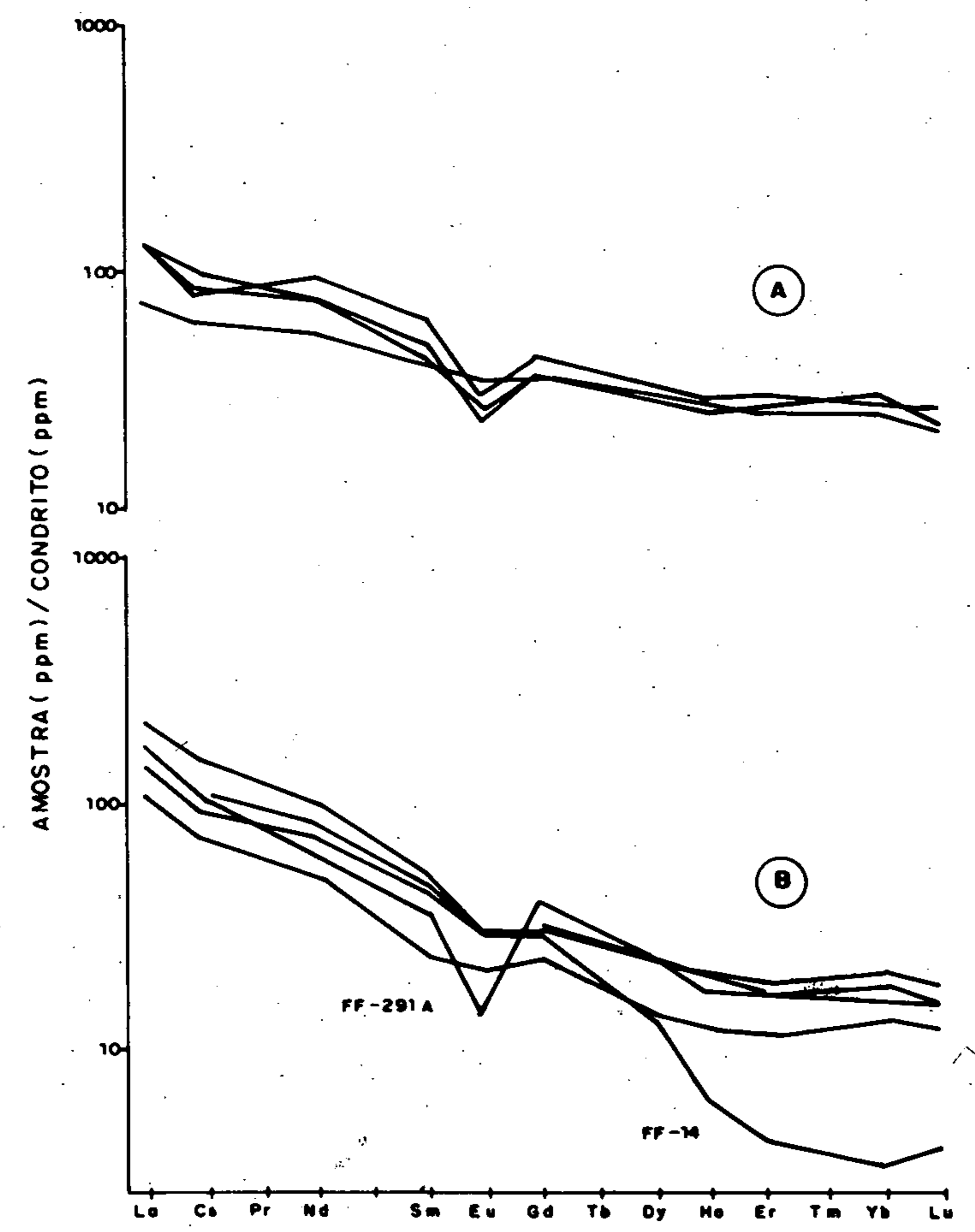


Figura II — Padrões da ETR para rochas básicas/intermediárias (A) e Ácidas (B) do Grupo Kanuku.

## COMPLEXO KANUKU: UM EXEMPLO DE CHARNOCKITIZAÇÃO *IN SITU*

LUIZ CARLOS DA SILVA - CPRM/Coord. Nacional do PLGB

JOÃO ORESTES SCHNEIDER SANTOS - CPRM/SUREG-MA

**INTRODUÇÃO** - O Complexo Kanuku, de idade transamazônica, na região central de Roraima e da Guiana (Fig. 1), é uma diversificada associação de ortognaisses-K, de médio a alto grau, parte dos quais portadores de veios e "manchas" irregulares de material leucossômico, fundido tanto em fácies anfíbolito quanto granulito (charnockitos-CNK). A aparente contradição da coexistência no mesmo nível crustal de gnaisses granulíticos - isolados em gnaisses de fácies anfíbolito - proporciona rara oportunidade para observação de CNK em estado nascente, por assim dizer *in situ*. Fornece também importantes implicações para o entendimento da gênese do Cinturão Kanuku como um todo.

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA** - São rochas de granulação média a grosseira, mesocráticas, isotropas a discretamente foliadas, com distinta coloração cinza-esverdeada. As composições variam especialmente de CNK (3A-charnockitos e 3B-farsunditos) a hiperstênio monzonitos e hiperstênio quartzo-monzonitos. Apresentam texturas magmáticas e submagmáticas (anatéxicas) do tipo hipidimórfico-granular, passando a granoblásticas. Localmente, efeitos de deformação superimposta no estado sólido são responsáveis por microgranulação e recristalização, dando origem a protomilonitos. O feldspato ocorre principalmente como meso-pertita. O quartzo é xenomórfico e intersticial. Os acessórios máficos maiores são de alta temperatura: hornblenda verde-oliva, biotita castanho-avermelhado (titanífera), além do orto e raramente, clinopiroxênio. A paragênese representativa das condições de cristalização é:

QUARTZO + K-FELDSPATO + PLAGIOCLÁSIO + BIOTITA + HORNBLENDA + ORTOPIROXÊNIO

**AS "MANCHAS" CHARNOCKÍTICAS E A CHARNOCKITIZAÇÃO *IN SITU*** - Em áreas isoladas, como na área de Caracaraí, é possível observar-se evidências diretas de campo sobre a

origem destes CNK e de suas relações com as encaixantes. Em alguns afloramentos dos terrenos granito-gnáissicos de composição granodiorítica, os granulitos têm sua presença mesoscopicamente identificável em manchas irregulares, de coloração esverdeada que permeiam e destacam-se dos gnaisses granodioríticos encaixantes por suas cores cinza-claras. A passagem dos CNK para os granodioritos é brusca e nítida, embora irregular. As manchas, de diâmetros decimétricos a métricos, truncam a foliação tangencial regionalmente impressa nos ortognaisses encaixantes. Além disso, observa-se nítido contraste estrutural entre a discreta trama nos CNK e a forte foliação tangencial da encaixante. Em outros locais, os CNK ocorrem como corpos tabulares, bastante regulares, sempre truncando a foliação regional. Manchas charnockíticas inicialmente descritas nos Gnaisses Peninsulares da Índia (Newton & Hansen, 1983), foram reconhecidas no Brasil, apenas no Complexo Costeiro do Espírito Santo (Silva, 1989) e, localizadamente, no âmbito do Complexo Jequié, Bahia.

### POSSÍVEIS MECANISMOS GERADORES -

Processos chamados de charnockitização *in situ* de gnaisses precursores têm sido adotados para explicar a presença de CNK embutidos em gnaisses de níveis crustais intermediários (Newton & Hansen, 1983) Como a charnockitização ocorre exclusivamente em zonas de cisalhamento superpostas à trama gnáissica regional, costuma ser também designada de charnockitização no estado confinado (*arrested state*). Mecanismos geradores podem ser assim resumidos: i) influxo metassomático de CO<sub>2</sub> veniente do manto, causando aumento rápido de P<sub>CO2</sub> na crosta inferior, com conseqüente decréscimo de P<sub>H2O</sub>. Aumento generalizado na temperatura de fusão, evitando a fusão parcial e migmatitização na crosta inferior granulítica; ii) expulsão de H<sub>2</sub>O para níveis crustais médios (onde ortognaisses estão em equilíbrio na fácies anfíbolito). A subida do fluido aquoso através de canais adequados -

como zonas de cisalhamentos - produz hidratação desses níveis crustais intermediários com conseqüente anatexia localizada e geração de fundidos em equilíbrio com as condições regionais (fácies anfibolito); iii) com a diminuição da  $P_{H_2O}$  - expulsa para cima - o aumento da  $P$  relativa de  $CO_2$  causaria a ascensão do mesmo para os níveis intermediários desidratando os bolsões de fusão. A desidratação faria a estabilização do ortopiroxênio em substituição à hornblenda, gerando leucossomas com *overprint* charnockítico, em meio aos gnaisses precursores de fácies anfibolito.

**PETROGÊNESE** - Uma das conseqüências mais interessantes dessa evolução peculiar é que - ao contrário do normalmente admitido - os CNK Kanuku podem ter sido gerados em níveis crustais relativamente rasos, fora do campo de estabilidade dos terrenos de alta  $P$  e  $T$ . Sua natureza potássica - indicada petrograficamente pela abundância de termos charnockíticos e hiperstênio - monzoníticos, em detrimento de termos enderbíticos (característicos em outros cinturões de alto grau) - implica uma geoquímica peculiar, do tipo não depletada (em elementos litófilos de raio iônico grande: LILEs). Por essa razão, sua assinatura geoquímica com valores relativamente elevados de  $Rb$  e  $Rb/K$  e ETRL, permite - a exemplo de sua herança isotópica - diferenciá-los de quase todos os grandes cinturões granulíticos brasileiros, de natureza depletada (Complexos Itabuna-Caraíba Bahia, Complexo Juiz de Fora na Região Sudeste, Complexos Granulítico Santa Catarina e Santa Maria Chico na região Sul. Conseqüentemente, permite correlacioná-lo ao Complexo Jequié na Bahia: primeiro e - até o presente - único cinturão não depletado, já reconhecido no Brasil e quimicamente correlacionado aos granulitos-K de Madras na Índia (Silva, 1991). O padrão de ETR - por semelhança com o obtido no Complexo Jequié no trabalho supra - é caracterizado por discreto fracionamento; forte enriquecimento em ETRL e distribuição relativamente horizontal e enriquecida em ETRP (acima de, digamos, 20X o condrito). Por essas peculiaridades seria possível compará-los aos granitóides e ortognaisses "pós-arqueanos" (Martin, 1987) e aos granitos-K tardi a pós-arqueanos (Condie, 1981). Finalmente, a correlação dos CNK da área com os do Jequié

sugere também para o presente caso uma origem crustal conforme foi discutido para o cinturão bahiano (Silva 1991). Além das evidências petrográficas e suas conseqüências litogeoquímicas, o possível caráter crustal CNK pode ser assumido também pela análise dos dados isotópicos Rb-Sr obtidos por Santos & Olszewski (1988). Em especial, as razões isotópicas iniciais ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) com valores elevados-acima de 0.707, algumas acima de 0.770 - características de magmas provenientes de retrabalhamento de material com longa história crustal prévia.

#### **IMPLICAÇÕES GEOTERMÓBAROMÉTRICAS E POSSÍVEL EVOLUÇÃO CRUSTAL**

O reconhecimento da íntima associação de gnaisses de alto e médio grau permite interpretar o nível de exposição atual dos granulitos Kanuku como segmento da crosta intermediária, equilibrado sob condições de  $P$ -total máxima entre 6 e 8 Kbar, conforme inferências termobarométricas desenvolvidas em cinturões equivalentes. Permite distingui-los de outros terrenos granulíticos sódicos, no Brasil e exterior, cuja abundância de termos depletados do tipo TTG, aponta para uma gênese subcrustal e metamorfismo na base da crosta continental, sob pressões superiores a muito superiores 8 kbar (ver "paradoxo" geoquímico - e tectônico - de terrenos de alto grau da Bahia" - Silva, 1991).

#### **POSSÍVEIS PROTÓLITOS E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA**

- Sheraton & Black (1988) entre outros, preconizam que um grau moderado (20%) de anatexia parcial de uma mistura 2:1 de toleítos e gnaisses sódicos (TTG) característicos dos terrenos bimodais, explicaria a geração de magmas com as características aqui preconizadas. Como até o presente não foram reconhecidos na área remanescentes de associações TTGs entre os ortognaisses encaixantes, são necessários trabalhos mais refinados de cartografia, em escalas mais apropriadas, para um melhor controle do modelo proposto. Essa suposta associação TTG poderá representar restos de núcleos cratônicos arqueanos na região, uma vez que a idade de 2.000 Ma obtida pelos métodos U-Pb e Rb-Sr nos CNK refere-se à época da fusão intracrustal, podendo os precursores apresentarem idades pré-transamazônicas.

**CONCLUSÕES** - Dados petrográficos, isotópicos, inferências geoquímicas obtidas no Complexo Kanuku, bem como sua correlação com cinturões similares no Brasil e Índia, apontam para generalizada fusão crustal há aproximadamente 2000 Ma. Esse fenômeno marcou o pico da deformação transamazônica e do retrabalhamento isotópico de uma suposta - e ainda não reconhecida ou não exposta - crosta TTG (arqueana?) na região. A homogeneização ocorreu

em níveis crustais relativamente rasos, possivelmente na transição anfibolito/granulito, sob condições de P/T relativamente baixas (<8Kbar). Isto indica níveis transicionais de retrabalhamento, compatíveis com a "camada 3" da estratigrafia geoquímica da crosta arqueana proposta por Weaver & Tarney (1983). Assim, os CNK Kanuku, devem constituir-se no mais antigo registro de retrabalhamento crustal na Amazônia Setentrional.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CONDIE, K.C. 1981. Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of archean granites. In: GLOVER, J.E. & GROVES, D.I. Second International symposium, Perth, 1980 (Geol. Soc. South Africa, Special Publication No. 7), p.469-480.
- MARTIN, H. 1987. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): 350-365.
- NEWTON, R.C. & HANSEN, E.C. 1983. The origin of Proterozoic and late Archean charnockites-evidence from field relations and experimental petrology. In: MEDARIS JR., L.G., BYERS, C.W., MICKELSON, D.M. SHANKS, W.C. (eds.) Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. Boulder: G. S. A., p.167-178.
- SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, W. 1988. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: CONGR. LATINOAMER. GEOL., 1988, Belém. Anais... Belém, SBG, v.1, p.378-88.
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites, *Lithos*, 21:37-52.
- SILVA, L.C. 1989. Caracterização Petrográfica, Microestrutural e Geoquímica de Elementos de Terras Raras (ETR). Programa Levantamentos Geológicos Básicos. E = 1:100.000 (Folhas: Domingos Martins, Colatina, Afonso Cláudio, Baixo Guandu, Cachoeiro do Itapemirim), Estado do Espírito Santo (Relat.Int. CPRM/Sureg-BH), 60p.
- SILVA, L.C. 1991. Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia. Dissertação (Mestrado). Universidade de Brasília-UnB. 143 p.



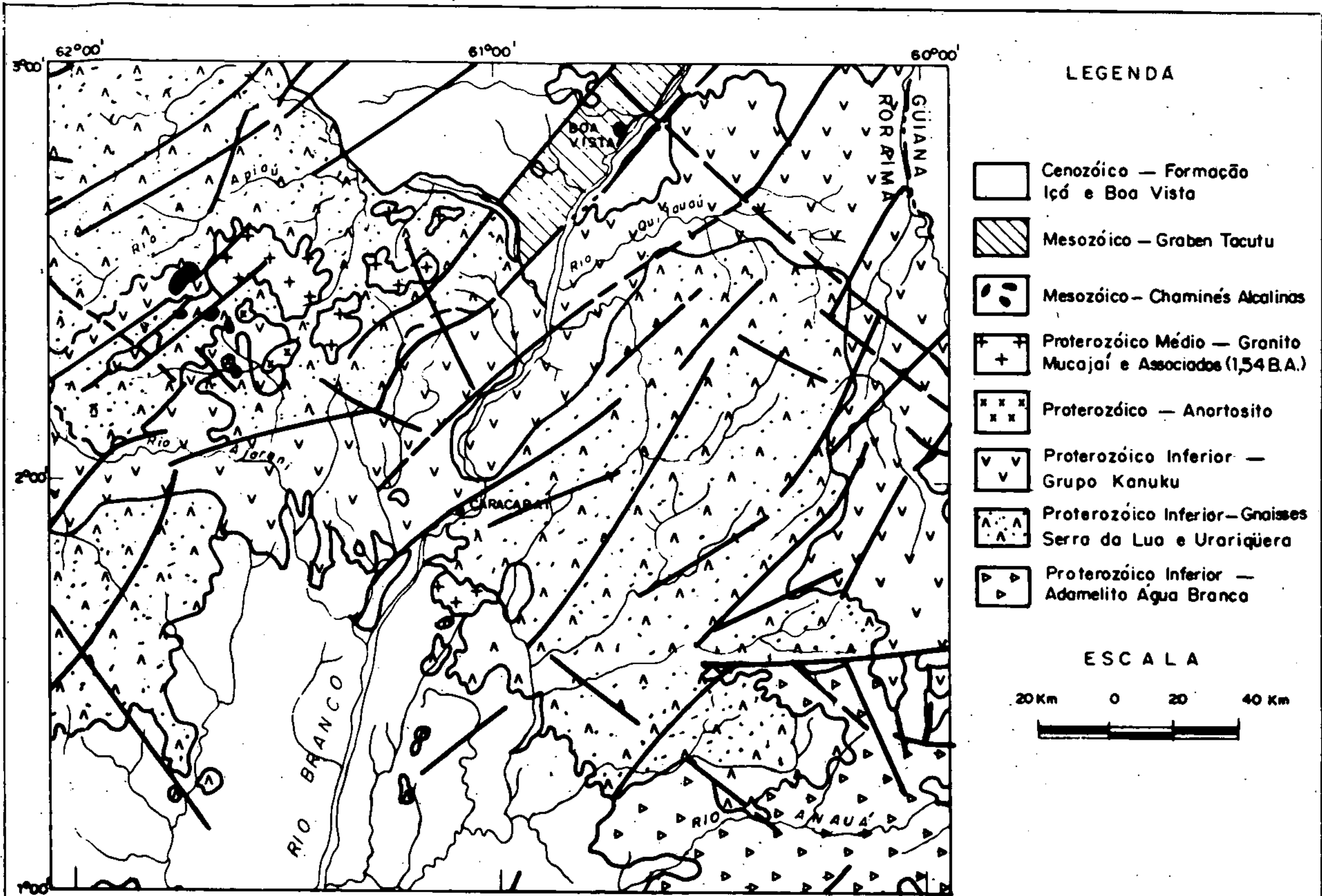


FIGURA 1 — ESBOÇO GEOLÓGICO — REGIÃO CENTRAL DE RORAIMA (a partir de REIS & PINHEIRO, 1991)

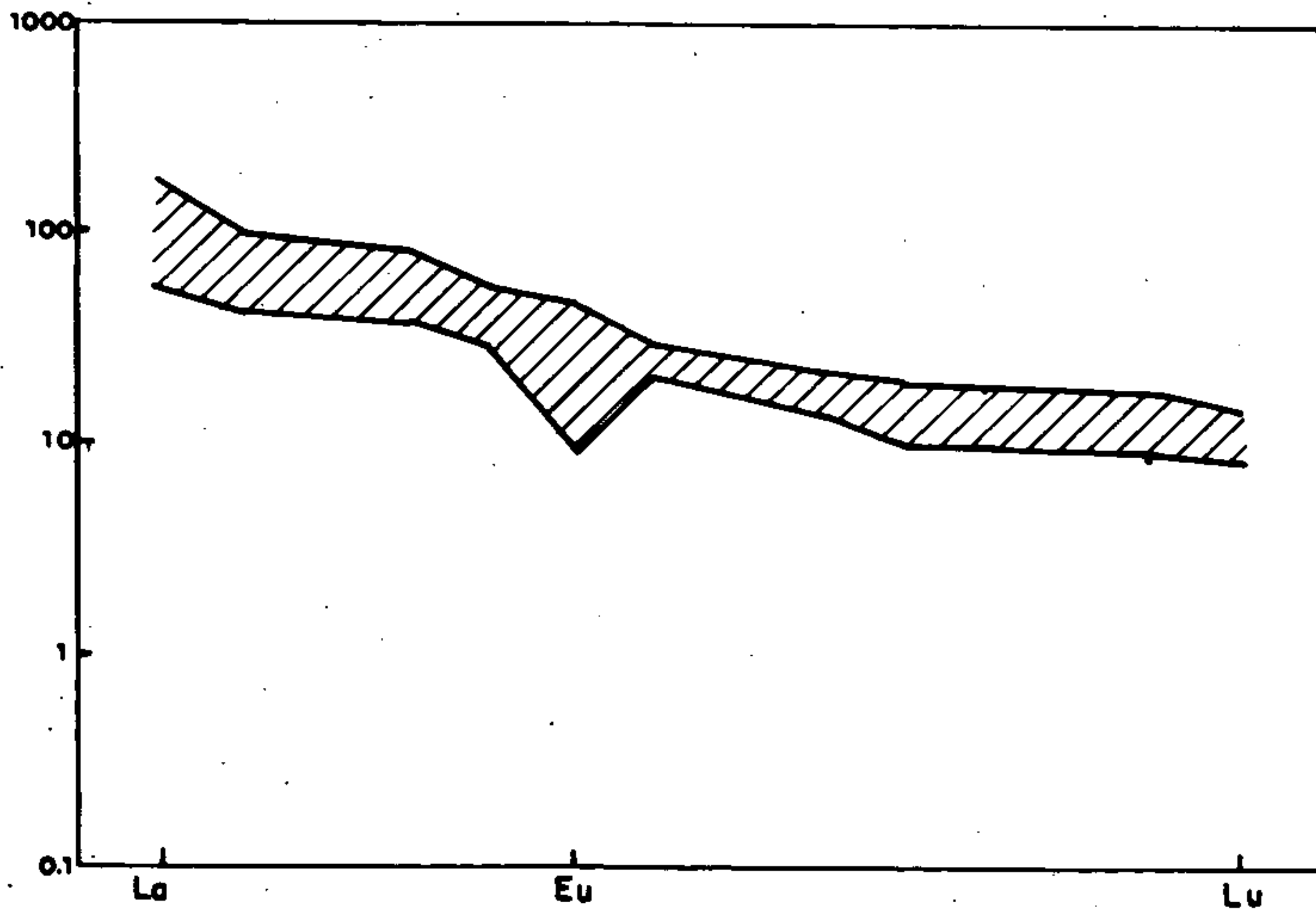


FIGURA 2 — DIAGRAMA ETR (SUN) OBTIDO EM DEZ AMOSTRAS DO COMPLEXO KANUKU (Valores máximos e mínimos)

## DISTRIBUIÇÃO DE ETR E GRANITOGÊNESE NA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO (AM)

LUIZ CARLOS DA SILVA - CPRM/Coord. Nacional PLGB

JOÃO ORESTES SCHNEIDER SANTOS - CPRM/SUREG-MA

Um dos *problemas* clássicos da cartografia de terrenos graníticos, em áreas de difícil acesso e escassez de exposições, consiste na discriminação entre distintas associações, com predominância de termos altamente diferenciados ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ), na maioria dos casos com ampla predominância de biotita como único acessório.

Esse foi o caso da região do Alto Rio Negro onde, com base em detalhamento microscópico e assinatura geoquímica - baseada especialmente em elementos de terras raras (ETR) - foi possível a caracterização de três séries magmáticas contrastantes com distinto significado na evolução crustal proterozóica na região: Suíte Uaupés (tipo "I"), Suíte Tiquié (tipo "A") e Suíte Xié (tipo "S") - Fig.1. Com exceção da Suíte Tiquié - cuja variedade biotítica já era conhecida e interpretada como alcalina (e.g. Pires & Lima, 1985) - as outras foram pela primeira vez caracterizadas quimicamente nesse trabalho.

**SUÍTE INTRUSIVA UAUPÉS** - É constituída por (allanita)-biotita-hornblenda granitos e granodioritos leucocráticos, distribuídos em plutões maciços, homogêneos. Trata-se de uma suíte metaluminosa, cálcio-alcalina (tipo "I") sin a tardi-tectônica, com predominância de termos altamente silícicos ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ). Além da hornblenda, é comum a presença de biotita como acessório principal, e: allanita, titanita, apatita, zircão, magnetita, ilmenita como acessórios menores. Neste trabalho, esta suíte é desmembrada da Suíte Xié de Melo & Villas Boas (1993), devido às marcantes distinções petrológicas, composicionais e geocronológicas. É proposta a designação de Suíte Uaupés.

**Geoquímica de ETR e Petrogênese** - Foram analisadas doze amostras. A distribuição dos ETR é caracterizada por (Fig.2): i) padrão moderadamente fracionado, com forte enriquecimento nos ETR leves (CeN entre 200 e 500 X o condrito.); forte enriquecimento nos ETR pesadas (YbN  $> 10$  X o cond.); ii) curvas de distribuição

relativamente paralelizadas; iii) fortes anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* entre 0.35 e 0.65), com apenas uma exceção.

Esse padrão corresponde ao dos modernos granitos cálcio-alcalinos, não "depletados", enriquecidos em elementos litófilos de raio iônico grande (LILEs), com evolução genericamente atribuída ao Néio e Pós-Arqueano (Martin, 1987).

A assinatura geoquímica e a presença de autólitos mais básicos, de composição quartzo-diorítica, sugerem influência mantélica e evolução por processo de diferenciação (com, ou sem, contribuição crustal) mas, seguramente, com interação (*mingling*) de líquidos em estágios magmáticos ou submagmáticos. Ou seja, sugere tratar-se de uma suíte cálcio-alcalina expandida do tipo I-cordilheirano de Pitcher (1983). Teixeira et alii (1989) indicam idade Rb/Sr de  $1698 \pm 27$  Ma para a suíte à biotita e titanita, com uma baixa relação isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial (0.703). Santos & Gaudette (em prep.) obtiveram idade U/Pb de  $1518 \pm 25$  M.A. em zirconitas colhidas em amostra de São Gabriel da Cachoeira (AF-01).

**SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ** - A Suíte Tiquié é constituída por biotita-"hornblenda" (Fe-hastingsita?) leuco sieno e monzogranitos de natureza metaluminosa, altamente silícica ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ), *hiper a subsolvus*, com afinidades alcalinas (granito tipo "A"). Entre os acessórios menores incluem-se: apatita, titanita, zircão, opacos e, mais raramente allanita.

**Geoquímica de Elementos Maiores** - A suíte exhibe algumas peculiaridades importantes, especialmente: i) teores muito elevados de  $\text{SiO}_2$  (entre 72,0 e 74,7%); ii) somatório  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  muito elevado (entre 8,7 e 9,0 %); iii) valores baixos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (entre 12,0 e 13,2 %) e, finalmente; iv) valores de CaO baixos (entre 1,0 e 1,8 %). Todas essas características permitem sua correlação com os denominados granitos do Tipo "A" (sentido Whalen et al., 1987).

**Geoquímica de ETR e Petrogênese** - O padrão de distribuição dos ETR da suíte (Fig. 3) é caracterizado por: i) forte enriquecimento nos níveis totais dos ETR, excetuando-se o Eu; ii) forte enriquecimento em ETRL ( $La_N$  entre 277 e 558 X o condrito); iii) forte enriquecimento em ETRP ( $Lu_N$  entre 16 e 25 X o cond.) e; iv) acentuada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^*$  entre 0.30 e 0.50).

A análise do padrão de distribuição, mostra a equivalência com o espectro dos granitos do tipo "A" (de Whalen *et al.*, 1987, entre outros).

Outros exemplos de granitos do tipo "A" da Amazônia, com padrões e gêneses similares são discutidos em Silva *et al.* (neste Simpósio).

Sua relação geográfica (e temporal?) com granitóides cálcio-alcalinos com supostas afinidades colisionais (Xié) sugere uma transição de série cálcio-alcalina (*lato sensu*) para alcalina, relatada em cinturões orogênicos modernos (e.g. Bonin, 1987), ou mesmo proterozóicos (tipo A2 de Eby, 1992).

A potencialidade metalogenética desses granitos relativamente a depósitos pneumatolítico-hidrotermais especialmente de W e Sn, ligados a processos autometassomáticos de albitização, deveriam ser fatores de encorajamento a futuros trabalhos exploratórios na região.

**SUÍTE XIÉ** - São biotita-muscovita leucosienogranitos, tendo biotita titanífera e muscovita como principais acessórios, além de zircão, apatita, opacos e, raramente, turmalina. Como as demais suítes são altamente silícicas ( $SiO_2 > 70\%$ ), mas diferenciam-se pelo caráter peraluminoso e afinidades com os granitos "S".

**Geoquímica de ETR e Petrogênese** - O padrão de fracionamento dos ETR (Fig. 4) caracteriza-se por: i) forte fracionamento (razões  $La_N/Yb_N$  altas); ii) fortes anomalias negativas de Eu; e, mais importante, iii) discreta depleção em ETRP

( $La_N$  10 x o condrito, em três (3) das amostras).

Esse padrão tem sido obtido experimentalmente em fundidos onde a granada constitui fase residual importante no protólito (grauvacas) (Hanson, 1980).

Aplicações práticas desses experimentos no PLGB foram efetuadas em leucossomas graníticos formados por fusão *in situ*, dos kinzigitos do Complexo Paraíba do Sul no Espírito Santo, e em charnockitos anatóticos (hiperstênio-gnaisses) derivados de metagrauvas (kinzigitos) do Complexo Itabuna na Bahia (Silva *et al.*, 1990); em granitos a duas micas, intrusivos no complexo Embu em São Paulo (Silva, 1990).

Apresentam relações isotópicas  $Sr^{87}/Sr^{86}$  muito elevadas, acima de 0,71 e idade Rb/Sr na faixa de 1.2 Ga.

Os resultados - compatíveis com os aqui obtidos - indicam que o padrão depletado em ETRP em granitóides pode ser um excelente critério quantitativo para a identificação de granitos do tipo "S".

**CONCLUSÕES** - A caracterização de três suítes graníticas de significado petrogenético contrastantes, constituem importantes constraints referentes ao modelamento de evolução crustal da área.

Na ausência de referenciais isotópicos, as três suítes poderiam ser interpretadas como reflexo de um (único) ciclo de evolução crustal, incluindo evidências de acreção mantélica direta: granito tipo I-cordilheirano (sentido de Pitcher, 1983), seguida de retrabalhamento intracrustal com geração de magmas secos, alcalinos, do tipo "A" (re-fusão de protólitos granulíticos) e de magmas peraluminosos (fusão de protólitos metapelíticos).

Ainda na ausência de evidências isotópicas, os padrões de distribuição de ETR, empobrecidos em Eu, sugere (embora evidentemente não comprove) idades pós-arqueanas para as suítes tipo I e para as fontes granítica das grauvas precursoras dos granitos tipo S.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BONIN, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline/alkaline complexes. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4): 66-371.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. v.20, p.641-644.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; ONIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42: 1199-1212.
- HANSON, G.N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8:371-406.

- LIMA, M.I.C. & PIRES, J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro-AM. SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Atas. Belém, SBG, v.1, p.140-154.
- MARTIN, H. 1987. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4): 350-365.
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório preliminar. In: Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Manaus, CPRM. Rel. Inédito, 1993. 3v.
- PITCHER, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. (ed.). *Mountain Building Processes*, London: Academic Press, p.19-40.
- SILVA, L. C. da. 1990. Caracterização Petrográfica, Microestrutural e Litogeoquímica dos Granitóides e Ortognaisses. E = 1: 50.000 (Folhas Mogi das Cruzes, Mauá e Santa Isabel), Estado de São Paulo (Relat.Int./Sureg-SP) Convênio PRÓ-MINÉRIO/CPRM.
- SILVA, L.C., SOUZA, E.C., TULLER, M.P., FÉBOLI, W.L. 1990 Aplicação de geoquímica de ETR para caracterização de anatexia em gnaisses metapelíticos de alto grau do Complexo Paraíba do sul (ES). In: CONG. BRAS. GEOL., 36, 1990, Natal. *Anais...*, Natal: SBG, 4 p.1656-1667.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B. W. 1987. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.

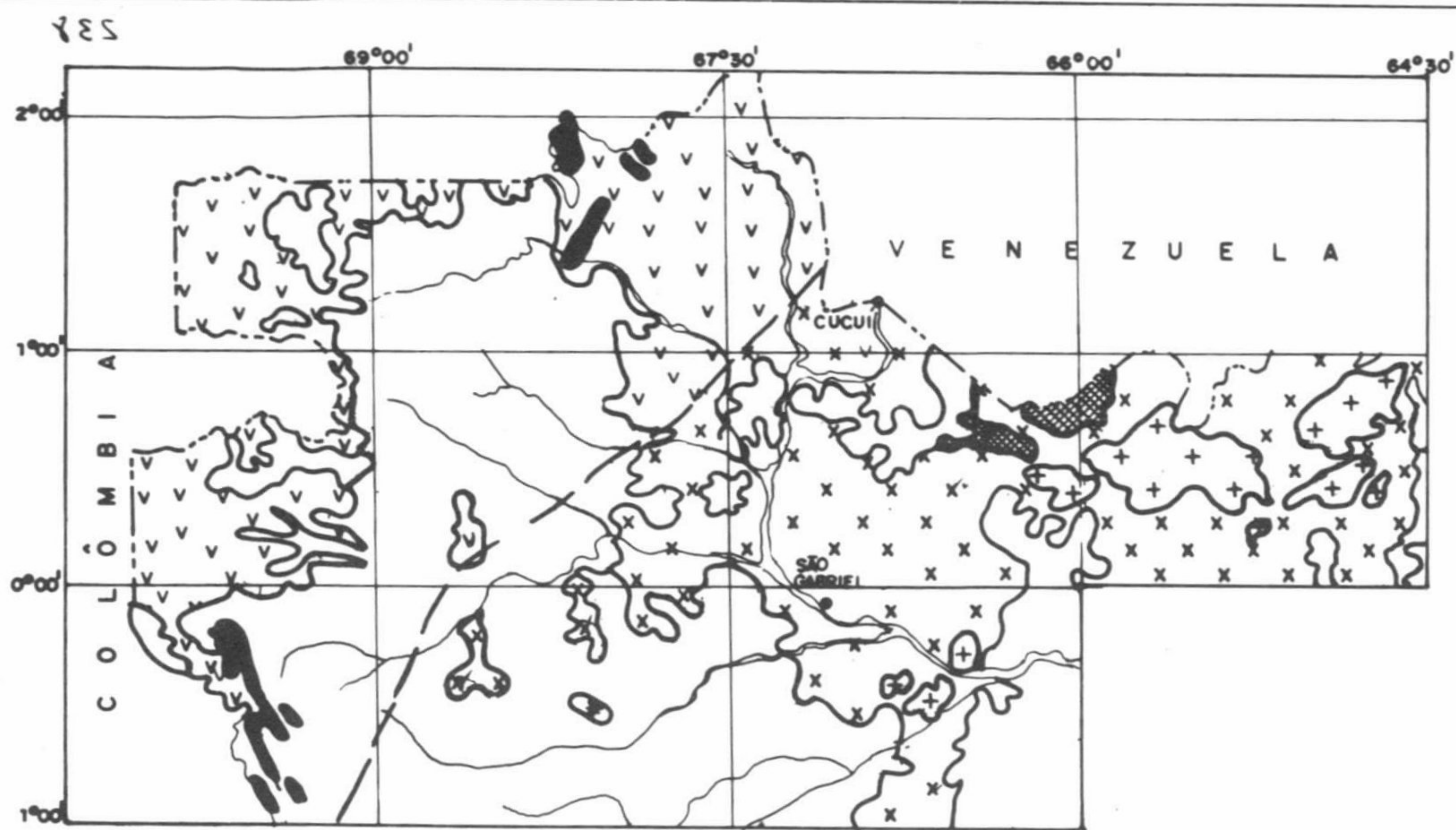
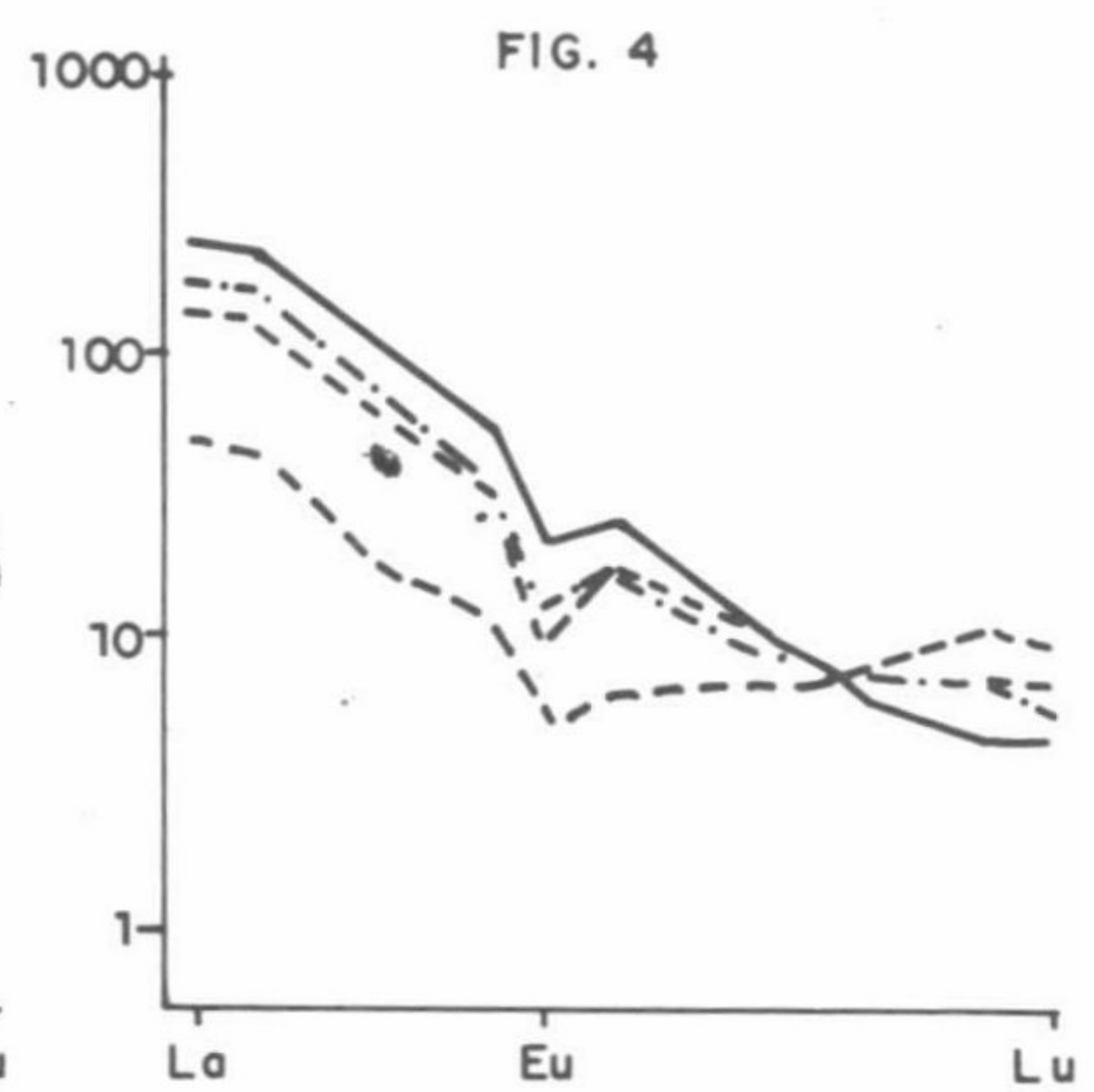
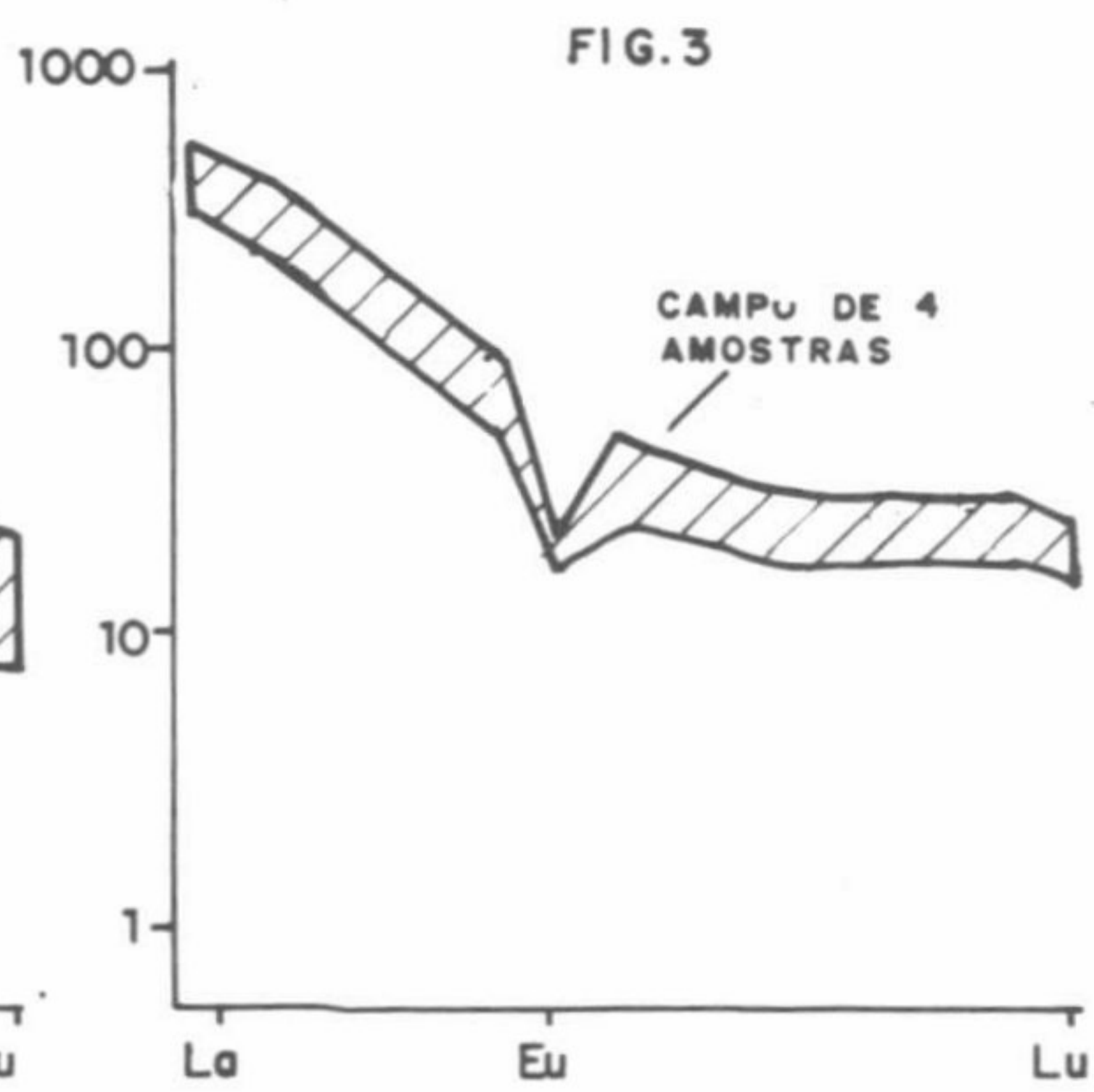
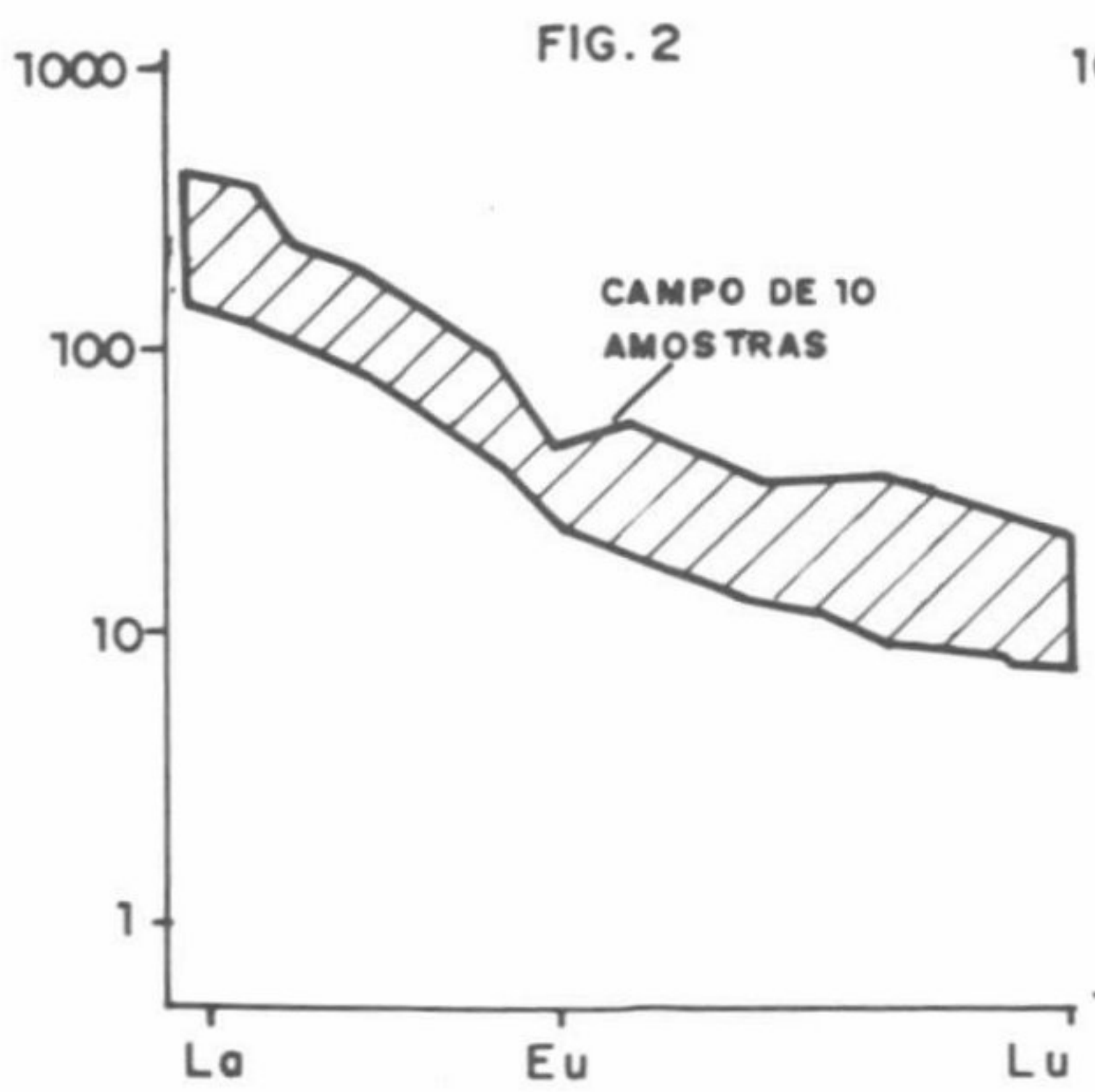
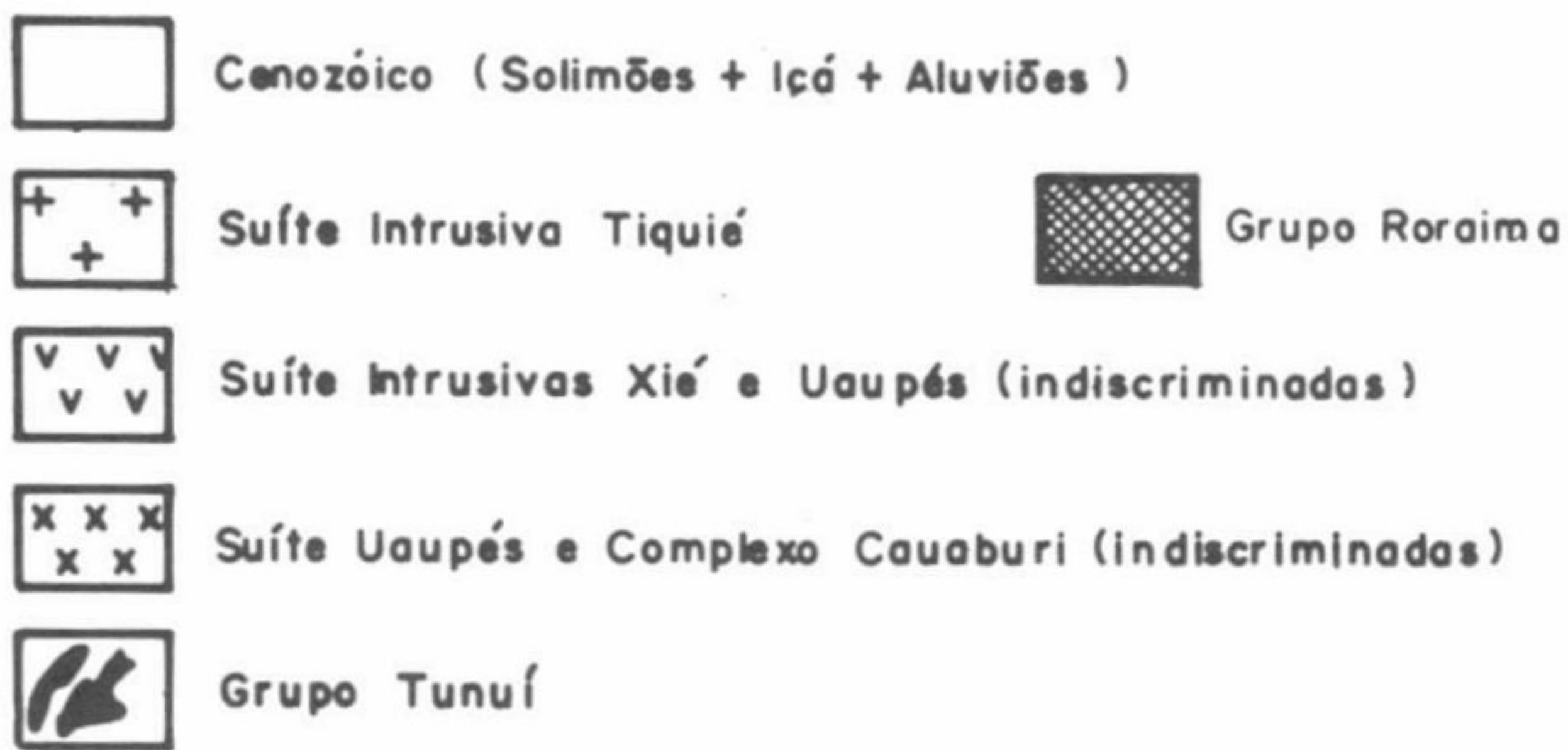


FIGURA 1 — ESBOÇO GEOLÓGICO — NW DO AMAZONAS — (a partir de MELO & VILAS BOAS, 1993).



PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DE ETR NORMALIZADO AO CONDRIITO (Evesen et al. 1978) PARA A SUÍTE UAUPÉS (FIG.2); SUÍTE TIQUIÉ (FIG.3); SUÍTE XIÉ (FIG.4)

## SUÍTE ALCALINA RIO PARDO - MAGMATISMO TARDI-TECTÔNICO NA ASSOCIAÇÃO DE "GRANITOS JOVENS" DO SUDESTE DE RONDÔNIA

LUIZ CARLOS DA SILVA - CPRM/Coordenação Nacional PLGB

CÁSSIO ROBERTO DA SILVA - CPRM/REPO

JAIME ESTEVÃO SCANDOLARA - CPRM/REPO

GILMAR RIZZOTTO - CPRM/REPO

RUY BENEDITO CALLIARI BAHIA - CPRM/REPO

**INTRODUÇÃO** - O mapeamento em escala 1:100.000, na região de Rolim de Moura (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil) levou à discriminação de uma suíte alcalina saturada, com idade isocrônica Rb/Sr de  $1003 \pm 22$  Ma, em área antes mapeada como pertencente ao Complexo Xingu. Trata de um "rosário" de corpos alongados segundo as direções E-W do Cinturão de Cisalhamento Guaporé, com dimensões quilométricas, raramente atingindo dez quilômetros. São intrudidos em regime tardi a pós-TECTÔNICO sobre o Complexo Granulítico Santa Luzia e a Suíte Nova Brasilândia (Fig. 1). Apresentam discreta trama planar (alinhamento de fenocristais de feldspato-K, plagioclásio e má-ficos), coexistindo com matriz rica em quartzo indeformado, indicativo de deformação nos estados magmáticos e submagmáticos. Evidências de deformação no estado sólido: subgranulação dos feldspatos e quartzo e recuperação do quartzo são observadas localmente.

**PETROGRAFIA** - A suíte é constituída predominantemente por biotita leucogranitos de cor rósea, raramente acinzentada. Revela ainda variações para hornblenda granitos (Fácies São Pedro) e para hornblenda quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos (Fácies São Luís). A granulação varia de grossa a média. Composições graníticas e mesmo granodioríticas comagmáticas, podem ser localmente importantes (fácies São Pedro e Rio Pardo). Texturas dominantes são hipidiomórficas seriadas e fácies porfiríticas não são raras. Dominam variedades *hipersolvus*. Nas variedades *subsolvus* os feldspatos são ortoclásio e albita. Principais acessórios: hornblenda verde-azulada de prováveis afinidades ferro-hastingsíticas (HB1); biotita marrom-pardacenta (BT1) e mais raramente, arfvedsonita e aegirina-augita. Acessórios menores: allanita, apatita, zircão,

titanita, fluorita, magnetita e outros opacos.

São corpos epizonais intrusionados em níveis crustais rasos, o que é indicado pelas discretas auréolas de contato desenvolvidas em encaixantes pelíticas. Localmente exibem vesículas centimétricas a subcentimétricas, preenchidas por sílica, micas e fluorita - cavidades miarolíticas - indicativa de alta P fluido e cristalização em níveis crustais rasos. Podem exibir intensa alteração hidrotermal, com substituição da biotita (BT1) por uma segunda geração periférica de biotita marrom (BT2) e de titanita. A hornblenda (HB1) também é substituída por actinolita (HB2), BT2, clorita e titanita. Enclaves angulosos de supracrustais encaixantes (xenólitos), destituídos de contatos reacionais, ocorrem com alguma frequência. Além destes, é comum a presença de autólitos decimétricos a métricos, com composição quartzo-diorítica. Essas "bolhas" exibem evidências mesoscópicas de interação com a encaixante (*mingling*): presença de fenocristais de feldspato-K similares aos da matriz e mesmo texturas de desequilíbrio do tipo rapakivi, sugestivas de mistura no estado magmático ou submagmático (*mixing*) de magmas de composições contrastantes (Vernon, 1983). Além disso, diques sin-plutônicos de microgranitos, com contatos côncavo-convexos, reforçam as evidências de *mingling*.

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS** - Além das características petrográficas que evidenciam a natureza alcalina e mesmo peralcalina - nas variedades portadoras de anfibólios e piroxênios sódicos - a assinatura litogeoquímica (25 análises), é diagnóstica: i) teores muito elevados de  $\text{SiO}_2$  - a maior parte com mais de 70%; ii) teores de álcalis ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) muito elevados: entre 8.2 e 13.3 (apenas três exceções); iii) valores baixos de CaO:

<1.70%; frequentemente < 1%; iv) valores baixos de  $Al_2O_3$ : entre 10 e 14%. Com base nessas características, corresponde a uma associação tipo "A" (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987).

#### **GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR), PETROGÊNESE E CORRE-LAÇÕES**

- O padrão de distribuição dos ETR (Fig. II) é caracterizado por: i) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR, exceto o Eu; ii) equilíbrio relativo (baixas razões  $La_N/Yb_N$ ) entre níveis de ETRL e ETRP; iii) acentuada anomalia negativa de Eu. Esse padrão do tipo *bird-wing*, ou *grand-canyon* possibilita uma correlação com os denominados granitos tipo "A", bem caracterizados no Proterozóico da Austrália (Loiselle & Wones, 1979, Collins *et al.*, 1982, Whalen *et al.*, 1987); Arábia Saudita (Le Bel *et al.*, 1984); Nigéria (Black *et al.*, 1985), entre outros. Também na região setentrional do Brasil foram descritas diversas suítes proterozóicas do tipo A, apresentando padrão de distribuição de ETR similar: os granitos estaníferos tipo Madeira na Província Amazônica Central (Macambira *et al.*, 1987) e o Granito-Gnaise Santa Helena, na região de Pontes e Lacerda no Mato Grosso (Silva *et al.*, 1991), entre outros.

**PETROGÊNESE** - Na literatura da região amazônica aparece uma tendência unânime em classificar automaticamente o extensivo magmatismo tipo A, como "anorogênico". Trabalhos recentes, com emprego de bancos de dados consistentes - representando ambientes tectônicos diversificados em todos os continentes (Eby, 1992) - questionam esse tipo de postura. E, ao que parece, também no caso do plutonismo alcalino, existem granitos e granitos. No noroeste do Mato Grosso, sudoeste do Cráton Amazônico, um imenso batólito, com forte *overprint* sintangencial no estado sólido (Granito-Gnaise Santa Helena), foi recentemente caracterizado como do tipo A, com base em geoquímica de elementos maiores, traços e ETR (Silva *et al.*, 1991).

Com relação à Suíte Rio Pardo, a discreta trama, desenvolvida em condições submagmáticas mas, localmente, já no estado sólido, também aponta para uma origem "não anorogênica", por assim dizer. Possivelmente desenvolvida em período tardi-tectônico, conforme também indicado pelas formas lenticularizadas e paraleli-

zadas à trama das encaixantes regionais, dos numerosos *sheets* cartografados. Portanto, neste caso, a natureza tardi-tectônica e uma possível ligação com um episódio colisional pretérito não pode ser descartada.

Além das evidências estruturais, algumas razões elementais apontam nessa direção, especialmente as altas razões Rb/Nb e Y/Nb que distinguem os granitos A-2 ligados a ambientes orogênicos dos granitos anorogênicos A-1 na classificação de Eby (1992). Nesse caso, duas possíveis linhas evolutivas podem ser exploradas: 1-fusão parcial da crosta inferior granulítica, (TTG), desidratada pela extração prévia de um fundido granítico "normal", orogênico (Clemens *et al.*, 1986, Whalen *et al.*, 1987). Colisão, *overthrusting* e duplicação da crosta continental, associada a *underplating* na base da crosta poderiam ser os mecanismo responsáveis pela geração desses magmas. 2-derivação direta de fonte mantélica metassomatizada pela subducção prévia de uma pretérita crosta oceânica, (e.g. Bonin, 1987).

Embora a primeira possibilidade tenha sido defendida em trabalhos de síntese sobre o magmatismo tipo A na Amazônia (Dall'Agnol *et al.*, 1987), em nossa opinião, a segunda hipótese, explica melhor o quadro geológico regional. Em especial, a presença de uma associação vulcano-sedimentar submarina - Suíte Nova Brasilândia - portadora de metatoleiítos, ótimos candidatos a representantes de fragmentos de um pretérito assoalho oceânico, dissipado no evento colisional que afetou a região. Da mesma maneira, a presença de uma associação magmática, cálcio-alcalina sincolisional (Suíte Metamórfica São Felipe), poderia também estar relacionada com o consumo de um assoalho oceânico em período antecedente à geração do magmatismo alcalino. Além de evidências mais diretas como magma *mixing* na suíte e, finalmente, os dados isotópicos Rb/Sr. Especialmente, as baixas razões isotópicas iniciais  $I_{Sr} = 0.704$  que reforçam a possibilidade de uma origem mantélica em período tardi a pós-tectônico para a suíte.

Independente de um aprofundamento das discussões genéticas, é importante salientar que por suas características químicas e seu contexto evolutivo ligado aos Granitos Jovens Rondonianos, a suíte apresenta uma alta especialização metalogenética. Além disso, suas fácies hidroter-

malmente alteradas, constituem-se em alvos exploratórios potenciais, referentemente a mineralizações de Sn além de outros elementos granitófilos (W, Mo, Nb, Ta, U, F1, Zr, Au e ETR)

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BONIN, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model or the transition calc-alkaline/alkaline complexes. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4):366-371.
- BLACK, R., LAMEYRE, J., BONIN, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3: 5-16.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. v. 20, p.641-644.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J., CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80(2): 189-200.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J.S., JOÃO, X.S.J., MEDEIROS, H., COSTI, H.T., MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in Northern Brazilian Region. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4): 382-403.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. - 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. America*, 11(7):648 (92nd. Annu. Meet. Abstracts with Programs).
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.EL K.; COSTI, H.T. 1987. Geochemistry, mineralization, and age of tin bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4): 562-570.
- SILVA, L.C.; MENEZES, R.G.; PIZZATTO, L.; LOPEZ Jr. 1991. Magmatismo tipo "A" em regime compressional no Mesoproterozóico, Folha Pontes e Lacerda, MT. In: CONG. BRAS. GEOQ., 3, 1991, São Paulo, Anais, São Paulo: SBG, vol.1, p. 283-285.
- VERNON, R.H. 1983. Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, 116:77-103.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.



malmente alteradas, constituem-se em alvos exploratórios potenciais, referentemente a minera-

lizações de Sn além de outros elementos granitófilos (W, Mo, Nb, Ta, U, Fl, Zr, Au e ETR)

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BONIN, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model or the transition calc-alkaline/alkaline complexes. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4):366-371.
- BLACK, R., LAMEYRE, J., BONIN, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3: 5-16.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. v. 20, p.641-644.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J., CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80(2): 189-200.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J.S., JOÃO, X.S.J., MEDEIROS, H., COSTI, H.T., MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in Northern Brazilian Region. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4): 382-403.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. - 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. America*, 11(7):648 (92nd. Annu. Meet. Abstracts with Programs).
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.EL K.; COSTI, H.T. 1987. Geochemistry, mineralization, and age of tin bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4): 562-570.
- SILVA, L.C.; MENEZES, R.G.; PIZZATTO, L.; LOPEZ Jr. 1991. Magmatismo tipo "A" em regime compressional no Mesoproterozóico, Folha Pontes e Lacerda, MT. In: CONG. BRAS. GEOQ., 3, 1991, São Paulo, Anais, São Paulo: SBG, vol.1, p. 283-285.
- VERNON, R.H. 1983. Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, 116:77-103.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.

Fig 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DAS FOLHAS PAULO SALDANHA E RIO PARDO (SILVA C.R. et al NESTE SIMPÓSIO)

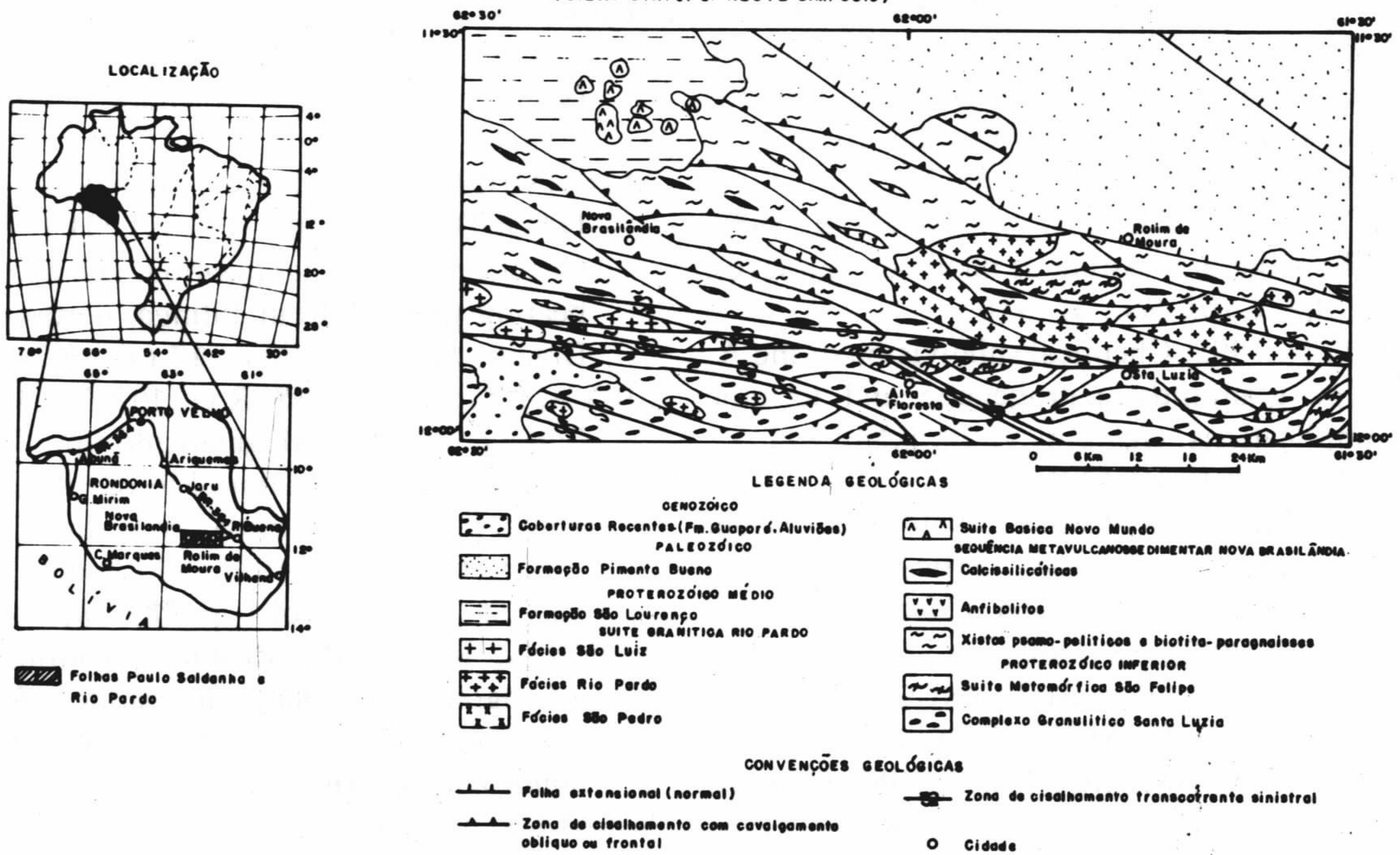
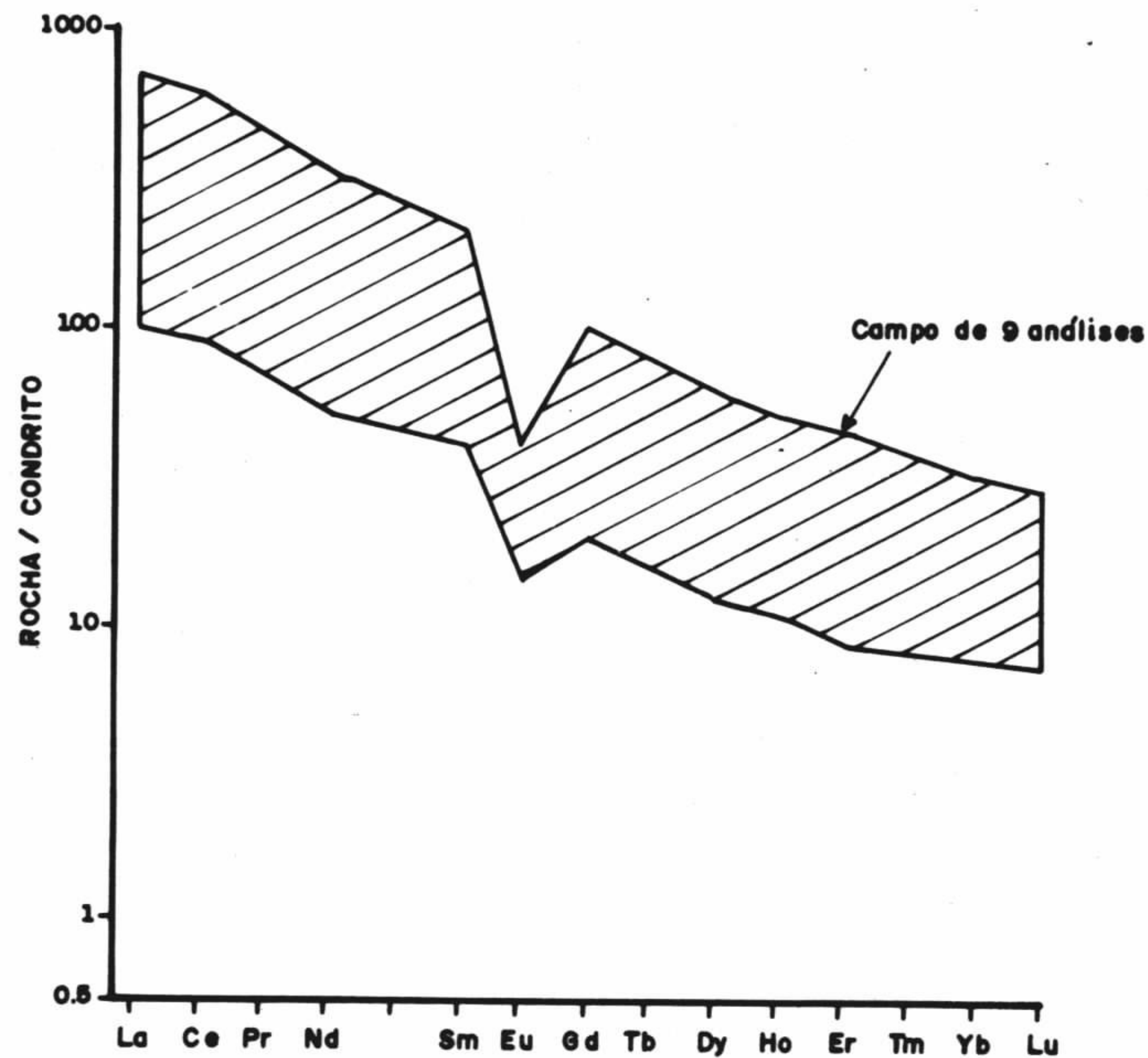


Fig. 2 - DIAGRAMA DE ETR NORMALIZADO AO CONDRITO (EVENSEN et al 1978) PARA OS GRANITÓIDES DA SUÍTE GRANÍTICA RIO PARDO



## CONTRIBUIÇÃO DA CPRM AOS ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO GRUPO ESTRONDO (FORMAÇÕES PEQUIZEIRO E XAMBIOÁ).

EMILIANO CORNÉLIO DE SOUZA E MAGDA T.G.MARQUES

*Geólogos da CPRM: Av. Pasteur, 404 Bl- A4 Urca. CEP: 22292. RJ*

Como parte do Programa Grande Carajás a CPRM desenvolveu trabalhos de Reconhecimento Geológico, na escala 1:250.000, das folhas Marabá, Xambioá, Conceição do Araguaia e Araguaia (figura 1). Essas folhas são contíguas e acham-se dispostas numa área norte-sul, com cerca de 72.000 km<sup>2</sup> e que abrange porções sudeste do Pará e noroeste do Tocantins.

Esse fragmento crustal faz parte da unidade geotectônica denominada Faixa de Dobramento Araguaia (FDA), com idade proterozóica média a superior. Nesse contexto geotectônico ocorre, segundo Figueiredo et al. (no prelo) o Grupo Estrondo que engloba as formações Morro do Campo, Xambioá e Pequizeiro.

Com base nos estudos petrográficos desenvolvidos em amostras de rochas coletadas nessas folhas, pode-se identificar diversos litótipos metassedimentares, destacando-se calci-muscovita - biotita - quartzo xistos feldspáticos, calci-granada - muscovita - biotita - quartzo xistos, xistos grafitosos e anfíbolitos na Formação Xambioá, sendo o fácies xisto verde médio a alto característico dessa unidade; calci - biotita - clorita - muscovita - quartzo xistos feldspáticos com variação para quartzo - clorita xistos, além de quartzitos em subordinada quantidade na Formação Pequizeiro, cujas paragêneses minerais acham-se em desequilíbrio causado por retrometamorfismo, marcado pela presença de sericita e clorita.

Os estudos litogeoquímicos foram baseados

em dados químicos de óxidos dos treze elementos maiores e em treze elementos-traço analisados em 37 (trinta e sete) amostras (tabela 1), distribuídas nas formações Xambioá (23) e Pequizeiro (14). Os dados estatísticos indicam, nas rochas da Formação Xambioá, menores variâncias e, portanto maior homogeneidade química. Essas rochas quando comparadas com aquelas da Formação Pequizeiro têm, de modo geral, maiores percentuais de SiO<sub>2</sub> e Na<sub>2</sub>O e menores de K<sub>2</sub>O, CaO, MgO e ferro; também são menores os teores dos elementos ferro magnesianos (Ni, Co, Cr, V e Sc) e dos elementos litófilos (Sr, Ba). O Y, apesar de alta variância nas duas formações, tem teores mais alto na Formação Pequizeiro.

O grau de maturidade química dessas unidades varia de médio a alto quando analisado pelos parâmetros de Holland & Winchester (1980), figura 2 e pelas razões Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>. As composições das rochas das áreas-fonte variam entre ácida e intermediária, (figuras 2 e 3) sendo esta mais comum na Formação Pequizeiro.

Os protólitos das rochas dessas unidades foram, predominantemente arenitos potássicos ferromagnesianos (arenitos líticos) e com menos frequência arenitos sódicos (grauvacas) (figura 5), os primeiros depositados em ambientes do tipo exogeossinclineo e os outros em ambiente do tipo eugeossinclineo, ou em termos de tectônica de placa, respectivamente, margem passiva (MP) e margem continental ativa (MCA), figura 4.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BHATIA, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journ. of Geology*, 91: 611-627.
- BLATT, H. et al. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. 2nd Ed. New Jersey, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, 782 p.
- FIGUEIREDO, A.J. et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Projeto Especial- Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para área do Programa Grande Carajás. Sub-Projeto Recursos Minerais. Conceição do Araguaia folha SC.22-X-B. Estado de Goiás. Pará. Brasília. DNPM/CPRM. (no prelo).
- HOLLAND, J.G.E & WINCHESTER, J.A. 1983. The Use of Geochemistry in solving problems in highly deformed metamorphic complexes. In: *Trace Elements in solving*

petrogenesis - The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and controversies. Ed. S. S. Augustithis. Athens Teophrastus, Greece. pp 389-405.

ROSER, B.P. & KORSCHER, R.J. Determina-

tion of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio. Journ. of Geology, v. 94 (5), p.

**Tabela 1. Estatística dos dados químicos dos metassedimentos das Formações Xambioá e Pequizeiro.**

|                                             | XAMBIOÁ |         |        |          |        | PEQUIZEIRO |         |        |          |        |
|---------------------------------------------|---------|---------|--------|----------|--------|------------|---------|--------|----------|--------|
|                                             | n=23    |         |        |          |        | n=14       |         |        |          |        |
|                                             | x       | max     | min    | var      | std    | x          | max     | min    | var      | std    |
| $\text{SiO}_2$                              | 68,66   | 72,90   | 56,90  | 9,95     | 3,15   | 65,98      | 75,10   | 54,70  | 27,65    | 5,26   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$                     | 13,08   | 18,90   | 10,40  | 2,80     | 1,67   | 13,66      | 19,80   | 11,30  | 6,45     | 2,54   |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$                     | 2,55    | 4,00    | 2,10   | 0,21     | 0,46   | 2,72       | 4,90    | 1,40   | 0,70     | 0,83   |
| FeO                                         | 2,14    | 3,90    | 1,50   | 0,25     | 0,50   | 2,22       | 4,10    | 0,95   | 0,63     | 0,79   |
| MnO                                         | 0,11    | 0,60    | 0,05   | 0,01     | 0,11   | 0,07       | 0,09    | 0,05   | 0,00     | 0,01   |
| MgO                                         | 1,80    | 3,20    | 1,30   | 0,18     | 0,43   | 2,00       | 3,60    | 1,30   | 0,40     | 0,64   |
| CaO                                         | 2,78    | 4,00    | 0,84   | 0,81     | 0,90   | 2,75       | 7,70    | 0,70   | 2,96     | 1,72   |
| $\text{Na}_2\text{O}$                       | 2,69    | 3,90    | 2,10   | 0,16     | 0,40   | 2,66       | 3,60    | 1,60   | 0,36     | 0,60   |
| $\text{K}_2\text{O}$                        | 2,92    | 4,60    | 2,00   | 0,31     | 0,56   | 3,26       | 5,70    | 2,30   | 0,86     | 0,93   |
| $\text{TiO}_2$                              | 0,77    | 1,00    | 0,62   | 0,01     | 0,09   | 0,77       | 1,00    | 0,52   | 0,02     | 0,15   |
| $\text{P}_2\text{O}_5$                      | 0,19    | 0,25    | 0,15   | 0,00     | 0,02   | 0,20       | 0,27    | 0,14   | 0,00     | 0,03   |
| $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$    | 1,12    | 2,00    | 0,62   | 0,09     | 0,30   | 1,35       | 3,35    | 0,66   | 0,46     | 0,68   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ | 4,97    | 8,22    | 3,03   | 1,03     | 1,02   | 5,50       | 11,65   | 3,51   | 4,33     | 2,08   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$        | 17,00   | 21,37   | 12,53  | 4,02     | 2,00   | 18,07      | 21,98   | 13,61  | 7,25     | 2,69   |
| Ni-(1)                                      | 28,04   | 50,00   | 10,00  | 75,52    | 8,69   | 28,57      | 70,00   | 15,00  | 201,53   | 14,20  |
| Co-(3)                                      | 15,76   | 30,00   | 2,50   | 23,61    | 4,86   | 18,57      | 30,00   | 10,00  | 40,82    | 6,39   |
| Cr-*                                        | 81,74   | 150,00  | 50,00  | 649,15   | 25,48  | 83,57      | 200,00  | 70,00  | 1151,53  | 33,93  |
| Cu-*                                        | 46,30   | 150,00  | 15,00  | 780,91   | 27,94  | 28,71      | 50,00   | 7,00   | 166,49   | 12,90  |
| Sc-*                                        | 13,91   | 20,00   | 10,00  | 6,43     | 2,54   | 16,21      | 30,00   | 7,00   | 40,60    | 6,37   |
| V-*                                         | 77,83   | 100,00  | 50,00  | 303,97   | 17,43  | 100,71     | 150,00  | 70,00  | 549,49   | 23,44  |
| Sr-(1)                                      | 118,70  | 150,00  | 35,00  | 1161,34  | 34,08  | 205,00     | 500,00  | 115,00 | 9607,14  | 98,02  |
| Ba-(3)                                      | 421,74  | 1000,00 | 200,00 | 41701,32 | 204,21 | 628,57     | 1000,00 | 300,00 | 42040,82 | 205,04 |
| Y-(2)                                       | 34,09   | 114,00  | 10,00  | 372,69   | 19,31  | 41,57      | 92,00   | 30,00  | 512,10   | 22,63  |
| Zr-(3)                                      | 147,83  | 200,00  | 100,00 | 756,14   | 27,50  | 150,00     | 150,00  | 150,00 | 0,00     | 0,00   |
| B-*                                         | 35,00   | 70,00   | 10,00  | 302,17   | 17,38  | 33,93      | 70,00   | 15,00  | 222,07   | 14,90  |
| Nb-*                                        | 12,39   | 15,00   | 10,00  | 6,24     | 2,50   | 13,57      | 15,00   | 10,00  | 5,10     | 2,26   |
| Pb-*                                        | 21,83   | 30,00   | 7,00   | 52,93    | 7,28   | 24,64      | 30,00   | 15,00  | 30,23    | 5,50   |

(1) - Análise por absorção atômica

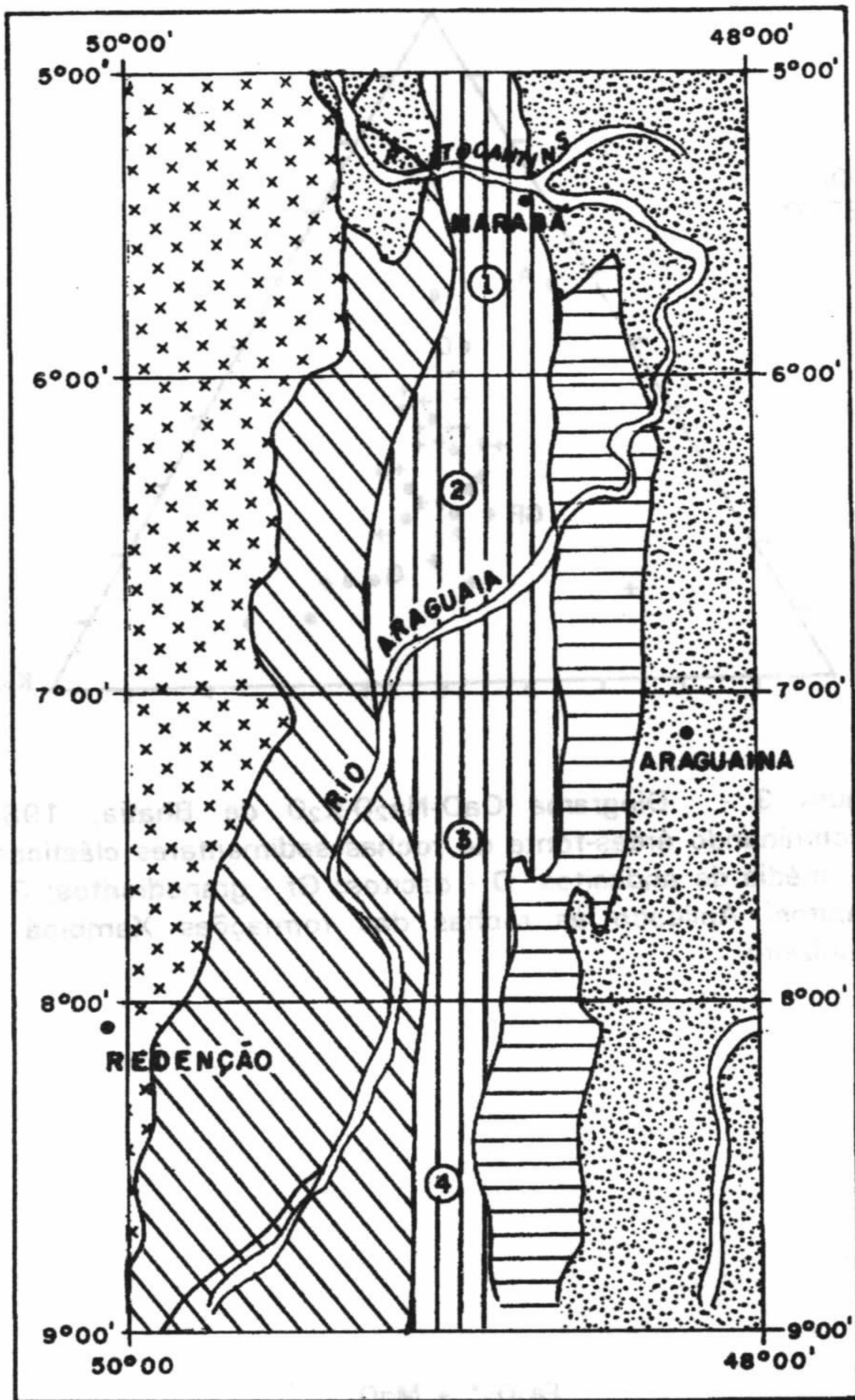
(2) - " por raio-X

(3) - " por espectrografia de emissão

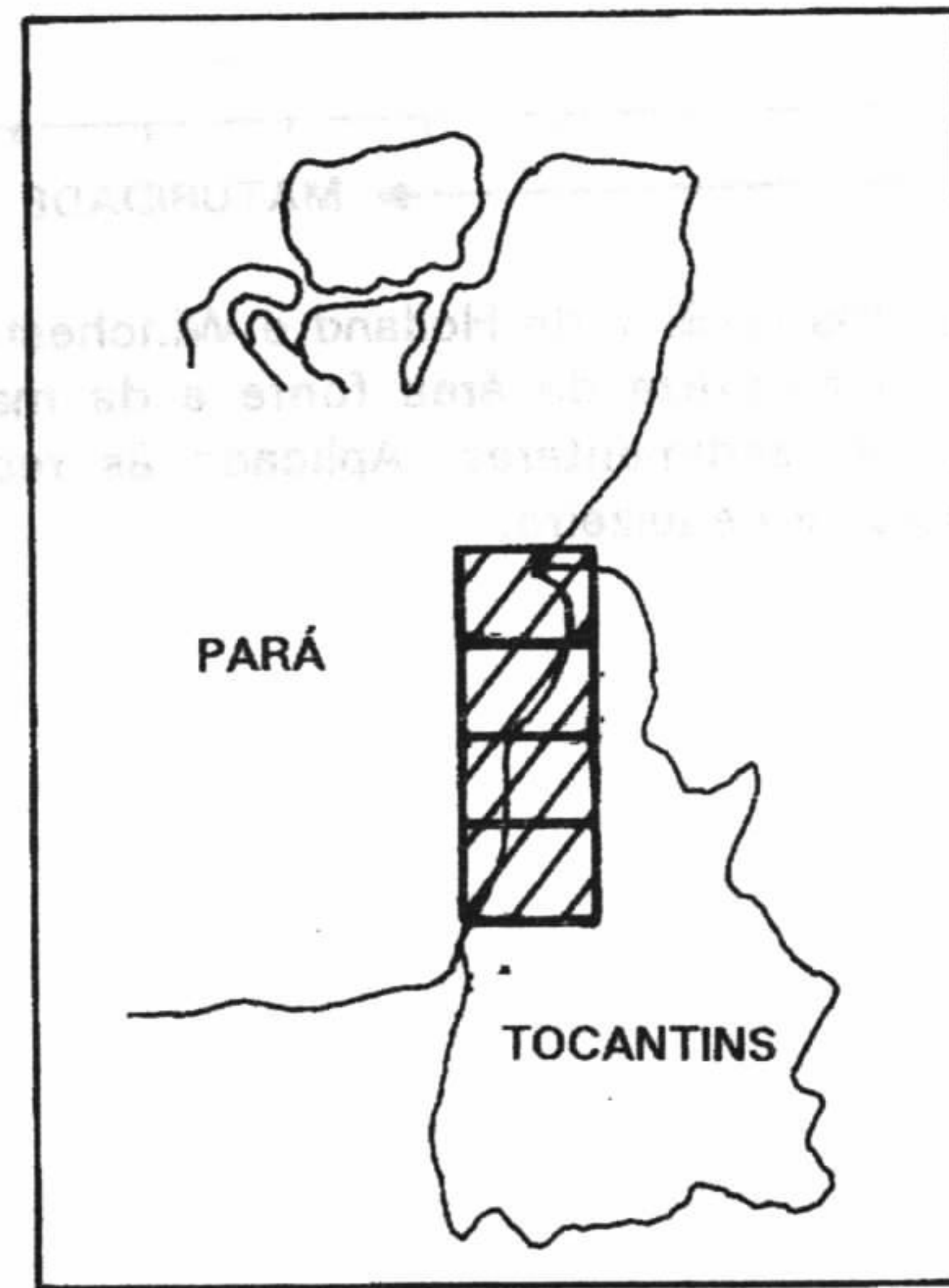
x = média; var = variância

std = desvio padrão; max = máximo; min = mínimo

MAPA DE SITUAÇÃO



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



FOLHAS MAPEADAS PELA CPRM NO PROGRAMA GRANDE CARAJÁS

ESCALA 1:250.000

- 1 - MARABÁ (SD.22-X-D)
- 2 - XAMBIOÁ (SB.22-Z-B)
- 3 - ARAGUAÍNA (SB.22-Z-D)
- 4 - CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA (SC-22-X-B)

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

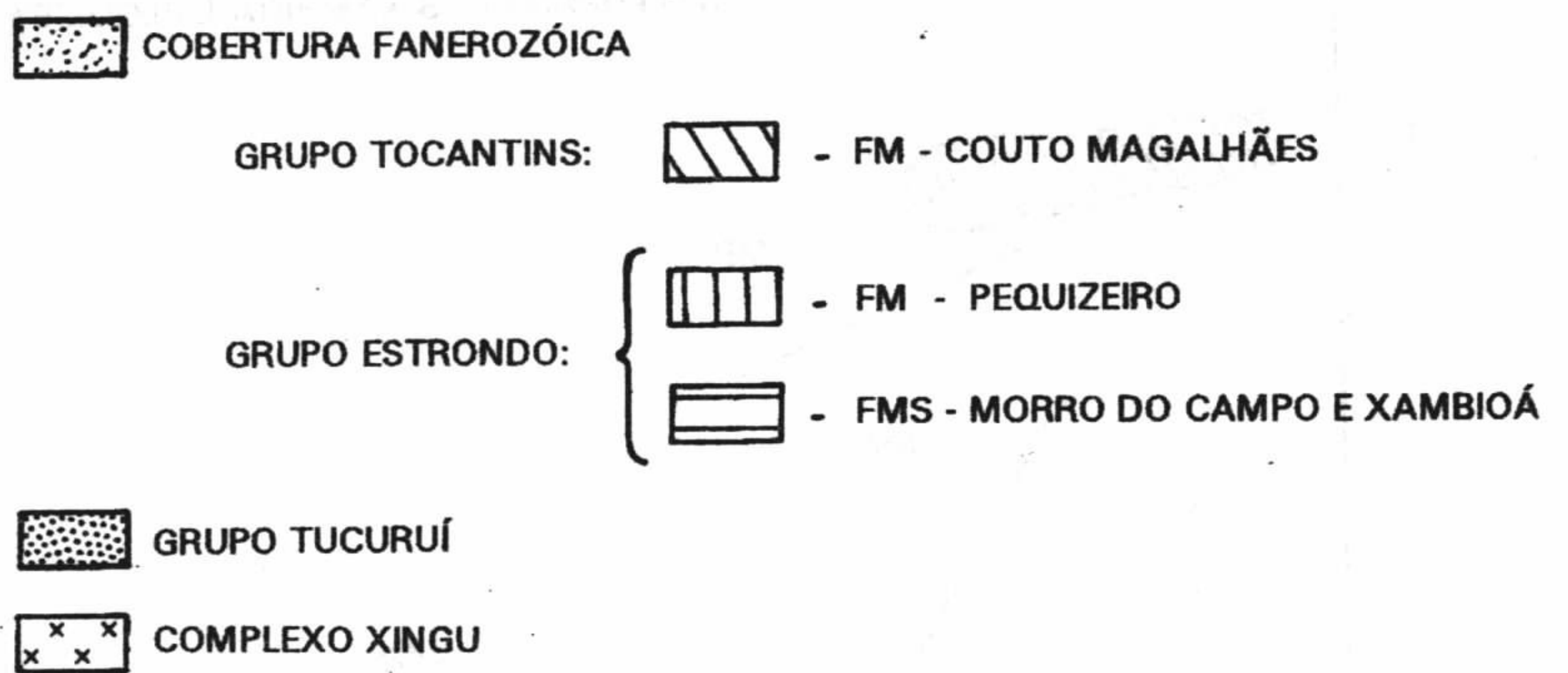


FIGURA 1 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS METASSEDIMENTARES NA PARTE NORTE DA FAIXA DE DOBRAMENTO ARAGUAÍNA DE HASUI ET AL, 1984. SIMPLIFICADO POR SOUZA E MARQUES.

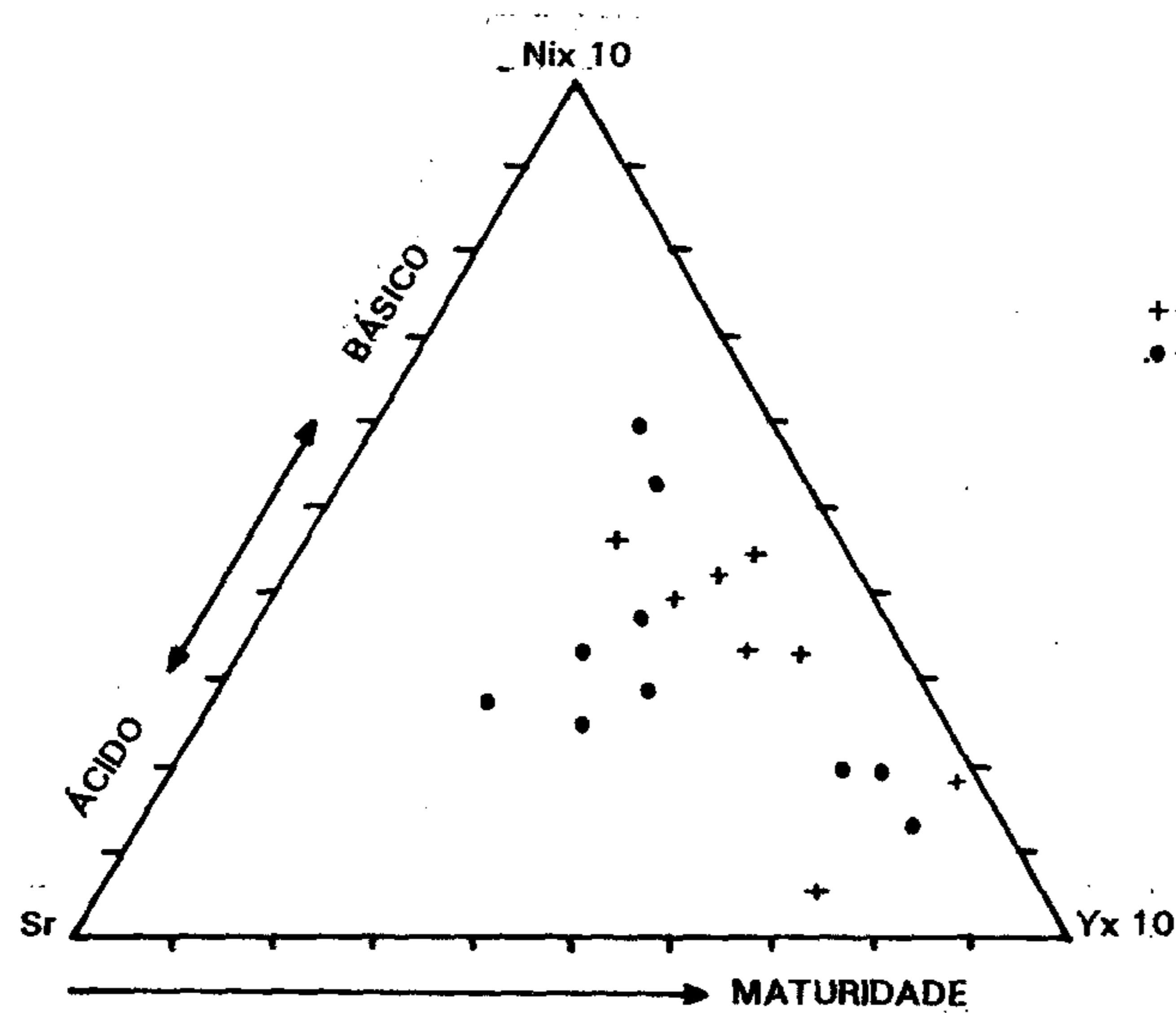


Figura 2 - Diagrama Ni-Sr-Y de Holland e Winchester, 1983 com indicação da natureza da área fonte e da maturidade química das rochas sedimentares. Aplicado às rochas das formações Xambioá e Pequizeiro.

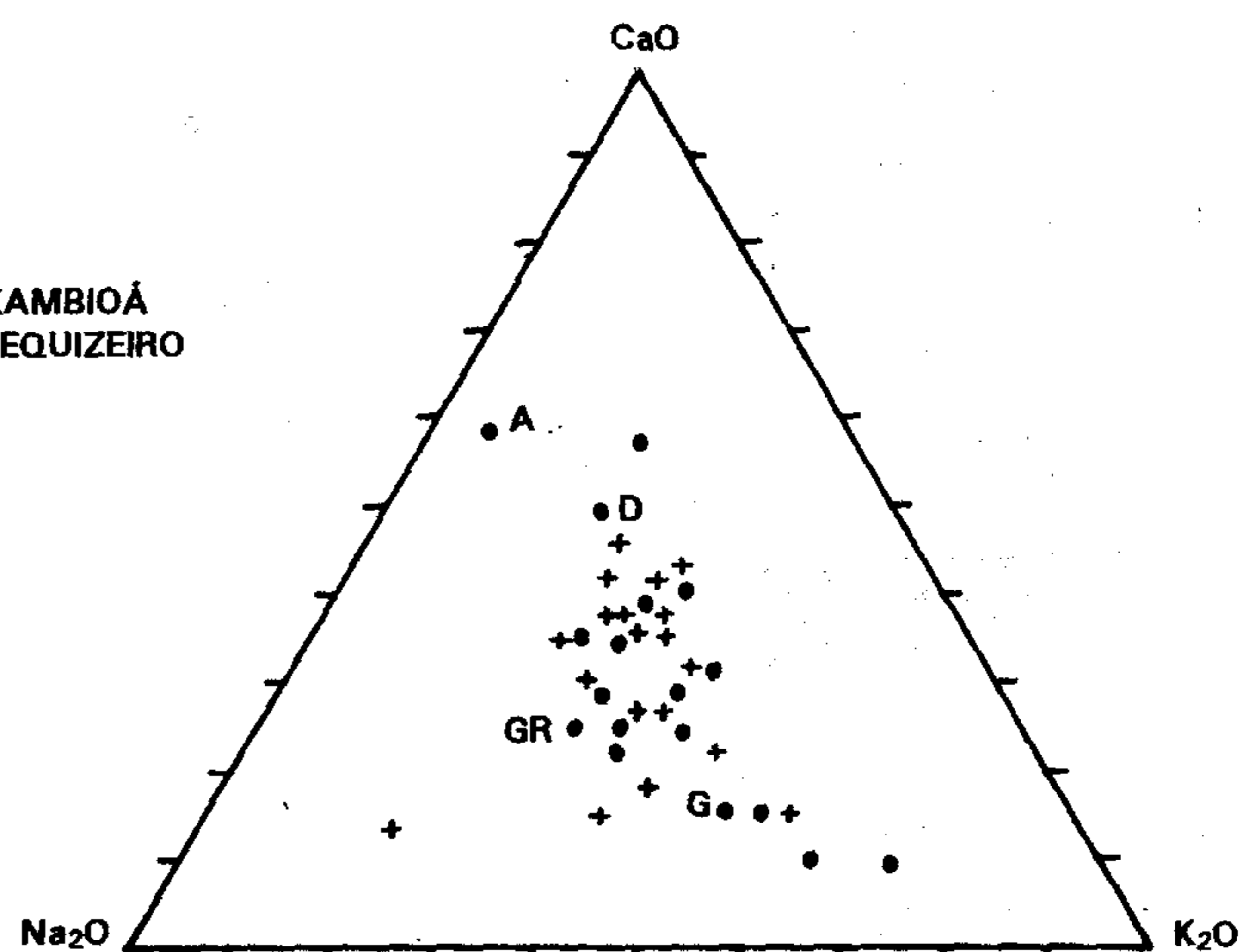


Figura 3 - Diagrama CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O de Bhatia, 1983 discriminando áreas-fonte de rochas sedimentares clásticas. A - média de andesitos; D - dacitos; GR - granodioritos; G - granitos. Aplicado às rochas das formações Xambioá e Pequizeiro.

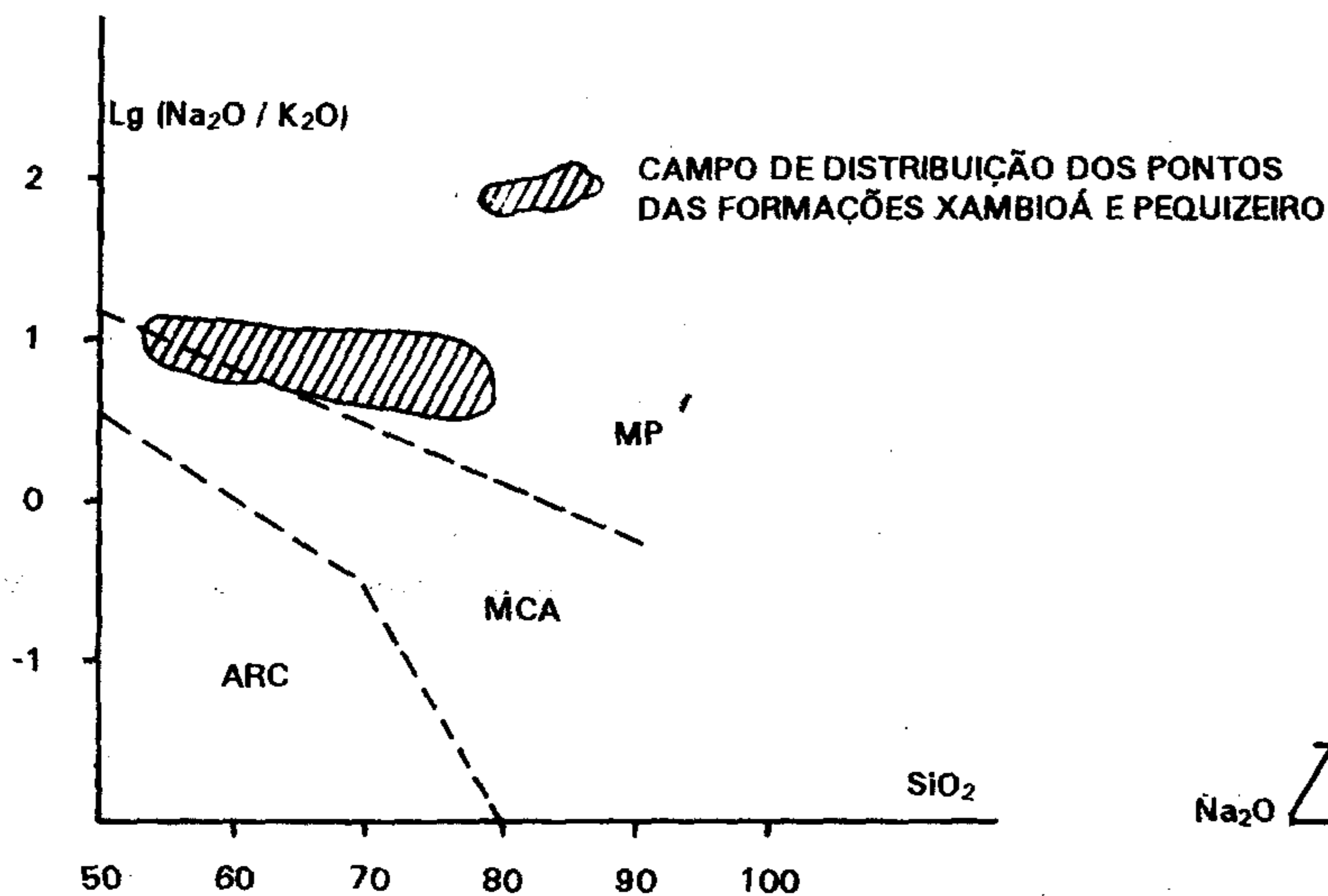


Figura 4 - Diagrama Na<sub>2</sub>O / K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> de Roser e Korsch, 1986 discriminando diferentes ambientes tectônicos deposicionais: MP - margem passiva; MCA - margem continental ativa; ARC - arco de ilhas oceânicas. Aplicado às rochas das formações Xambioá e Pequizeiro.

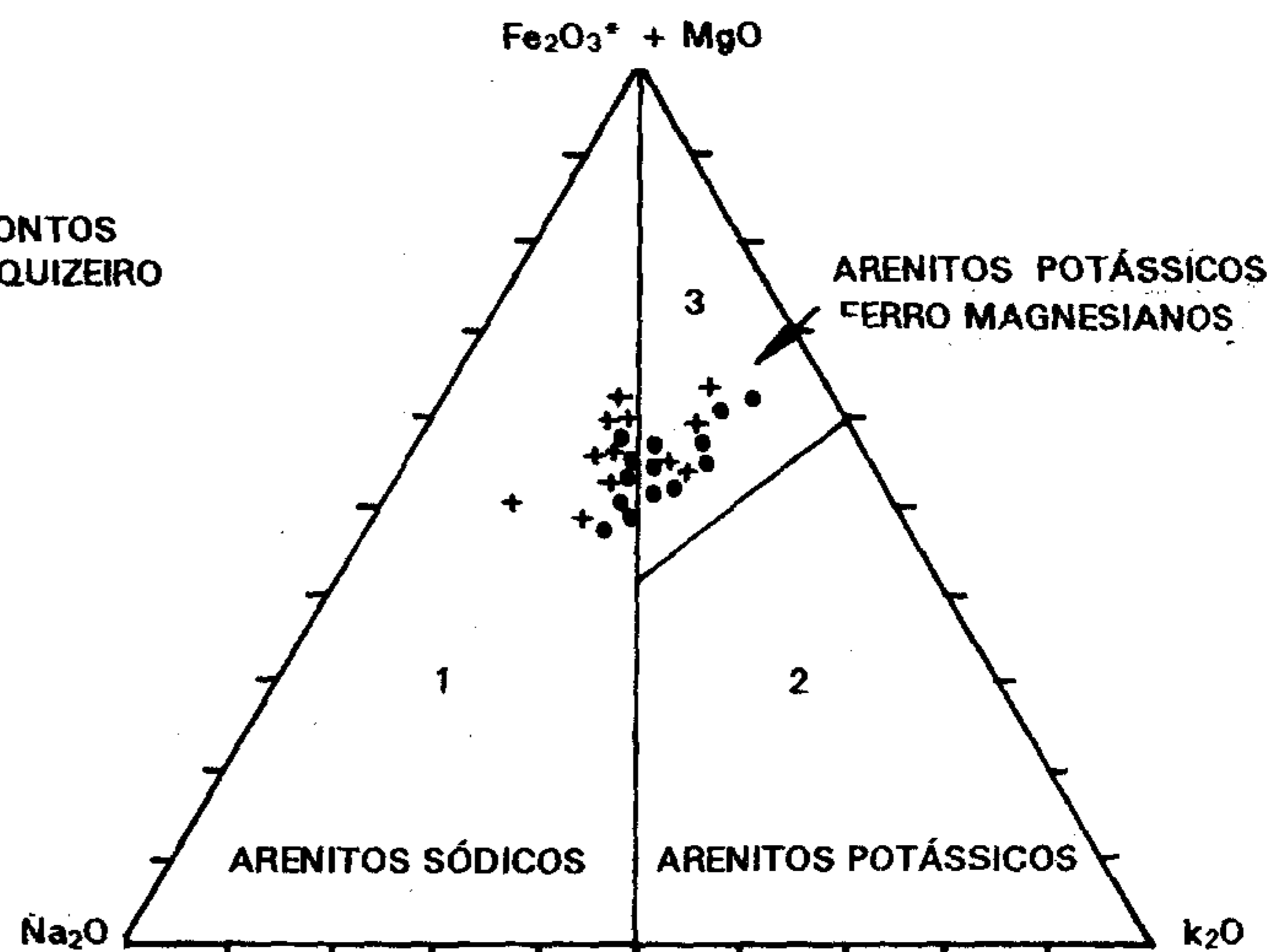


Figura 5 Diagrama (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* + MgO)-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O de Blatt et al, 1980, classificatório de rochas areníticas e seus ambientes deposicionais. Aplicado às rochas das formações Xambioá e Pequizeiro. 1 - Eugeossinclineo; 2 - Taphrogeossinclineo 3 - Exogeossinclineo

## GEOQUÍMICA

### CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA ORIGEM DOS CLORITITOS DA ÁREA DE SERRINHA, MUNICÍPIO DE COUTO MAGALHÃES (TO)

BENEVIDES AIRES FILHO E BASILE KOTSCHOUBEY - *Centro de Geociências/CPGG/UFP*

**INTRODUÇÃO** - Na área de Serrinha, a cerca de 25 km a sudeste de Couto Magalhães (TO), na porção ocidental do Cinturão Araguaia, ocorre intercalada em metassedimentos do Grupo Tocantins uma sequência constituída por clorititos, formações ferríferas e formações silicosas. Segundo Gorayeb (1981, 1989) os clorititos, na região, estariam intimamente associados as rochas ultramáficas serpentinizadas, por vezes talcificadas, e resultariam da transformação de rochas pelíticas sob influência dessas últimas. Para Kotschoubey & Hieronymus (1990) esta sequência, de caráter particular, corresponderia a um pacote sedimentar de origem exalativa.

Neste contexto, o referido trabalho caracteriza-se como uma reavaliação, com base em dados químicos, das propostas supracitadas, ou seja, é uma contribuição no que se refere a gênese desta sequência.

**ASPECTOS PETROGRÁFICOS E QUÍMICOS** - Os clorititos são rochas maciças a foliadas, de coloração esverdeada, granulação fina, constituídas essencialmente de clorita ferromagnésiana, com quartzo ou talco subordinados, bem como magnetita, ilmenita, rutilo e eventualmente apatita disseminados. Essas rochas apresentam-se em faixas descontínuas com poucos metros de espessura, alternando com as formações ferríferas e silicosas.

Quimicamente, essas rochas caracterizam-se por um baixo teor de  $\text{SiO}_2$ , alto conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}$ , e uma forte depleção de  $\text{CaO}$  e alcális, além de um alto teor de  $\text{TiO}_2$  (Tab. 01). Quando projetados no sistema  $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ , os resultados das análises plotam no campo das cloritas + quartzo, próximo ao domínio das cloritas, confirmando o caráter clorítico destas rochas (Fig. 01) (Wolter & Seifert, 1984).

Os elementos traços Cr, Ni, Mn, Zn e Co exibem concentrações relativamente elevadas e variáveis. O cromo apresenta teores entre 84 a 1839 ppm, enquanto que os teores de níquel

variam de 407 a 3522 ppm, com um valor anômalo de 1.03%. Já o conteúdo de mangânes varia de 230 ppm até próximo de 1500 ppm. As concentrações máximas de zinco e cobalto estão em torno de 450 ppm.

**DISCUSSÃO** - De acordo com Schermerhorn (1978) e Beeson (1987), as rochas ricas em clorita (clorititos) provêm da alteração metassomática de rochas vulcânicas, através de uma atividade hidrotermal singenética em ambiente submarino. Essas rochas ricas em Mg-Fe-Al ocorrem normalmente sob a forma de corpos maciços discordantes ou concordantes, associados geralmente a depósitos de sulfetos vulcanogênicos. Entretanto, segundo Bernard et al. (1982), os corpos concordantes podem ser também interpretados como camadas formadas pela acumulação de material vulcânico-exalativo, transportado para fora dos "vents" de descarga como partículas suspensas de rochas já alteradas ou em soluções verdadeiras. Portanto, a composição das rochas afetadas pela alteração hidrotermal submarina é uma função da intensidade e duração da troca química entre o fluido hidrotermal e as rochas (Seyfried & Mottl, 1982).

Comparando a composição dos clorititos com a de pillows basálticas alteradas, estudadas por autores como Seyfried & Bischoff (1977), Humphris & Thompson (1978), etc, verifica-se uma certa semelhança entre elas. Esta semelhança torna-se ainda mais evidente quando os clorititos são comparados com bordas de pillows e material interpillows.

A análise por meio do diagrama ternário AFM (Reinhardt, 1987) do comportamento de certos elementos maiores dos clorititos, evidencia uma tendência desses a se concentrarem no campo definido para as rochas vulcânicas alteradas e metamorfisadas (Fig. 02).

A utilização do diagrama  $\text{TiO}_2$  x  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  (Reinhardt, 1987) tem como fim, caracterizar uma possível relação entre os

clorititos e as rochas ultramáficas e máficas de ocorrência na porção centro-norte do Cinturão Araguaia. Nota-se uma forte discrepância entre o teor de  $TiO_2$  dos clorititos e o das rochas ultramáficas (serpentinitos e talco-xistos), e ao contrário, uma boa compatibilidade com as rochas máficas (anfíbolitos) (Fig. 03).

Quanto aos elementos Cr, Ni, Co e Mn, os seus teores bastante elevados, às vezes anômalos, poderiam indicar, por um lado, uma relação com um vulcanismo predominantemente básico e uma contribuição da água do mar, e por outro,

expressar a mobilização de alguns deles a partir de formações ultramáficas, eventualmente localizadas próximo à zona de deposição da sequência enfocada.

Com base em observações de campo, análises químicas e comparações com outros trabalhos, sugere-se, mesmo que preliminarmente, que os clorititos são produtos de uma atividade hidrotermal-exalativa, com rochas vulcânicas de composição máfica como principais litotipos precursores.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEESON, R. 1988. Identification of cordierite-anthophyllite rock types associated with sulphide deposits of copper, lead and zinc. *Trans. Inst. Min. Metall., section B.* 97:108-115.
- BERNARD, A.J.; DAGALLIER, G.; SOLER, E. 1982. The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits: a case study of European occurrences. In: *Ore Genesis. The state of the art.* Ed. Springer-Verlag, Berlim. p.553-564.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro-Goiás. Belém (Dissertação de Mestrado NCGG/UFPa). 100p.
- GORAYEB, P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Rev. Bras. Geoc.* 19(1):51-62.
- HUMPHRIS, S. & THOMPSON, G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 42:107-125.
- KOTSCHUBEY, B. & HIERONYMUS, B. 1990. Clorititos auríferos na região Couto Magalhães-Novo Plano (Tocantins): indícios de atividade hidrotermal-exalativa na Formação Pequizeiro, Grupo Tocantins. In: *CONGR. BRAS. GEOL., 36.* Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. Resumos. p.147.
- REINHARDT, J. 1987. Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pelites. *J. Metamorph. Geol.* 5:451-472.
- SANTOS, M.D. 1983. Geologia e ocorrências minerais da branquianticlinal de Xambioá - Goiás. Belém (Dissertação de Mestrado NCGG/UFPa). 124p.
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijarvi. *Trans. Inst. Min. Metall., section B.* 87:162-167.
- SEYFRIED, W. & BISCHOFF, J.L. 1977. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 34:71-77.
- SEYFRIED, W. & MOTTLE, M.J. 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 46:985-1002.
- SOUZA, A.C.C. 1984. Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (GO). Belém (Dissertação de Mestrado NCGG/UFPa). 189p.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras - Goiás. Belém (Dissertação de Mestrado NCGG/UFPa). 208p.
- WOLTER, H.U. & SEIFERT, F. 1984. Mineralogy and genesis of cordierite-anthophyllite rocks from the sulfide deposit of Falun, Sweden. *Lithos.* 17:147-152.



Tabela 01 - Análises químicas dos clorititos da área de Serrinha.

|                                | NH-1/2 | NH-3/1 | NH-4/1 | SR-1/1 | SR-2/1 | SR-3/1  | SR-4/3 | SER-1/2 | SER-2/2 | SER-2/7 | SR-2/9 | SER-4/3 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 32.97  | 37.86  | 33.50  | 31.37  | 30.68  | 23.00   | 31.80  | 26.86   | 33.66   | 36.70   | 29.25  | 51.88   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.30   | 1.33   | 0.91   | 0.80   | 0.77   | 2.20    | 0.68   | 1.50    | 1.00    | 0.93    | 0.87   | 0.99    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.30  | 13.27  | 16.95  | 14.80  | 15.33  | 17.00   | 14.67  | 17.78   | 17.74   | 17.24   | 9.67   | 12.06   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.42  | 26.02  | 19.00  | 22.87  | 19.63  | 36.98   | 22.95  | 24.52   | 21.45   | 17.12   | 14.87  | 12.49   |
| MgO                            | 17.32  | 10.48  | 17.52  | 16.89  | 19.94  | 9.20    | 17.64  | 18.13   | 17.43   | 18.22   | 22.79  | 14.79   |
| CaO                            | 0.02   | 0.05   | 0.02   | 0.20   | 0.90   | 0.05    | 0.02   | 1.42    | 0.07    | 0.04    | 0.06   | 0.02    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.35   | 0.40   | 0.60   | 1.66   | 0.59   | 0.56    | 0.55   | 0.05    | 0.03    | 0.03    | 0.08   | 0.23    |
| K <sub>2</sub> O               | 0.03   | 0.03   | 0.02   | 0.38   | 0.03   | 0.03    | 0.03   | 0.04    | 0.02    | 0.03    | 0.02   | 0.07    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.03   | 0.10   | 0.12   | 0.20   | 0.25   | 0.21    | 0.12   | 0.84    | 0.26    | 0.14    | 0.25   | 0.15    |
| P.F                            | 9.38   | 9.52   | 9.50   | 9.02   | 9.96   | 9.71    | 9.89   | 9.49    | 9.33    | 9.71    | 11.12  | 7.08    |
| Ni                             | 2087   | 407    | 1109   | 2500   | 2087   | 1.03(%) | 2500   | 3522    | 2990    | 1210    | 3420   | 27      |
| Cr                             | 504    | 119    | 274    | 93     | 411    | 1839    | 419    | 119     | 1220    | 670     | 1350   | 84      |
| Zn                             | 242    | 230    | 161    | 267    | 146    | 448     | 132    | 96      | 148     | 285     | 409    | 125     |
| Co                             | 52     | 84     | 92     | 67     | 123    | 193     | 140    | 589     | 145     | 112     | 112    | 63      |
| Mn                             | 300    | 355    | 360    | 400    | 378    | 533     | 234    | 1344    | 810     | 390     | 925    | 230     |

Obs: O Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

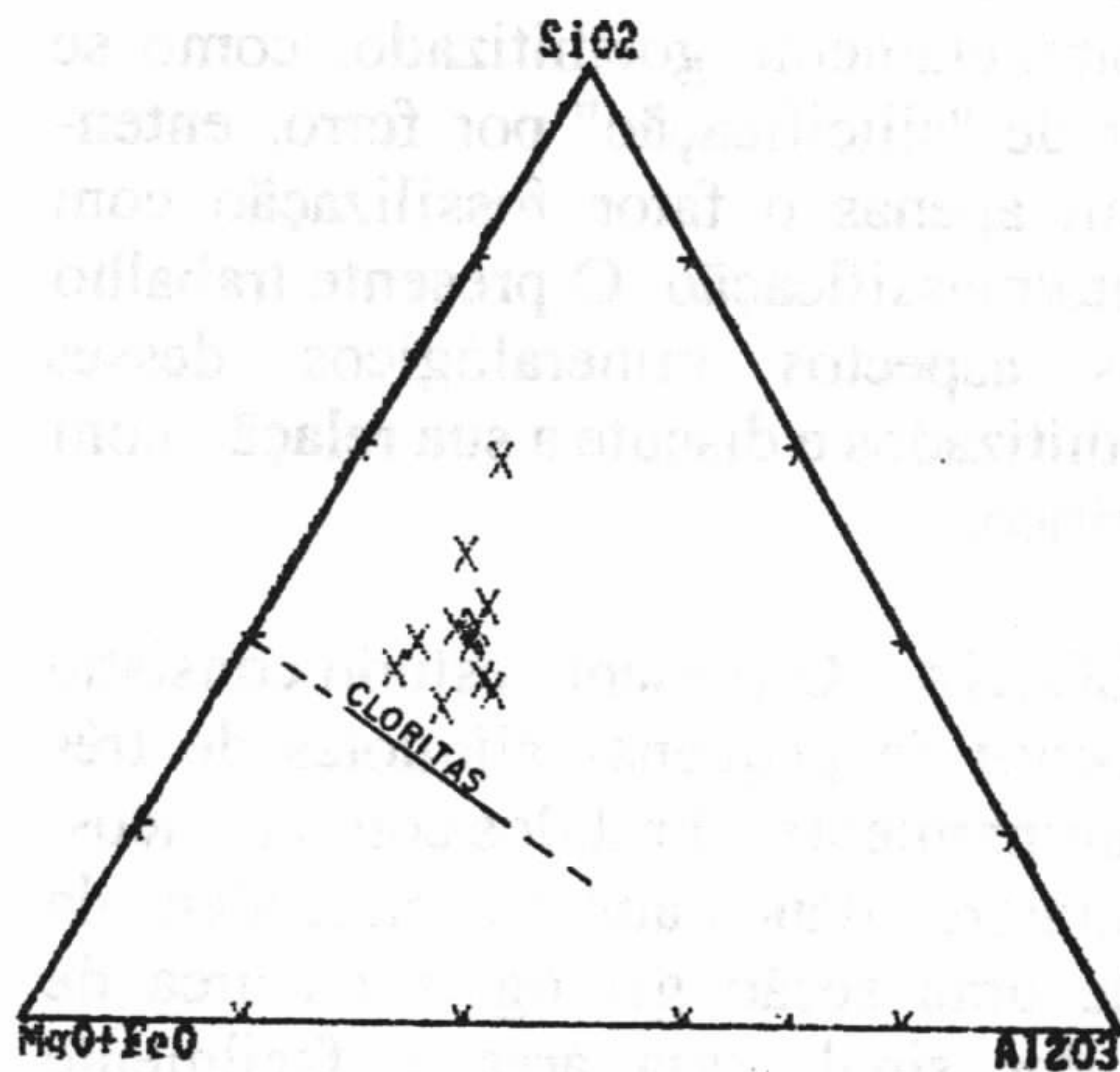


Fig. 01 - Projecção das composições químicas dos clorititos no sistema MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. Note que as análises plotam próximo ao domínio das cloritas. (Wolter & Seifert, 1984).

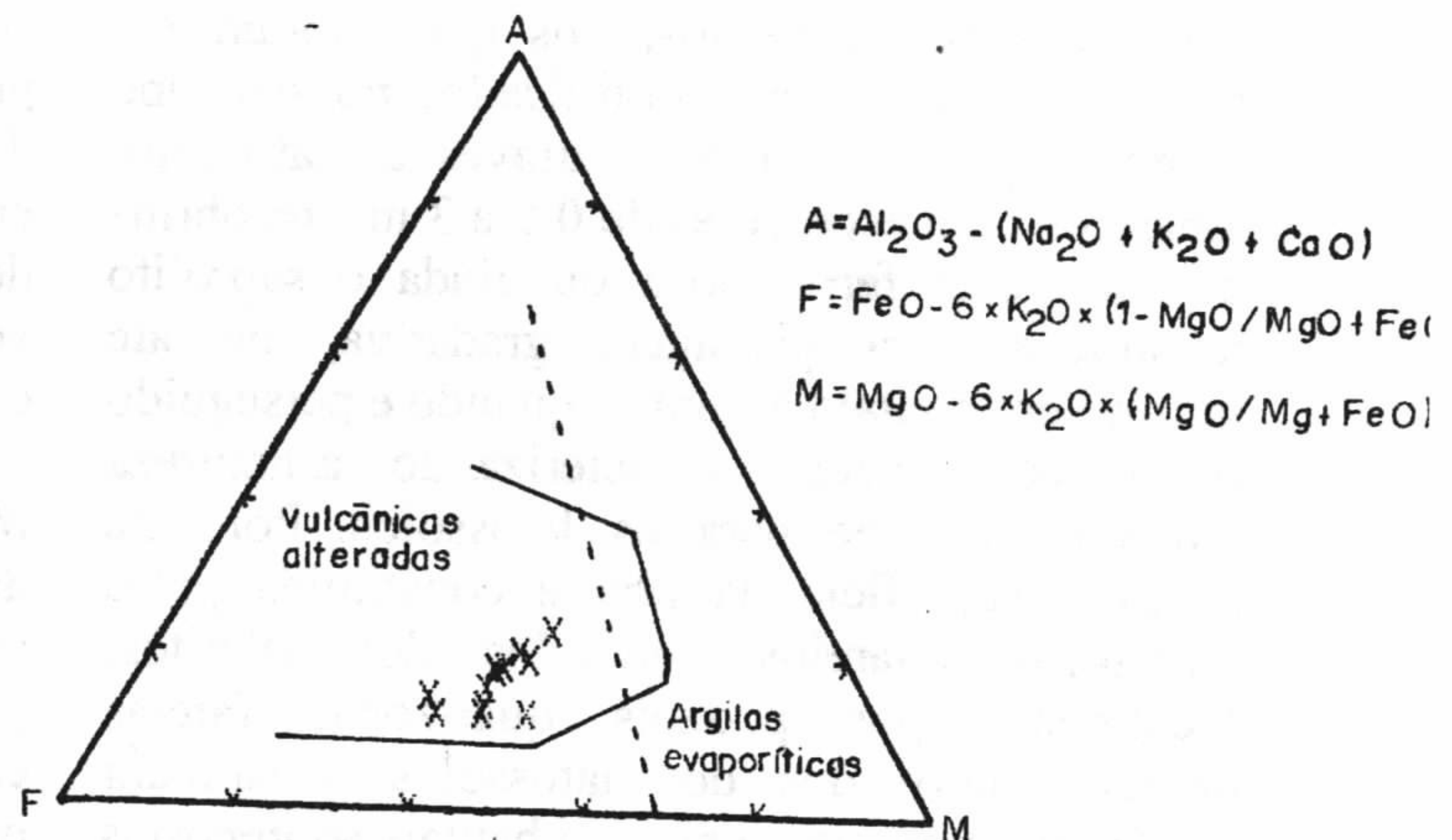


Fig. 02 - Diagrama AFM, com plot das análises químicas dos clorititos, referente a tabela 01. O Fe total é calculado como FeO. (Reinhardt, 1987).

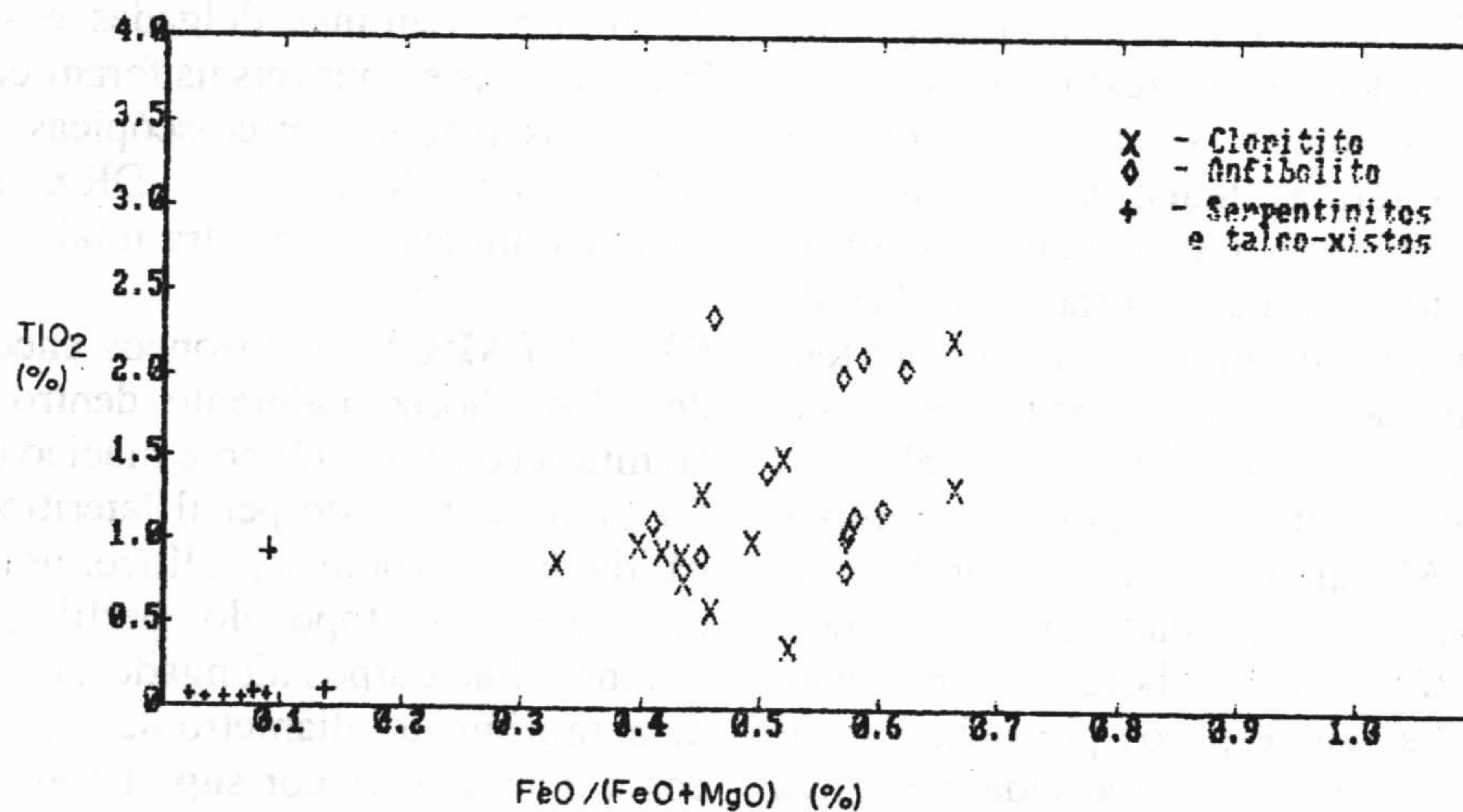


Fig. 03 - Plot TiO<sub>2</sub> x FeO/(FeO+MgO) para os clorititos (X), anfibolitos (O), serpentinitos e talco-xistos (+). Com exceção dos clorititos, os dados dos outros litotipos são de Santos (1983), Souza (1984) e Teixeira (1984).

## GOETHITIZAÇÃO COMO PROCESSO DE FOSSILIZAÇÃO EM AMBIENTE SUPERGÊNICO

MARCONDES LIMA DA COSTA - Centro de Geociências/Universidade Federal do Pará

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - A ilha de Mosqueiro, pertencente ao Município de Belém, é constituída geologicamente por sedimentos continentais plio-pleistocênicos da Formação Barreiras. Esses sedimentos, que se encontram desde inalterados até completamente intemperizados, podem ser observados ao longo das diversas falésias voltadas para a Baía de Guajará, cortejadas por belas praias amarelas quartzosas. O intemperismo formou perfis lateríticos imaturos e completos a partir desses sedimentos, os quais foram em seguida parcialmente modificados no seu topo (Figura 1). Isto se reflete através de latossolos amarelos com espessuras de 0,5 a 3 m, recobridos a crosta ferruginosa ou ainda o saprólito mosqueado em passagem gradativa, ou até mesmo em contato abrupto, quando é perseguido por linhas de pedras, caracterizando a natureza também alóctona para os latossolos. Por esta razão a superfície da ilha é constituída pelos latossolos amarelos derivados dos lateritos, localmente por podzóis quartzosos (areias brancas) derivados dos latossolos e também argilas de mangue atuais e subatuais sobrepostas aos perfis lateríticos e paleopraias. As praias atuais estão basicamente situadas na extremidade norte da ilha voltada para a Baía de Guajará.

Recentemente vem se observando nos sedimentos da Formação Barreiras no nordeste do Pará, grande frequência de restos de vegetais piritizados, representados por folhas, pequenos frutos e mesmo formas lenhosas centimétricas alojadas principalmente na sequência argilosa negra aflorante na base das falésias das ilhas de Outeiro e Mosqueiro. Acúmulos semelhantes tem sido encontrados também em perfurações rasas (30 a 50 m) em municípios vizinhos a Belém do Pará mas também distantes como Salinópolis e Capanema. Em Mosqueiro e Outeiro também há densa manifestação de atividade radicular nessa camada argilosa, que embora naturalmente destruída, teve os seus espaços preenchidos por material arenoso, por conta de atividade erosiva subsequente, ressaltada por superfícies discordantes em vários segmentos observáveis ao longo das falésias.

Em pesquisa recente no perfil laterítico da porção leste da Ilha de Mosqueiro, na Baía do Sol, formada também sobre a Formação Barreiras, o autor encontrou, de forma inesperada, na base do perfil laterítico, diversos corpos sugerindo a presença de troncos de vegetais com até 2 m de comprimento, distribuídos dentro do ironstone de contato areia-argila (Costa et al., 1994, neste simpósio). A surpresa está na presença de vegetais em perfil laterítico e ainda, embora fosse o esperado, completamente goethitizado, como se pudesse falar de "silicificação" por ferro, entendendo-se aqui apenas o fator fossilização com endurecimento/massificação. O presente trabalho descreve os aspectos mineralógicos desses vegetais goethitizados e discute a sua relação com o perfil laterítico.

**METODOLOGIA** - O presente estudo consistiu da coleta apenas de pequenas alíquotas de três corpos, preliminarmente admitidos como troncos, para evitar maiores danos aos mesmos, além da confecção de uma seção geológica da área de ocorrência. Por sinal, essa área é facilmente identificada através do centenário e solitário pé de buriti ou miriti (*mauritia flexuosa*), uma majestosa palmeira, situado hoje em plena praia junto a localidade de Conceição, um quilombo de outrora. Lâminas delgadas e seções polidas longitudinais e transversais foram confeccionadas para observações microscópicas, seguidas de análise mineralógica por DRX e IV além de análise química da amostra total.

**RESULTADOS** - Os troncos encontrados estão deitados horizontalmente dentro do ironstone arenítico/conglomerático e maciço (Figura 1) que faz parte da base do perfil laterítico, já na zona pálida do horizonte saprolítico, hoje cerca de 10 m abaixo do topo do perfil (superfície do terreno). São corpos alongados, com 10 a 190 cm de comprimento, diâmetro de 1 a 30 cm, cilíndricos a tabulares. A cor superficial é cinza escura, que se confunde com a do ironstone, e tem origem orgânica (fungos) e inorgânica (espelhamento por fricção com as ondas d'água). O

interior é predominantemente marrom escuro. Os troncos são compactos, duros, como se fossem silicificados. Mesmo mesoscopicamente é possível observar estruturas concêntricas marcantes, sugestivas de anéis de crescimento bem como feições fibrosas. Estruturação concêntrica é espelhada por meio de bandas alternadas de cor marrom escura e marrom, por vezes amarela ocre. O material tipicamente ocre é terroso e restrito. As bandas marrom escuras são quase maciças enquanto as marrons são caracterizadas por vazios capilares alongados e subparalelos, correlacionáveis com os vasos de troncos vegetais e que se paralelizam com material fibroso, indicativo das fibras vegetais. As observações feitas em lâminas delgadas, sob o microscópio ótico, mostram em seções longitudinais feições equivalentes aos vasos condutores, de raio com pequenas células e também o caráter nitidamente fibroso. Em seções transversais pode-se também verificar os anéis concêntricos, denunciados por mudança na tonalidade marrom, e também raios perpendiculares aos anéis, que podem ser, preliminarmente, correlacionados com os anéis de crescimento dos troncos vegetais.

A composição mineral é feita basicamente de goethita pseudomórfica segundo a estruturação acima descrita; quartzo e caolinita são muito raros. O quartzo quando encontrado está ligado às cavidades secundárias que foram preenchidas com areias quartzosas. A goethita também se encontra como plasma coliforme seccionando aquela pseudomórfica, e assim destruindo parcialmente a estruturação do fóssil, da mesma forma como é observado em troncos silicificados por calcedônia. Embora a goethita se apresente em tonalidades variáveis do marrom até o ocre, o teor de alumínio nas mesmas é bastante baixo. A goethita ocre terrosa apresenta dimensões da cela unitária equivalente a goethita não aluminosa. Sua cristalinidade é muito baixa, inferior a da goethita marrom, sendo expressivo o componente amorfo. Os parâmetros da cela unitária da goethita marrom dos troncos são:  $a = 4,6265$ ;  $b = 9,9749$ ;  $c = 3,0092 \text{ \AA}$ , correspondendo a goethita predominantemente ferrosa. O ironstone por sua vez é constituído por goethita com grande variação no componente Al, representando de 3 a 9 % moles de  $\text{AlOOH}$ , segundo as análises químicas preliminares (Costa & Horbe, 1994, neste simpósio).

A análise química indica que os troncos são constituídos fundamentalmente de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (80,76 % em peso) e  $\text{H}_2\text{O}$  (13,77 % em peso), compondo

a goethita e hidróxidos de ferro amorfos. O valor de 13,77 % para PF, superior ao da goethita (10,89 %) deve ser creditado à presença de hidróxidos amorfos, como foi verificado nos DRX. O teor de 3,12 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , equivalente a 3,77 % em moles de  $\text{AlOOH}$  ( $\text{Fe}_{.96}\text{Al}_{.04}\text{OOH}$ ), é compatível com os dados obtidos por DRX. Portanto a goethita dos troncos é pobre em alumínio, ressaltando a não disponibilidade desse componente nas soluções fossilizantes e também na fonte imediatamente mais próxima, qual seja os troncos inicialmente piritizados. O teor de  $\text{SiO}_2$  de 1,58 %, e na ausência de quartzo, deve estar relacionado com a própria goethita. O teor de  $\text{TiO}_2$  inferior a 0,26 %, é relativamente baixo, e justifica-se pela derivação do material a partir de pirita por pseudomorfismo e, não havendo aporte desse elemento, que tem inclusive baixa mobilidade. Essas características mineralógicas e químicas da goethita dos troncos fósseis são comparáveis com as da goethita do ironstone onde eles se encontram, descritas por Costa & Horbe (1994, neste Simpósio).

**DISCUSSÃO E CONCLUSÃO** - Como já foi mencionado os vegetais fósseis encontrados na Formação Barreiras encontram-se todos piritizados total ou parcialmente. Pirita na Formação Barreira é frequente não somente nos fósseis como disseminada ou como concreções centimétricas associadas às camadas ricas em matéria orgânica. Em Mosqueiro essa camada é encontrada na base dos perfis lateríticos, de 10 até 12 m abaixo da superfície do terreno e exposta no sopé das falésias. Segundo Costa & Horbe (1994, neste Simpósio) no contato entre essa camada de argila negra fossilífera e piritosa com os arenitos argilosos sobrepostos desenvolveu-se o ironstone onde se encontram os troncos goethitizados. Esse ironstone pode ser perseguido, com interrupções, ao longo da linha das praias de Mosqueiro. Ainda segundo os autores os ironstones se formaram às expensas da alteração da camada argilosa piritosa e fossilífera promovida pela percolação das águas superficiais contendo oxigênio dissolvido, através de reações de oxidação-redução em ambiente extremamente ácido, num quadro típico de ferrólise, que leva a formação dos ironstones como gossans e pseudogossans. Os troncos aqui estudados vivenciaram inquestionavelmente este ambiente, já que fazem parte dos ironstones. Assim sendo, é possível concluir que os troncos inicialmente eram constituídos, como os demais pequenos vegetais fósseis já encontrados, de pirita, ou seja

o processo inicial de fossilização foi a piritização, favorecido pelo ambiente sedimentar redutor e rico em ferro. Por ocasião do intemperismo, com desenvolvimento de forte ferrólise na base do perfil de alteração, provocada pela grande abundância de pirita,  $\text{FeS}_2$ , e a água superficial oxigenada (água pluviométrica), conjugada às condições hidrodinâmicas equilibradas com àquelas de trocas iônicas junto a pirita dos troncos de vegetais, foi possível, localmente, refossilizar os troncos através da substituição paulatina da pirita por goethita e hidróxidos amorfos de Fe, o mineral característico e abundante do sistema. Dessa maneira o Fe da pirita não foi solubilizado mas tão somente oxidado ainda no esqueleto estrutural dos cristais de pirita, ao contrário do S que foi oxidado e removido

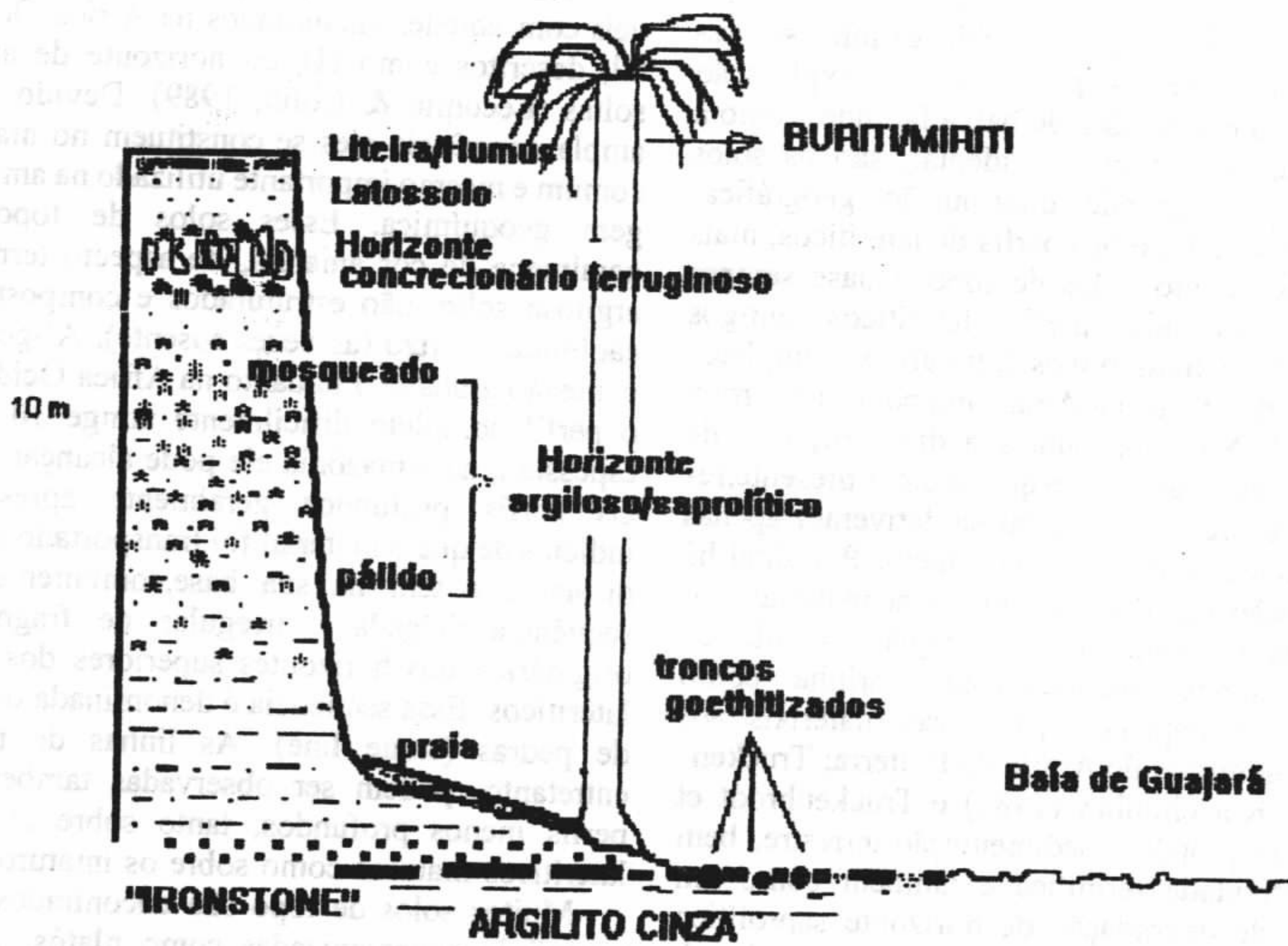
sem, entretanto, danificar a estrutura geral dos vegetais piritizados. Ou seja, os troncos se submeteram a uma segunda fase de fossilização, que os tornou mais protegidos das intempéries, candidatando-se a uma sobrevida geológica mais prolongada, já que essa fase mineral é mais estável. Está-se assim, diante de um processo de fossilização, a goethitização, que ocorre sob condições intempéricas oxigenadas e aquosas.

**AGRADECIMENTOS** - Ao químico Natalino Valente Moreira de Siqueira pela realização das análises químicas e a profa. Jane Garrafielo pela sua inestimada colaboração na descrição paleontológica das lâminas e pela rica discussão que provocou a respeito do material fossilífero.

#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

COSTA, M.L. & HORBE, A.C. , 1994. Sand-clay interface ironstone in laterite profile

from Mosqueiro. Neste Simpósio.



**FIGURA 1 - PERFIL LATERÍTICO MOSTRANDO O "IRONSTONE" E OS TRONCOS GOETHITIZADOS.**

## O USO DOS LATOSSOLOS EM PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA PARA OURO NOS TERRENOS LATERÍTICOS DA AMAZÔNIA

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências/UFPA, Belém-PA*

RÔMULO SIMÕES ANGÉLICA - *Centro de Geociências/UFPA, Belém-PA e CPRM, Sureg-Belém-PA*

ADRIANA MARIA COIMBRA HORBE - *Centro de Geociências/UFPA, Belém-PA*

José Anselmo Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1964 †)

**INTRODUÇÃO** - Uma das feições interessantes relacionadas com a pesquisa e a exploração geoquímica nas regiões de baixa latitude, como a Amazônica e a África Ocidental, são os solos argilosos, de grande distribuição geográfica, localizados no topo dos perfis de lateríticos, mais conhecidos como solos de topo. Quase sempre ocorrem cobrindo perfis lateríticos antigos (maturados) ou mais novos (imaturados), completos ou truncados tanto na Amazônia como na África Ocidental. Na Amazônia sua distribuição é de natureza regional. As pesquisas até o presente, realizadas sobre este material se detiveram apenas aos aspectos relativos a sua origem. Por sinal há uma relação significativa entre esse material e os depósitos de bauxita dessa região. Sombroek (1966) sugere sedimentação marinha como ambiente de deposição para esses materiais, aos quais denominou de Argila de Belterra; Truckenbrodt & Kotschoubey (1981) e Truckenbrodt et al, (1991) propõem sedimentação terrestre, bem como atividade termítica e também como um produto de degradação de horizonte saprolítico subjacente. Wolf (1972), em parte Sombroek (1966), e mais sistematicamente Lucas (1988), Costa (1990) e Costa (1991) sugerem que esse material corresponde a um solo derivado da degradação química dos perfis lateríticos já existentes, quando os mesmos foram submetidos a clima tropical durante as épocas que se sucederam à formação dos perfis lateríticos. Esse material ainda não tem sido objeto de estudos sistemáticos para uso na exploração geoquímica na Amazônia. Na África Ocidental geólogos franceses pesquisando em ambiente similar, desenvolveram técnicas de prospecção geoquímicas a partir de solos de topo (latossolos) como meio de amostragem, alcançando grande sucessos (Lecomte & Colin, 1989; Freyssinet et al, 1989, Freyssinet, 1991, etc.).

**ASPECTOS GERAIS** - Os solos de topo (latossolos) da região Amazônica, conhecidos também por Argila de Belterra, são correlacioná-

veis com aqueles encontrados na África Ocidental, descritos como H1 ou horizonte de argilas soltas (Lecomte & Colin, 1989). Devido a sua ampla ocorrência eles se constituem no material comum e mesmo importante utilizado na amostragem geoquímica. Esses solos de topo são geralmente de cor amarela, de aspecto terroso a argiloso solto, não estruturados e compostos de caolinita, quartzo (às vezes ausente), Al-goethita e mesmo gibbsita. Enquanto na África Ocidental, o perfil completo dificilmente atinge 10 m de espessura, na Amazônia ele pode alcançar 20 m. Os perfis profundos geralmente apresentam indícios de que o material foi transportado a curta distância e tem na sua base, comumente uma sequência delgada e irregular de fragmentos originários dos horizontes superiores dos perfis lateríticos. Essa sequência é denominada de linha de pedras (stone line). As linhas de pedras, entretanto, podem ser observadas também nos perfis menos profundos, tanto sobre os perfis lateríticos maturados como sobre os imaturos.

Muitos solos de topo são encontrados sobre superfície peneplanizadas como platôs, quando podem atingir grandes espessuras (20 m) e como material de preenchimento de paleodepressões. Às vezes o centro do platô não dispõe desse material. Esses solos também estão distribuídos sobre o relevo que constitui a superfície mais baixas, onduladas, sendo aqui mais delgadas, ricas em concreções e nódulos ferruginosos e também linhas de pedras.

**ORIGEM E IMPLICAÇÕES PARA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DO OURO** - Os solos de topo tem sua origem diretamente relacionada ao intemperismo químico e biológico dos horizontes de topo, especialmente, dos perfis lateríticos pré-existent, quer sejam maturados ou imaturos. Esses perfis foram parcialmente erodidos durante os eventos sucedidos de dissecação e peneplanização, deslocados para depressões formadas fundamentalmente sobre os terrenos lateríticos. As coberturas assim surgidas,

de natureza alóctone, e de igual composição do material *in situ* (solo de topo autóctone), residual, pode guardar assinaturas geoquímicas significativas para prospecção, por exemplo, de ouro. Mesmo onde os solos de topo foram encontrados deslocados, foi possível localizar mineralizações auríferas próximas aos mesmos. O presente trabalho procura apresentar alguns exemplos, que embora ainda isolados, podem, ao lado daqueles da África Ocidental, auxiliar na prospecção mineral na região.

**PRIMEIROS EXEMPLOS** - Os primeiros resultados obtidos em exploração geoquímica na Amazônia são relativos a solos e paleosolos da região de Cassiporé sobrepostos a lateritos bauxíticos, da região de Carajás e Ipitinga com solos derivados de gossans lateritizados, além de dados esporádicos das duas mais antigas regiões produtoras de ouro da Amazônia, rios Tapajós e Gurupi. A primeira muito erodida e por isso rica em aluviões e coluviões, a segunda também é muito erodida, mas ainda contém inselbergs (platôs) esculpidos nas antigas superfícies lateríticas de composição extremamente variada (ouro, manganês, bauxita, fosfatos, titânio, caulim).

**Prospecto Rio Cassiporé** - Platôs e morros foram esculpidos nos lateritos bauxíticos, os quais no topo foram transformados em solos amarelos (latossolos), com até 4 m de espessura, autóctones e alóctones. Esses solos contêm grande quantidade de fragmentos da crosta ferruginosa e do horizonte bauxítico constituindo linha de pedra. A área anômala é de aproximadamente 400x600 m, e compreende terreno com bauxita degradada e saprólito nas encostas e nos vales. O teor de ouro nos solos sobrepostos diretamente à mineralização varia de 0,5 a 3,5 ppm. O ouro é extraído por garimpeiros.

**Prospecto Igarapé Bahia** - Se destaca por solos marrons a marrom avermelhados, com até 6 m de espessura, pulverulentos, contendo fragmentos de crosta laterítica, metapelitos lateritizados e gossan. Compõem-se de hematita, maghemita, goethita, caolinita e gibbsita. Encontram-se como perfis autóctones e alóctones, e conseqüentemente observa-se ainda linhas de pedras. Ao redor da área mineralizada os solos de topo são, por outro lado, de tonalidade amarela, e nesse caso, não apresentam qualquer anomalia geoquímica para ouro. A área anômala, que está delimitada pelos solos de cor marrom a marrom avermelhada é alongada, com 100 x 1000 m, e encontra-se

praticamente sobre o corpo de minério. O teor máximo de ouro nestes solos é de 0,17 ppm, enquanto que nos solos amarelos esse teor fica abaixo de 20 ppb (0,02 ppm). O ouro é lavrado pela CVRD através de uma planta de porte médio, eficiente e moderna.

**Prospecto Ipitinga** - Solos amarelos a marrons se sobrepõem a lateritos e gossans e permitiram delinear quatro áreas anômalas para ouro e cobre (Carvalho et al., 1991). As anomalias de ouro nesses solos coincidem com a projeção de um corpo elétrico condutor identificado em profundidade através de geofísica (Carvalho et al., 1991). Nesses solos o teor máximo de ouro é de 2,8 ppm. Aqui o ouro é extraído por garimpeiros.

**Gurupi** - Essa região não está bem representada por solos de topo amarelos. Colúvios e paleocolúvios foram explorados para ouro ainda no século 16. Neste século, já na década de 80 e 90 surgiram pesquisas para ouro na região. Os solos com anomalias de ouro estão ligados ao intemperismo de zonas com veios de quartzo e de cisalhamento. É uma região promissora, embora muito complexa e sem infraestrutura.

**Tapajós** - Região muito dissecada e peneplanizada e por isso rica em paleocolúvios e aluviões, muitos ricos em ouro, em grande parte já garimpados, o que vem acontecendo desde os anos 50. Aqui os solos de topo desenvolveram-se diretamente sobre saprólitos, e por conseguinte raramente apresentam litorelictos de horizontes de perfis lateríticos maduros. Também as linhas de pedras se fazem constituir tanto de fragmentos de lateritos imaturos, por vezes de gossans, como de quartzo de veios. O perfil de solo é raso e pouco desenvolvido mineralogicamente. Desta forma o halo de dispersão geoquímica é menor do que nos casos anteriores.

**CONCLUSÕES** - Esses fatos iniciais mostram que os solos de topo, do tipo latossolos (amarelos a marrom avermelhados), formados sobre os diversos horizontes de perfis lateríticos e gossans, podem apresentar ainda assinatura geoquímica herdada em primeiro plano dos lateritos e gossans subjacentes, que por sua vez herdaram de corpos geológicos primários mineralizados a ouro. A formação desses solos a partir dos lateritos e não dos corpos primários, promove uma dispersão ainda maior dos teores, que se por um lado amplia o halo de dispersão, por outro diminui o sinal geoquímico. A desvantagem do sinal geoquímico pode ser quase que eliminado, quando se faz uso de técnicas mais eficientes de

análises de ouro, capazes de detectar baixas concentrações desse elemento (em nível de ppt). A geoquímica de exploração usando esses solos como meio de amostragem tem sua interpretação dificultada, se a região foi afetada por intensa erosão, fazendo com que os solos de topo tenham se desenvolvidos sobre diferentes horizontes do

perfil laterítico, que representam sub-ambientes de diferente grau de dispersão do ouro. Sendo a Amazônia rica em lateritos e em latossolos deles derivados, o sucesso da exploração geoquímica aqui passa pelo conhecimento profundo da mineralogia e geoquímica desses solos, entre outros parâmetros.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARVALHO, J.M.A., FARACO, M.T.L., ANGÉLICA, R.S., COSTA, M.L. 1991. Problemas em prospecção geoquímica na região Amazônica: o Projeto Renca. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3. Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.395-410.
- COSTA, M.L. 1990. Potencial metalognético dos lateritos da Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. Anais...Natal, SBG. 3, p.1371-1385.
- COSTA, M.L., VIEIRA COSTA, J., ANGÉLICA, R.S. 1993. Gold-bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassiporé, Amapá, Brazil. Chron. Rech. Min., 510: 41-51.
- FREYSSINET, Ph. 1991. Géochimie et minéralogie des latérites du Sud-Mali: évolution du paysage et prospection géochimique de l'or. Éditions du BRGM, n°203: 1-19.
- FREYSSINET Ph., ZEEGERS, H., TARDY, H. 1989. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of Southern Mali. J. Geoch. Explor., 32:17-31.
- LECOMTE, P. & COLIN, F. 1989. Gold dispersion in a tropical rainforest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. J. Geoch. Explor., 34:285-301.
- LUCAS, Y. 1988. Systèmes pédologiques en amazonie brasiensiens. Equilibres, déséquilibres et transformations. Tese de doutorado, Université de Poitiers, 157p.
- SOMBROEK, W.G. 1966. Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the brazilian region. Wageningen, Holland, Centre Agri. Publ., Doc., 292 p.
- TRUCKENBRODT, W., KOTSCHOUBEY, B., SCHELLMANN, W. 1991. Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites. Geol. Rundschau, 80/3: 591-610.
- WOLF, F.A.M. & SILVA, J.M.R. 1973. Província bauxitífera da Amazônia. DNPM, 5 distrito, Belém, Pará, Brasil, 35p, (inédito).



## SAND-CLAY INTERFACE IRONSTONES IN LATERITIC PROFILES OF MOSQUEIRO ISLAND-NORTHERN BRAZIL

MARCONDES LIMA DA COSTA E ADRIANA COIMBRA HORBE - *Centro de Geociências/UFPA, Belém-PA*

Anselmo José Monteiro dos Santos ( in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUCTION** - Sand-clay interface ironstones are very common secondary rocks found within lateritic profiles derived from sedimentary rocks, specially when the sedimentary sequence is made up of rocks with different porosity degrees such as claystones/siltstones against sandstones/conglomerates. Ironstones are very frequent and there are many kinds of them: lateritic ironstones, leakage ironstones (contacts, faults, fractures, and so on; Taylor & Thornber, 1992).

In Amazon region, the ironstones found at sand-clay interfaces are widespread and normally related to immature lateritic profiles (Costa, 1991) and, in this way, they may be classified as leakage ironstones. The coastal cliffs of Mosqueiro and Outeiro islands at Belém Municipality present very interesting examples of these supergene formations. This work brings some preliminary results about the mineralogy and chemistry of these rocks which outcrop at the cliffs of Mosqueiro Island.

**GEOLOGICAL SETTING** - The terrain of Mosqueiro island is geologically formed by young sediments of Barreiras Formation, represented mostly by grayish to black claystones overlain by clayey siltstones and sandstones. The possible upper part of this unit was weathered, developing an immature lateritic profile which has been transformed in later times into a thick partly allochthonous yellow latosol. The field work has been developed at the Baía do Sol beach which is located in the eastern part of Mosqueiro island. The lateritic profile along the coastal beach is representative of the general profile for the whole island. This profile is composed of topsoil horizon with a humus zone, an iron concretion horizon, and a clayey saprolite with mottled and pallid zones. The samples were taken from outcropping ironstones at the beach, 30 m away from the coastal cliff. The ironstone forms a continuous bed extending 100 m along the beach, it is 25 m wide and 5 to 30 cm thick, however segments of it can be seen far away from the shore line in the Guajará Bay. The

ironstone is coarse-grained at the top and fine-grained at the base and is underlain by the unweathered claystone rich in organic matter.

**TEXTURES AND MINERALOGY** - With respect to the color and the grain size, these ironstones can be divided into three facies: yellow, brown, and dark brown ones. The dark brown facies is made up of coarse-grained material (sand and gravel of quartz, rock fragments, and muscovite) bound by colloform dark brown goethite. The brown facies, on the other hand, is fine-grained to massive, hard, with conchoidal fractures and slightly banded by alternation of thin yellow and dark brown bands (0.5 to 1 mm thick) following normally the sedimentary stratification. The quartz grains are very small, less frequent and dispersed within the former clay matrix, which is still recognizable, but now it is made of yellow and brown goethite. The yellow facies displays an alternation of yellow and brown thicker bands (3 to 5 mm). As a whole, it is still compact and moderately conchoidal. Aluminous goethite along with kaolinite compose both bands and the color is caused by changes in the aluminum contents of goethite. This facies changes gradually to an earthy-to-clayey ochreous laminated facies whose grain size varies from clay to silt (quartz, kaolinite, and goethite) going down into organic matter-rich gray claystone (pyritized leaves, trunks, fruits, etc.). The gray claystone contains quartz, kaolinite, illite, muscovite, and pyrite. The dark brown facies, in turn, is overlain by the pallid clayey sand zone within the saprolite. While goethite of the dark brown facies is clearly colloform, it is a pseudomorphous transformation after the framework of the clay minerals of the layers in the other facies. The quartz grains are monocrystalline to polycrystalline and display surfaces strongly corroded and irregular outlines.

The XRD patterns indicate that the yellow and brown ironstones present a composition which varies from goethite with very low crystallinity to amorphous iron hydroxides so that it was not possible to evaluate the aluminum

contents of this mineral. Electron microprobe analyses (conducted at Microprobe Laboratory from UnB) in the ironstone for goethites show that the goethite of dark brown facies is richer in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (around 76.3 wt. %) than those of yellow one (around 66.1 wt. %), on the other way, the latter contain more  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (around 7.1 wt. %) than the dark brown one (2.4 wt. %).  $\text{SiO}_2$  is also concentrated in goethites from the yellow facies and may be part of the structure of this mineral as it was observed by Smith (1983) and Schwertmann & Taylor (1972) in other goethites. The linear correlations (negative correlations) between Fe and Al as well as Fe and Si, and, at the same time, a positive correlation between Si and Al indicate that Fe has been substituted by Al and Si simultaneously (Figure 1). The similarity between Fe-Al and Fe-Si correlation diagrams show that these elements are strongly related to each other in the goethite structure. Chemical analyses of some supergene goethite from other parts of the world fall along the Al vs Fe relation curve obtained here (Figure 1).

Even though the contents of  $\text{TiO}_2$  and ZnO in the ironstones are low, they are still significant in the yellow facies (around 0.2 and 0.08 wt. %, respectively) and below 0.001 wt. % in the Al-poor goethite (dark brown facies). Vanadium keeps higher concentrations in the Al-poor goethite, as it is commonly observed in iron-rich horizon of lateritic profiles. MgO and CaO show similar values in both facies (respectively, 0.16 and 0.07 wt. % for the dark brown one; 0.15 and 0.05 wt. % for the brown one).

The chemical formula for goethites calculated from these analyses are:

**( $\text{Fe}_{0.92}$ ,  $\text{Al}_{0.03}$ ,  $\text{Si}_{0.04}$ ) O (OH) for dark brown facies, and,**

**( $\text{Fe}_{0.80}$ ,  $\text{Al}_{0.09}$ ,  $\text{Si}_{0.10}$ ) O (OH) for brown facies.**

**DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS** - The morphological aspects of the ironstones show that they have derived from a former sequence of coarse-grained and fine-grained sedimentary rocks, right at the contact zone between these sedimentary facies. The ironstones have preserved the general fabric of these rocks but modified

strongly their mineralogical composition and gave rise to a new textural aspect characterized by alternation of yellow and brown colors and apparent silicification (i.e., a hardening by goethitization). The contact zone acted as a chemical barrier for iron-rich solutions coming from the whole weathering alteration domain. Superficial or nearly superficial iron-rich water solutions are common mainly in tropical climate regions such as Amazon region. Richer iron solutions arise wherever water percolates rocks which bear high iron contents under the form of sulphides (pyrite and/or pyrrhotite). The textural aspects show that iron was introduced into these ironstones by solutions come from vicinities. That is the case of Mosqueiro Island where iron is found as pyrite in the claystones. There was clearly a typical ferrolysis (i.e. a strong acid and oxidizing reaction triggered by oxygen dissolved in surface water when it reaches pyrite). During the downward percolation of rain water through weathering profiles, it brings oxygen in solution and this oxygenated groundwater dissolves pyrite, oxidizes sulphur, and consequently gives rise to a more acid environment. Through the Eh increase, iron is oxidized and then precipitates as iron hydroxide along the porosity barriers (sand-clay contacts) and, by diffusion or slow percolation, in the fine-grained facies around the barriers and closely below it, accompanying the normal way of groundwater. The color bands represent the fronts of diffusion of water rich in iron complexes precipitating within the low porous claystone which behaved as chemical and physical barrier. The strong acid solutions destroy the clay minerals and release aluminum as complexes in solution, allowing it to be incorporated into evolving goethite. At the same time, quartz is strongly corroded, dissolved and leached by this acid solution. The latter two reactions allow  $\text{SiO}_2$  to enter partly goethite structure.

In this way, it is clear that formation of the interface ironstones of Mosqueiro was possible because, in addition to climate conditions, there was favorable chemical and mineralogical composition (iron sulphides) in the system. This process must have happened all over the Amazon region.

#### REFERENCES

- SMITH, K.L., 1983 Botryoidal goethite: a transmission electron microscope study. *Clays and Clay Min.*, 31: 392-396.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M., 1972 The influence of silicate on the transformation of lepidocrocite to goethite. *Clays and Clay Min.*, 20: 159-164.
- COSTA, M.L., 1991 Aspectos geológicos dos

- lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(2): 164-160.
- TAYLOR, G.F. & THORNER, M.R., 1992 Gossan formation and gossan survey: introduction. In: C.R.M. Butt & H. Zeegers (eds.) - *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. Elsevier, Amsterdam, p.115-118.
- TAYLOR, R.M., 1987 Non-silicate oxides and hydroxides. In: A.C.D. Newman (ed.) - *Chemistry of clays and clay minerals*. Loughman, London, p.129-202.

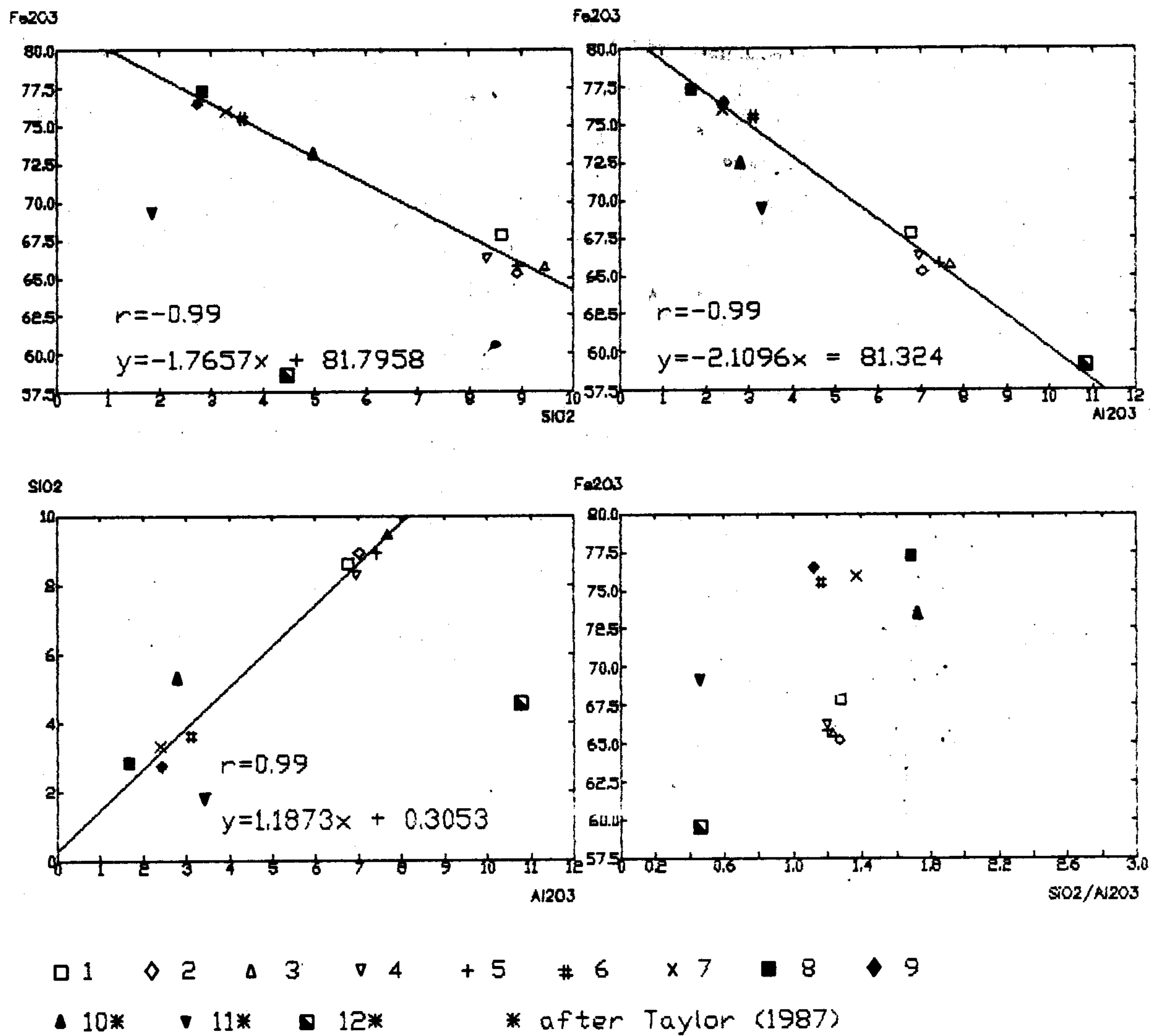


Figure 1: Correlation between the main chemical components of goethite in ironstone from Mosqueiro

## GEOQUÍMICA APLICADA À ARQUEOLOGIA (ARQUEOGEOQUÍMICA) DA AMAZÔNIA

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências-UFPA*

DIRSE CLARA KERN - *Centro de Geociências-UFPA e MPEG*

Anselmo José Monteiro dos Santos ( in memoriam, 1963-1994 †)

**A ARQUEOLOGIA NA AMAZÔNIA** - As pesquisas arqueológicas no Brasil começaram em 1834 com o botânico dinamarquês Peter Wihelm Lund, paleontólogo amador, nos arredores da atual cidade de Lagoa Santa-MG. O grande interesse de D. Pedro II pela antropologia contribuiu para a implantação das primeiras instituições oficiais destinadas a ter um papel relevante na arqueologia brasileira, como o Museu Nacional, o Museu Paulista e, na Amazônia, o Museu Paraense organizado por Emílio Goeldi ainda no século passado, no seu final (Prous, 1992). Dessa instituição dependeu até hoje a investigação arqueológica na Amazônia. Ela começou ainda em 1880 quando Emílio Goeldi escavava a necrópole de Cunani e K. Rath um sítio no Marajó com magnífica cerâmica. Em 1882 o egiptólogo e americanista Paul l'Epine via na cerâmica marajoara hieróglifos egípcios, indianos, chineses e mexicanos. Com base no material arqueológico coletado por vários arqueólogos em todo Brasil, Ladislau Neto escreveu um trabalho monumental sobre a arqueologia em todo país e deixava a impressão de que as pesquisas iriam acompanhar o nível daquelas na Europa. Mas a partir do início do século XX até os anos 50 somente o Museu Nacional desenvolveu alguma atividade, quase nada tendo sido acrescentado aos conhecimentos pré 1914. Pesquisadores estrangeiros, entretanto publicaram diversos trabalhos no exterior a respeito das culturas do baixo Amazonas (Marajó, Guiana). O etnógrafo sueco Curt Nimuendaju descobriu e divulgou a famosa cultura Santarém. Lopes escava sambaquis fluviais amazônicos em 1919. O casal americano Clifford Evans e Betty Meggers entre 1949 e 1950 fizeram escavações na Ilha do Marajó e no Amapá e conseguiram identificar a cronologia das culturas encontradas na ilha, constatando que a introdução da cerâmica no Brasil era mais antiga do que se pensava. Essas pesquisas foram estendidas ao médio Amazonas pelo alemão P. Hilbert, quando o Museu Paraense, já denominado de Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), passou a dirigir

as pesquisas arqueológicas na Amazônia, concentrando-se no material lítico e cerâmico.

No final dos anos 60 e início dos 70, importantes projetos foram desenvolvidos pelo MPEG, como por exemplo o projeto no litoral nordeste do Pará, denominado de *Salgado*, o qual resultou na cerâmica arqueológica mais antiga, em sambaqui, do país. Além desses os projetos *Silves*, *São Luis e Cajari* e *Rio Negro II*, todos sob a coordenação de Mário F. Simões.

Na década de 70 instalam-se no Brasil laboratórios para medição da radioatividade residual do carbono ( $^{14}\text{C}$ ). Nessa época foi desenvolvido o programa **PRONAPA - Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas**, com participação do MPEG, que permitiu a descoberta de vários sítios e a realização de datações radiocarbônicas. Encerrado esse programa, o MPEG, sob a coordenação de Mário F. Simões, desenvolveu um outro específico para a Amazônia, o **PRONAPABA**. Este programa teve início em 1976, no baixo rio Tocantins, nos rios Uatumã, Jatapu, Urubu, baixo curso do rio Madeira, Manicoré e retornou às pesquisas no médio rio Negro. Os resultados destas pesquisas foram publicados em MCT/CNPQ/MPEG (1987). No mesmo período do PRONAPABA, foram desenvolvidas pesquisas no projeto **Arqueologia Amazônica** através do programa Trópico Úmido. A década de 80 foi marcada por grandes projetos desenvolvimentistas de salvamento, principalmente em regiões atingidas pela mineração (projetos Porto Trombetas e Carajás) e hidroelétricos (projetos Tucuruí, Cachoeira-Porteira e Xingu).

Assim que dentre as técnicas arqueométricas as datações radiocarbônicas foram as mais empregadas nas últimas tres décadas. Além das radiocarbônicas utilizou-se os métodos arqueogeofísicos na ilha do Marajó e em Santarém por Roosevelt (1990) e no Amapá por Pereira et al. (1986).

**ARQUEOMETRIA** Segundo Mommsen (1986) a arqueometria dá prazer pois ela faz um elo especial entre as ciências humanas e as naturais

ao aplicar todos os métodos de investigação das ciências naturais na pesquisa da história da cultura dos povos do passado, indo de encontro, em particular, à ARQUEOLOGIA, podendo assim conhecer as formas de vida de nossos antepassados. As mais novas tecnologias e seus complicados métodos de medições têm sido empregados cada vez mais no estudo dos diversos materiais que constituem os sítios arqueológicos, que não são possíveis de analisar apenas com os métodos das ciências humanas puras. O sucesso tem sido inquestionável. A arqueometria é portanto um campo interdisciplinar de pesquisa. Atualmente a arqueometria compreende os seguintes métodos :

1. Prospecção arqueométrica através de ondas eletromagnéticas ( fotografias aéreas, imagens térmicas no infravermelho, imagens de radar); através de ondas mecânicas (sísmica e sonar); prospecção geomagnética, geolétrica, eletromagnética, em resumo a prospecção **arqueofísica**.
2. Prospecção arqueométrica através de parâmetros químicos: pH, conteúdo de fósforo, etc. : como parte da **arqueogeoquímica**.
3. Identificação dos constituintes minerais e compostos inorgânicos e orgânicos dos solos, cerâmicas, líticos e restos de alimentos, construção, por: a) métodos físicos convencionais; b) análise térmica diferencial e termogravimétrica, dilatometria; c) microscopia óptica e eletrônica; d) difração de raios-x; e) Espectroscopia de Moessbauer.
4. Determinação da composição química parcial ou total via : espectrometria de absorção atômica, espectrografia ótica de emissão, fluorescência de raios-x, *PIXE (particle induced X-ray emission)* ; exemplo de aplicação arqueométrica: identificação das técnicas antigas de pintura de cerâmica e soldagem de jóias; ativação de neutrons (*INAA - induction neutron activation analysis*) : aplicação por exemplo na determinação da origem de obsidiana, de cerâmicas, como os cântaros judeus.
5. Análises isotópicas - aplicações : identificação da procedência de metais, como metalurgia de chumbo e prata, cobre e bronze na região do mar Egeu; origem de utensílios não metálicos mas contendo chumbo; história paleoclimática através de razões isotópicas de oxigênio; procedência de mármore usando-se razões isotópicas de carbono e de oxigênio; dieta em culturas antigas com razões isotópicas de carbono e nitrogênio.
6. Datações absolutas - métodos disponíveis : potássio argônio; radiocarbono; série do urânio, termoluminescência; ressonância eletrônica de spins; arqueomagnetismo; métodos

químicos. Métodos aplicáveis a arqueologia: radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ), dendrocronologia, termoluminescência, ressonância eletrônica de spins.

As técnicas acima citadas são parcialmente de domínio dos físicos, químicos, mineralogistas, cristalógrafos e geólogos. Os geólogos podem desenvolver a arqueometria e arqueogeoquímica com vantagem superior aos demais profissionais, graças a sua formação mais ampla dentro das ciências da natureza, onde o poder de observação e o estabelecimento de uma evolução histórica são a base do seu pensamento filosófico, e eles estão assumindo essa tarefa complementar à arqueologia. Dessa forma a arqueologia tem experimentado nos últimos anos grandes avanços graças a participação dos geocientistas nas pesquisas de materiais arqueológicos, tornando a arqueologia assim um campo de pesquisa ainda mais empolgante.

#### ARQUEOMETRIA E ARQUEOGEOQUÍMICA NA AMAZÔNIA - O emprego das técnicas e métodos de investigação científica das ciências naturais na arqueologia (arqueometria) ainda se encontra em estágio inicial no Brasil, exceção se faz às datações radiométricas, embora pesquisadores europeus venham fazendo uso da mesma há mais de 30 anos, empregando-a no estudo da cultura romana, egípcia, grega, etc. (Freestone & Middleton, 1987 ; Mommsen, 1986). Na Amazônia a primeira aplicação bem sucedida ocorreu com Alves & Lourenço (1981), quando fazendo uso de prospecção geofísica magnética, comprovaram que sítios contendo urnas funerárias, fornos e camadas de ocupação, podem ser detectados indiretamente. Kern (1988) e Kern & Kaempf (1989) desenvolveram os primeiros estudos químicos de terras pretas, que embora com forte conotação pedológica, mas o já se preocupava com a forma de distribuição areal e espacial do P, Ca, Mg, Zn e Mn, bem como com sua fonte. Ou seja estava dado o primeiro passo para a **ARQUEOGEOQUÍMICA** na Amazônia. A arqueogeoquímica por sinal ainda está em fase latente no mundo da arqueologia. Com o trabalho, Kern verificou que se estava diante de uma área de pesquisa muito vasta e nobre, e que o Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará dispunha, em parte, da infraestrutura básica e de pessoal com formação em geoquímica de superfície, acumulada com o estudo de lateritos, capaz de, quiçá, dar uma grande contribuição ao estudo da arqueologia da Amazônia. O fato real, a terra preta ou mais

especificamente terra preta arqueológica (TPA) ou terra preta de índio (TPI), e sua riqueza em cerâmica e materiais líticos, foi o passo fundamental para deslanchar esse estudo, já que ela é verdadeiramente um solo, só que antropogênico, mas em geral desenvolvido sobre os latossolos e podzol, derivados e/ou sobrepostos aos lateritos. Estava assim aberto o elo de ligação entre a geoquímica de superfície e uma mais nova aplicação sua: a arqueogeoquímica.

Assim, em 1989 iniciava-se, de fato, a fase de pesquisas arqueogeoquímicas na Amazônia, através do **Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará**, utilizando-se inicialmente, como material de estudo, os fragmentos de cerâmicas coletados pelo MPEG em sítios de Cachoeira-Porteira (Oriximiná-PA), motivo da tese de mestrado de Dirse Kern. Kern fez estudos pedológicos detalhados dos solos, não tendo abordado a cerâmica, mas identificou os altos teores de P, Mn e Zn nesses solos. Tornava-se imperioso a caracterização mineralógica e química dessa cerâmica para avaliar a relação das mesmas com os solos encaixantes, procurando explicações para os altos teores dos elementos acima. Esses estudos, já propriamente encerrados, foram bem sucedidos (Costa et al., 1992; Costa et al., 1994, submetido), e incentivaram a extensão das pesquisas para outras regiões da Amazônia, tendo atraído a atenção de colegas pesquisadores dos Estados Unidos da América e do Canadá. Áreas em estudo: 1.) **Estação Ecológica da Reserva Florestal de CAXIUANÃ**, onde se encontra a **Estação Ferreira Penna** - administrada pelo MPEG, envolve estudo sistemático de arqueogeoquímica, iniciado em 1992. 2.) **Cerâmica Arqueológica da Amazônia Peruana** - trabalho de cooperação científica com a Pontificia Universidad Católica del Peru, consistindo de estudos mineralógicos e químicos de cerâmica. 3.) **Região de Barrancos entre Santarém e Taperinha** - projeto de cooperação binacional, Brasil/EUA, envolvendo a University of Wisconsin-Madison (Illinois), o Centro de

Geociências/UFPa e o MPEG, ainda em fase de elaboração, a iniciar-se de fato em 1995. Uma fase de reconhecimento foi executada em fevereiro de 1994 em Santarém e Quatipuru. Consistirá de pesquisa multidisciplinar em terrenos de terras pretas, numa faixa de 50 km ao longo dos barrancos do rio Amazonas, entre Santarém e Taperinha. A arqueogeoquímica será desenvolvida pelo CG. 4.) **Monte Alegre e Taperinha**: lítico - pesquisa de cooperação com Dra. Anna Roosevelt do **The Field Museum de Chicago** (Illinois), consistindo de investigação mineralógica e petrográfica de material lítico do sambaqui de Taperinha e de cavernas de Monte Alegre.

**CONCLUSÕES** - As aplicações das técnicas arqueométricas à arqueologia da Amazônia, em especial àquelas relativas a geoquímica e mineralogia, constituindo a arqueogeoquímica, poderão proporcionar, a exemplo do que vem acontecendo em vários centros de pesquisas antropológicas e arqueológicas, um grande salto qualitativo e quantitativo no conhecimento da evolução da cultura humana que ocupou a região na história passada. A arqueogeoquímica será, certamente, uma ferramenta valiosa, já que é a que melhor dispõe das técnicas de investigação e do conhecimento de distribuição e de formação e transformação mineral em ambiente supergênico fortemente modificado por condições climáticas úmidas e quentes, prolongadas, como foi e é o caso da Amazônia, distinguindo-a da maioria das regiões ricas em registros arqueológicos, geralmente sob condições climáticas semi-áridas a áridas, mais favoráveis a preservação desses registros.

**AGRADECIMENTOS** - Ao programa de pesquisa PADCT/FINEP, a Pró-Reitoria de Pesquisas da Universidade Federal do Pará, ao pessoal técnico do Ibama sediado em Caxiuanã, a dona Firmina que conserva a tradição cerâmica dos seus antepassados nessa região.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVESI, J.J.A. & LOURENÇO, J.S. 1981. Métodos geofísicos aplicados à arqueologia no estado do Pará. Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi: Geologia, (26): 1-53.
- FREESTONE, F.C. & MIDDLETON, A.P. 1987. Mineralogical applications of the analytical SEM in archaeology. Mineral. Magazine, 51: 21-31.
- KERN, D.C. 1988. Caracterização pedológica de solos com terra arqueológica na região de Oriximiná-PA. Dissertação de Mestrado, Porto Alegre, 231p.
- KERN, D.C. & KAEMPF, N. 1989. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com terra preta arqueológica na região de Oriximiná-Pa. Rev. Bras. Ci. Solo.

- Campinhas, 13: 219-25.
- MCT/CNPQ/MPEG, 1987. Revista de arqueologia. MPEG, Belém, v.4 (1), 136 p.
- MOMMSEN, H. 1986. Archaeometrie: Neuere naturwissenschaftliche Methoden und Erfolge in der Archaeologie. B.G. Teubner Stuttgart, 304 p.
- PEREIRA, E.S.; KERN, D.C.; VERÍSSIMO, C.U.V. 1986. Nota sobre o salvamento arqueológico do sítio AP-MA-03 Pacoval, Macapá-AP. Arqueologia, Curitiba, 5: 55-67.
- PROUS, A. 1991. Arqueologia brasileira. Editora Universidade de Brasília, UnB, Brasília, 605p.
- ROOSEVELT, A.C. 1990. Man builders of the Amazon: geophysics and archaeology in the Marajó Island, Brazil. New York, 495p.
- SILVEIRA, I.M. & LOPES, D.F, 1994. O homem na Amazônia: aspecto sócio-político-econômico-cultural. IBAMA, Brasília (no prelo)



## ASPECTOS GEOQUÍMICOS DO FÓSFORO EM SOLOS ARQUEOLÓGICOS NA RESERVA FLORESTAL DE CAXIUANÃ - PA.

DIRSE CLARA KERN - *Centro de Geociências-UFPA/MPEG*

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências-UFPA*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - A Reserva Florestal de Caxiuanã situa-se nos municípios de Portel e Melgaço no estado do Pará. Geologicamente a região de Caxiuanã apresenta horizonte de caulim branco acaulim mosqueado representante de um perfil laterítico, recobertos por Latossolos Amarelos. Arenitos ferruginizados ao nível do espelho d'água da baía/rio Caxiuanã, extensivo ao horizonte de caulim, afloram na baía e barrancos. Os solos predominantes na área são os Latossolos Amarelos, ocorrendo Planossolos e Gleis Pouco Húmicos nas porções mais baixas. A drenagem principal é composta pelo rio e baía de Caxiuanã, que, na classificação das águas feita por Sioli (1984), correspondem a rios de águas pretas. Segundo Morán (1989), os rios de águas pretas são conhecidos como rios da fome, por causa da escassez de alimentos (caça, coleta e pesca) em sua bacia. Apesar disso, há a ocorrência de inúmeros sítios arqueológicos nesta região.

Os sítios com Terra Preta Arqueológica (TPA), conhecidos também como Terra Preta de Índio (TPI), estão sempre dispostos em porções mais elevadas na paisagem e, conseqüentemente, são solos bem drenados. Esses locais, via de regra, permitem uma boa visibilidade da área como um todo, fator importante como estratégia de sobrevivência do homem pré-histórico. Segundo Kern e Kämpf, 1989, os solos com TPA possuem teores elevados de P, Ca, Mg, Zn e Mn. No interior dos sítios arqueológicos o teor desses elementos é variável, podendo ser verificados os locais de maior concentração. Griffeth (1981), estudando o sítio Benson, em Ontário-Canadá, interpretou a presença de P em locais específicos, como sendo depósitos de lixo, onde este elemento poderia ser proveniente de tecidos vegetais, animais, fezes e restos de alimentos. Kern & Kämpf (1989) verificaram que o P disponível apresenta grande variabilidade dentro do sítio arqueológico com teores variando de 587 a 8ppm nos horizontes A com TPA. Este fato pode dar importantes subsídios para os estudos arqueológicos auxiliando na compreensão da distribuição espacial das atividades do homem pré-histórico

em um determinado local. Neste trabalho são mostrados os resultados parciais dos teores de  $P_2O_5$  ocorrentes em sítio arqueológico na região de Caxiuanã-Pa, objetivando determinar a sua variação areal.

### MATERIAL E MÉTODOS

**Material** - Foram coletados solos do sítio arqueológico Manduquinha, na região da Reserva Florestal de Caxiuanã, no município de Portel, estado do Pará e de sua respectiva área adjacente. O sítio Manduquinha está localizado no paralelo  $1^{\circ}51'19''S$  e meridiano  $51^{\circ}25'56''WGr$ , em um pequeno platô, próximo à base do IBAMA.

**Métodos** - Metodologia de campo: foram efetuadas trincheiras segundo a metodologia proposta por Lemos & Santos (1984) e amostragens de solo, com trado manual, a cada 5m em transversais NS, com separação dos horizontes e coleta de amostras de solo até o horizonte BA ou B. Essas transversais se estenderam além da mancha de TPA, sendo coletadas cerca de 1500 amostras.

Metodologia de laboratório: as amostras de solo coletadas foram secas ao ar e quarteadas, tomando-se uma alíquota para a pulverização. O  $P_2O_5$  foi determinado pelo método do complexo amarelo-fosfórico (Maxwell, 1968), sendo efetuada a abertura das amostras com ácido HF +  $HClO_4$ , 10:1. Para a determinação da média e desvio padrão geométrico foi utilizado o programa Geoquant. Para o cálculo dos valores anômalos usou-se os intervalos  $>gdg^2$  para valores de 1ª ordem; entre  $gdg$  e  $gdg^2$  para a 2ª ordem e entre  $g$  e  $gdg$  para anomalias de 3ª ordem, onde  $g$  = média geométrica e  $dg$  = desvio padrão geométrico.

**RESULTADOS E DISCUSSÃO** - Na região de Caxiuanã, os horizontes A antrópicos são encontrados em locais mais elevados, normalmente em Latossolos Amarelos, possuem coloração escura e inúmeros fragmentos de cerâmica e material lítico. Em alguns locais dentro do sítio há ocorrência de bolsões de conchas. A cerâmica

encontrada é normalmente simples (sem decoração) e temperada com conchas ou cariapé (casca de árvore). Esta prática de utilizar o cariapé como antiplástico ainda é conservada por moradores mais antigos na confecção de peças de cerâmica.

O perfil de solo com TPA, no sítio Manduquinha, apresenta 150cm de espessura com a seqüência de horizontes Ap, A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, AB, BA, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> e B<sub>3</sub>, enquanto que o perfil correspondente à área adjacente apresenta 158cm de profundidade e é composto pelos horizontes Ap, A<sub>1</sub>, AB, BA, B<sub>1</sub> e B<sub>2</sub>.

O horizonte A do solo com TPA é mais espesso, atingindo 23cm, tem coloração preta (10YR 2/1) com o solo úmido e a textura varia de argilo arenosa a franco argilosa. A estrutura apresenta-se forte, com médios a grandes blocos subangulares e pequenos a médios grumos. A consistência varia de firme a friável para o solo seco e apresenta-se ligeiramente pegajosa e ligeiramente plástica para o solo molhado. Possui muitas raízes e fragmentos cerâmicos que diminuem com a profundidade. O horizonte A do solo da área adjacente é bem menos espesso, atingindo no máximo 11cm de profundidade. A cor varia de bruno muito escuro (10YR 2/2) a bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2), a textura é argilo arenosa e a estrutura é composta por grumos variando de pequenos a grandes. A consistência do solo quando seco é firme e quando molhado apresenta-se ligeiramente pegajosa e ligeiramente plástica. As raízes são muitas e não apresenta material cerâmico, contendo restos de carvão dispersos em todos os horizontes.

O perfil analisado na área adjacente ao solo com TPA, apesar da não ocorrência de fragmentos de cerâmica e lítico, da coloração do solo ser mais clara e da menor espessura do horizonte A, ainda assim apresenta características da influência humana pré-histórica. Pois a distribuição do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mostra um comportamento muito semelhante, neste perfil, com àquele do solo com TPA. Na

TPA o valor mais elevado de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ocorre no horizonte Ap (1530ppm) diminuindo até o B<sub>3</sub> (893ppm), enquanto que no perfil do solo adjacente varia de 965ppm no Ap para 813ppm no B<sub>2</sub>.

Os horizontes A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub> são os mais representativos horizontes antrópicos. Nestes o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> varia de 90 a 2360ppm, atingindo uma média de 703ppm no horizonte A<sub>1</sub> e de 21 a 1594ppm com média de 519ppm no A<sub>2</sub>, diminuindo com a profundidade (Tabela 01). Quando verificada a distribuição areal do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> nos horizontes pedológicos do sítio Manduquinha, percebe-se que há locais com maior concentração, que, apesar de não serem identificadas anomalias de 1ª ordem, as de 2ª e 3ª ordens são evidentes (figura 01). As anomalias de 2ª ordem estão dispostas de maneira aproximadamente elipsoidal nos horizontes A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub>. Com exceção dos locais de maior concentração caracterizados pelas anomalias de 2ª ordem, a área de domínio do sítio está representada por uma grande anomalia de 3ª ordem, ficando os menores valores para uma área restrita no centro do sítio e em sua periferia.

**CONSIDERAÇÕES FINAIS** - Quando comparados os perfis de solo com TPA com o de sua área adjacente, nota-se que o horizonte A do solo com TPA é mais espesso, possui coloração mais escura, contém material arqueológico, principalmente fragmentos de cerâmica e apresenta teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> significativamente superiores.

A distribuição geoquímica do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mostra locais com maiores concentrações deste elemento, podendo ser identificadas anomalias de 2ª e 3ª ordens. As anomalias de 2ª ordem estão dispostas de maneira ligeiramente elipsoidal para os horizontes A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub>, sendo que o restante do sítio é representado por uma anomalia de 3ª ordem, com exceção a pequena área, no seu centro, que possui teores inferiores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, semelhantes aos valores ocorrentes na periferia.

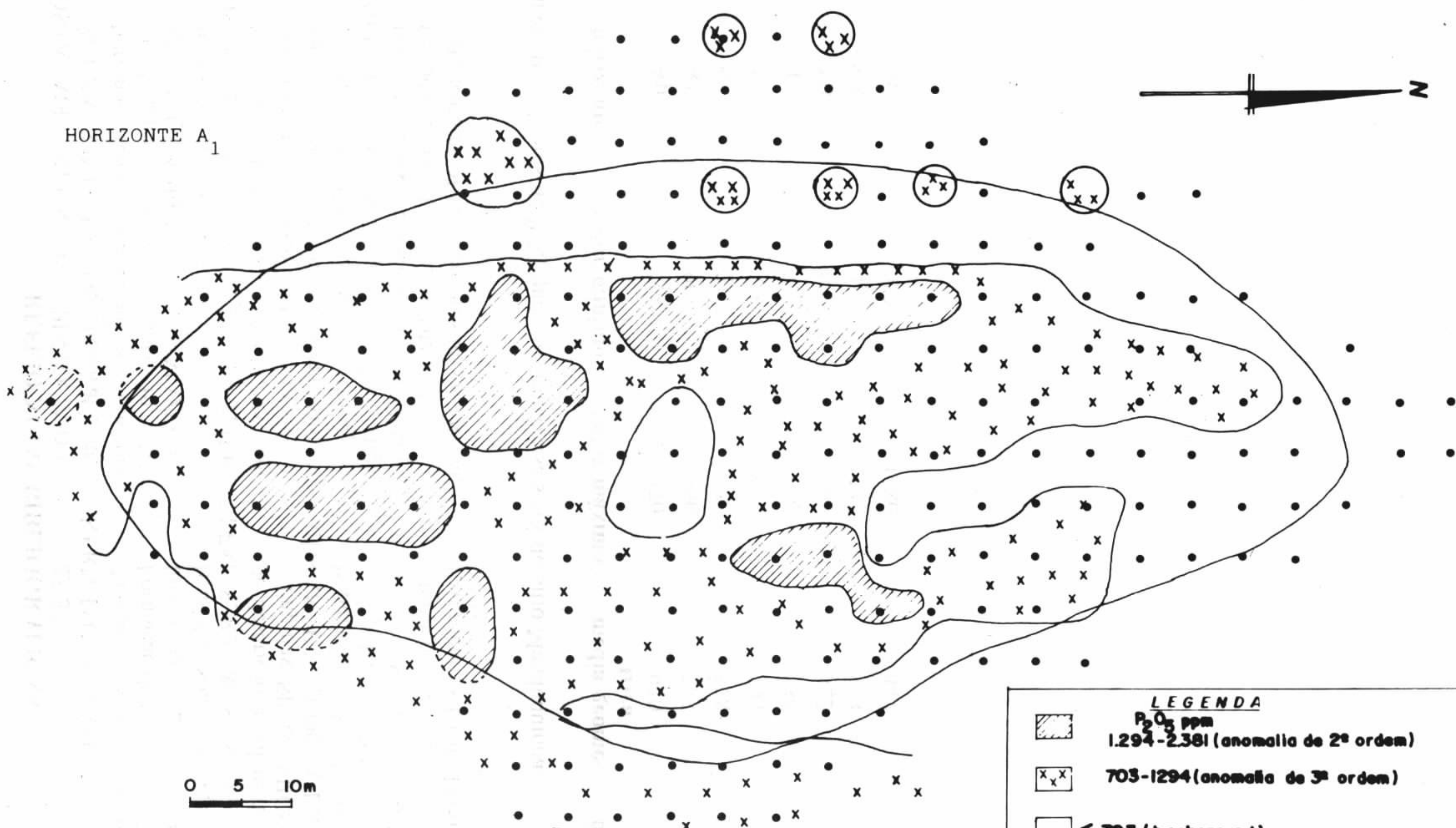
## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, M.L.; KERN, D.C.; PINTO, A.H.E.; SOUZA, S.R.T. 1992. Geochemical contribution to archeological ceramics of Cachoeira Porteira (Oriximiná, Pará). In: INT. SYMP. QUATERNARY OF AMAZONIA. Resumos, 4, 1992, Manaus, p.7-8
- COSTA, M.L.; KERN, D.C.; PINTO, A.H.E.; SOUZA, J.R.T. 1994. Mineralogy and geochemistry of ceramic artefacts in archeological black earth from Oriximiná (Amazon region). Submetido a Chemical Geology
- GRIFFITH, M.A. 1981. A pedological investigation of an archaeological site in Ontário, Canadá, 2: use of chemical data to discriminate features of the Benson site. Geoderma, 25:27-34.
- KERN D.C. & KÄMPF N. 1989. O Efeito de Antigos Assentamentos Indígenas na Formação de Solos com Terra Preta Arqueológica na Região de Oriximiná-Pa. Rev. Bras. Ci. Solo, Campinas, 13:219-25
- LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. 1984. Manual de descrição e coleta de solos em campo. Campinas, SP. ed. SBCS/SNLCS. 46p.
- MORÁN, E.F. 1990. A Ecologia Humana das Populações da Amazônia. ed. Vozes. Petrópolis, RJ, 368p.
- SIOLI, H. 1984. The Amazon: Limnology and landscape Ecology of a mighty Tropical River and its basin. Dordrecht: Junk.

Tabela 01 - Teores de  $P_2O_5$ (ppm) nas transversais NS do sítio Manduquinha.

| horizonte | valor mínimo | valor máximo | média geométrica | desvio geométrico |
|-----------|--------------|--------------|------------------|-------------------|
| Ap        | 287          | 1770         | 930              | 1.49              |
| A1        | 90           | 2360         | 703              | 1.84              |
| A2        | 21           | 159          | 528              | 2.08              |
| AE        | 103          | 1658         | 793              | 1.59              |
| E         | 76           | 1027         | 536              | 1.56              |
| AB        | 63           | 1703         | 422              | 2.00              |
| BA        | 45           | 1237         | 343              | 2.05              |
| B         | 107          | 1080         | 447              | 1.64              |


HORIZONTE A<sub>1</sub>

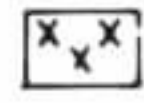



0 5 10m


FIGURA 1 - Anomalias geoquímicas de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de solos com TPA do sítio Manduquinha. (Caxiuanã)

**LEGENDA**

 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ppm  
1.294-2.381 (anomalia de 2ª ordem)

 703-1294 (anomalia de 3ª ordem)

 < 703 (background)

 Limite da TPA

Río Caxiuanã

## EVIDÊNCIAS DE BAUXITIZAÇÃO TARDIA NO NE DO ESTADO DO PARÁ

**BASILE KOTSCHOUBEY & WERNER TRUCKENBRODT** - *Centro de Geociências/UFPA - Belém, Pará*

**INTRODUÇÃO** - A cobertura bauxítica do NE do Pará desenvolvida sobre os sedimentos siliciclásticos das Formações Itapecuru e Ipixuna (Cretáceo/?Terciário Inferior) sofre, na parte setentrional dessa região, modificações faciológicas substanciais. Assim, numa área de extensão norte-sul da ordem de 80 km incluindo o setor Jabuti portador de importante reserva de minério (Assad, 1973, 1978), o manto aluminoso exhibe fácies bem distintas da cobertura acamadada típica dos demais distritos bauxitíferos da Amazônia Oriental. As diferenças consistem, sobretudo, em obliteração mais ou menos acentuada da estrutura estratificada do manto bauxítico sob efeito da superimposição de estruturas colunares a estalactíticas, sustentadas por uma bauxita arroxeadada a lilas, e em conseqüente homogeneização do perfil. Outro fato importante é a presença, na área enfocada, de abundante gibbsita criptocristalina, desconhecida nos setores mais meridionais. As diferenças faciológicas entre as bauxitas da área de Jabuti-Ipixuna e as situadas a sul de Paragominas foram pela primeira vez assinaladas por Kotschoubey et al. (1984) que interpretaram essas feições muito particulares como resultantes de uma fase de bauxitização suplementar. Mais recentemente Kotschoubey et al. (1989) estenderam essa etapa tardia de bauxitização a toda a cobertura aluminosa situada a norte de Paragominas.

**COBERTURA BAUXÍTICA ACAMADADA DE TIPO PIRIÁ-MILTÔNIA** - Esta fácies é representativa de todos os setores bauxíticos desde Paragominas até as localidades de Dom Eliseu e Itinga, a sul das quais predomina uma crosta quase exclusivamente ferruginosa com apenas fracos sinais de bauxitização. A cobertura de tipo Piriá-Miltônia comporta normalmente cinco horizontes distintos, ou seja, da base para o topo: um espesso saprólito, um horizonte bauxítico principal nodular a maciço, um nível ferruginoso com textura porosa, um horizonte de cascalho composto essencialmente de pseudo-pisólitos ferro-aluminosos em certos locais transformado em nível de bauxita concrecionada de aspecto porcelanado e, enfim, um capeamento argiloso - a Argila de Belterra. Os contatos entre

os diversos horizontes são bem marcados e a estrutura geral da cobertura é estratificada. A evolução poligenética da crosta bauxítica é tratada em outro trabalho apresentado neste evento.

**COBERTURA BAUXÍTICA DA ÁREA PARAGOMINAS-IPIXUNA** - As transformações sofridas pela cobertura de tipo Piriá-Miltônia foram observadas em diversos afloramentos ao longo da rodovia Belém-Brasília e de estradas adjacentes entre Paragominas e o limite norte da região bauxítica, localizado a cerca de 25 km a norte de Vila Ipixuna. Puderam igualmente ser estudadas em trincheiras escavadas nos platôs Jabuti.

Foram, assim, distinguidos vários estágios de transformação da cobertura acamadada original cujos restos, praticamente não modificados, foram, no entanto, encontrados localmente, em particular no setor Jabuti.

1) Crosta de tipo Piriá-Miltônia levemente modificada

Esta fácies, bem representada no km 16 da estrada Paragominas-Tomé Açú, exhibe ainda uma estratificação perfeitamente preservada. Embora o nível ferruginoso seja descontínuo e reduzido a delgadas lentes no local citado, o horizonte pseudo-pisólítico parcialmente bauxitizado e o nível inferior de bauxita concrecionada são bem individualizados e apresentam um contato brusco. No entanto, já se observa a superposição de feições verticais, marcadas por bauxita de granulação muito fina arroxeadada que invade o nível de cascalho, o horizonte bauxítico e a parte superior da zona saprolítica. Uma situação similar se encontra nos km 1666 e 1668 da rodovia Belém-Brasília onde, no entanto, o perfil original se reduz a uma camada de cascalho bauxitizado repousando diretamente sobre o saprólito.

2) Crosta de tipo Piriá-Miltônia fortemente modificada

Multiplos exemplos desta fácies podem ser observados ao longo da rodovia Belém-Brasília, em particular no km 1703, bem como nos platôs Jabuti. A crosta mostra uma obliteração acentuada

da estrutura acamadada que, no entanto, permanece ainda perceptível. A bauxita inferior é composta essencialmente de gibbsita criptocristalina, apresenta feições estalactíticas e se enraiza no saprolito fortemente desferrificado. Apenas raros restos da bauxita pretérita podem ainda ser encontrados neste horizonte. O nível ferruginoso mostra-se altamente degradado e fragmentado com fraturas e cavidades preenchidas por bauxita. As vezes, ele se reduz a pequenos blocos e fragmentos envoltos em abundante matriz aluminosa. O horizonte pseudo-pisolítico é substituído por uma bauxita maciça a colunar contendo inclusões reliquias de bauxita porcelanada. A matriz aluminosa deste nível bem como os preenchimentos de fissuras e cavidades no horizonte ferruginoso sotoposto são constituídos, via de regra, por gibbsita criptocristalina.

### 3) Crosta bauxítica não acamadada

Ao longo da rodovia Belém-Brasília vários afloramentos exibem esta fácies particularmente freqüente nos setores mais setentrionais, nos arredores de Vila Ipixuna e nos platôs Jabuti. Este tipo de crosta bauxítica, composto de gibbsita criptocristalina, caolinita e oxi-hidróxidos de ferro, é fortemente homogeneizado e não comporta horizontes distintos. Com espessura de até vários metros, a bauxita aparece grosseiramente colunar, exhibe freqüentemente feições mosqueadas a pseudo-brechóides e se enraiza no saprolito desferrificado através de uma zona de transição exibindo um parão anastomosado. Cavidades tubulares e canaletas subverticais interligadas são preenchidas por argila amarelada contendo diminutos grânulos de bauxita. Manchas de desferrificação são comuns na bauxita cuja parte superior apresenta, às vezes, um branqueamento particularmente intenso.

**CAPEAMENTO ARGILOSO** - Bastante delgado na área enfocada (<3m) em comparação à sua considerável espessura nos setores meridionais (até 15m), o capeamento contém, além de caolinita, oxi-hidróxido de ferro muito subordinados e traços de quartzo uma quantidade bastante elevada de gibbsita e, comumente, fragmentos até centimétricos de bauxita disseminados na sua parte inferior. O seu contato com a crosta aluminosa é sempre brusco. Localmente, está marcado por acumulações lenticulares de poucos centímetros a quase um metro de espessura de fragmentos bauxíticos, densamente empacotados, interpretados como depósitos coluviais pós-

bauxíticos e pré-Argila de Belterra.

**FÁCIES DE DEGRADAÇÃO** - A degradação da cobertura bauxítica se observa nas zonas onde o capeamento argiloso foi removido pela erosão. É expressiva nos arredores e a norte de Vila Ipixuna, em particular no trecho entre o km 1706 e o km 1710 da rodovia Belém-Brasília. O topo do perfil degradado consiste numa acumulação de tipo "stone layer" de até 1m de espessura, composta de fragmentos centimétricos e pequenos blocos de laterita com teor variável de gibbsita. Logo abaixo encontra-se um nível desferrificado com feições mosqueadas essencialmente caolinítico com gibbsita subordinada. Uma zona enriquecida em oxi-hidróxidos de ferro, apresentando um padrão reticular e enraizada no saprolito constitui o nível inferior da crosta degradada.

**DISCUSSÃO E CONCLUSÃO** - Embora a cobertura bauxítica exiba, a norte de Paragominas, fácies variadas, todas elas diferenciam-se nitidamente da fácies acamadada típica das demais áreas bauxíticas do NE do Pará. Por outro lado, cabe ressaltar que, enquanto é ainda possível perceber em alguns afloramentos a estrutura original em horizontes distintos, em outros nada permite afirmar que tal estrutura jamais existiu.

Com base nas diferenças aqui assinaladas e na análise das diversas fácies, acredita-se que:

- o período de bauxitização durou mais tempo a norte de Paragominas que a sul, prosseguindo-se após a formação, em toda a região NE do Pará, da cobertura bauxítica acamadada;

- a gênese desta última foi seguida por uma fase erosiva durante a qual a crosta aluminosa foi submetida a desmantelamento e remoção parciais, após os quais interveio uma fase complementar de bauxitização. Esta afetou tanto zonas ainda comportando restos de cobertura estruturada, como setores onde o manto bauxítico foi totalmente erodido ou reduzido a depósitos eluvio-coluviais. Tal variedade de situações explicaria as diversas fácies identificadas na área;

- a deposição da Argila de Belterra ou mais exatamente do material precursor ocorreu após essa última fase de bauxitização. Tratava-se, provavelmente, de sedimentos, argilo-arenoso de origem continental que, com o decorrer do tempo, transformou-se em latossolo homogêneo, enriquecido em gibbsita. Com efeito, as feições de degradação da crosta descritas acima mostram que a bauxita não evolui para um latossolo e sim,

preferencialmente, para depósitos de fragmentos de tipo "stone layer";

- a deposição do capeamento foi precedida por um período erosivo que resultou, localmente, em acumulações coluviais. No entanto, ainda antes,

a cobertura bauxítica e em particular o seu topo sofreram uma forte desferrificação. Atribui-se a remoção do ferro à instalação em superfície de um ambiente redutor e ácido devido à acumulação de matéria orgânica (meio pantanoso?).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSAD, R. 1973. Depósitos de bauxita da região de Paragominas, Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27. Aracajú, 1973. Resumos... Aracajú, SBG. v.1, p.24-25.

ASSAD, R. 1978. Depósitos de bauxita na Amazônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6, p. 2411-2519.

KOTSCHOUBEY, B.; MENEZES, L.A.Q.; TRUCKENBRODT, W. 1984. Nature et

evolution des bauxites du secteur de Jabuti-Ipixuna (District de Paragominas, Etat du Pará, Brésil). In: CONG. NAT. SOC. SAVANTES, 109, Dijon, 1984 - Annales, Fase. 1, p. 335-345.

KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; MENEZES, L.A.Q. 1989. Polyphasic origin of the Ipixuna bauxite, northeastern State of Pará, Brasil - Travaux ICSOBA, 19: 105-113.

## GÊNESE E EVOLUÇÃO DAS BAUXITAS DO NE DO PARÁ - NOVA PROPOSTA

**BASILE KOTSCHOUBEY** - *Centro de Geociências/UFPA, Belém, Pará*

**WERNER TRUCKENBRODT** - *Centro de Geociências/UFPA, Belém, Pará*

**BERNARD HIERONYMUS** - *Laboratoire de Géochimie et Métallogénie, UPMC, Paris, França*

**INTRODUÇÃO** - As bauxitas do NE do Pará foram objeto de estudos desde o início dos anos 70 (Wolf & Silva, 1973; Assad, 1973). No entanto, só no final dessa década foi apresentado por Grubb (1979) o primeiro modelo genético de caráter polifásico para essas formações. Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), retomando as investigações, confirmaram a origem poligenética das bauxitas e propuseram uma evolução em cinco etapas, enquanto que Kronberg et al. (1982) relacionaram a sua formação à percolação e migração lateral em subsuperfície de soluções aluminosas. Enfim, procurando posicionar melhor as bauxitas no contexto geológico regional, Kotschoubey et al. (1987) evidenciaram um zoneamento faciológico impresso nas formações lateríticas antigas do NE do Pará - W do Maranhão.

No presente trabalho, propõe-se um novo modelo evolutivo baseado na revisão dos dados até agora obtidos e em observações recentes.

**COBERTURA LATERÍTICA/BAUXÍTICA DO NORDESTE DO PARÁ-OESTE DO MARANHÃO** - Entre Paragominas no NE do Pará e Açailândia no W do Maranhão, numa extensão NS de cerca de 250 km, uma cobertura laterítica, em grande parte bauxítica, capeia vastos platôs cuja altitude varia de 400 m no extremo sul até próximo de 150 m nos arredores de Paragominas.

Este manto de alteração, formado às custas de arenitos argilosos e arcossianos com intercalações argilosas das Formações Itapecuru e Ipixuna do Cretáceo/? Terciário Inferior, comporta cinco horizontes fundamentais, ou seja, da base para o topo: um espesso horizonte saprolítico, um horizonte bauxítico principal nodular a maciço, um nível ferruginoso altamente poroso, um horizonte de cascalho composto de pseudo-pisólitos ferro-aluminosos densamente empacotados e com pouca matriz argilosa, transformado localmente em bauxita concrecionada, e um possante capeamento argiloso de natureza latossólica - a Argila de Belterra -.

Os diferentes horizontes são bem individuali-

zados e apresentam contatos bem marcados o que confere ao conjunto uma estrutura geral acamada. Ressaltam-se, em particular, o contato nítido entre o nível ferruginoso e o horizonte de cascalho e o contato ainda mais brusco entre este último e o capeamento.

A escala regional, os diferentes horizontes mostram fortes variações de espessura. Assim, de sul para norte da região enfocada observa-se uma passagem progressiva de uma crosta essencialmente ferruginosa com eventuais traços de gibbsita e um incipiente nível pseudo-pisolítico (área de Açailândia) para uma couraça predominantemente bauxítica sobreposta por um espesso horizonte (até 1,5 m) de cascalho parcial a totalmente bauxitizado (setores de Tiracambu, Camoai, Miltônia, entre outras).

Tal zoneamento regional sugere que as condições climáticas e geomorfológicas que tiveram lugar na zona meridional permitiram apenas a acumulação de ferro, enquanto que mais a norte precipitações mais abundantes e uma drenagem mais eficiente resultaram em intensa gibbsitização. A Argila de Belterra, quanto a ela, capeia tanto a crosta ferruginosa como o manto bauxítico, alcançando espessuras de até 15 m. Constituído essencialmente de caolinita, oxi-hidróxidos de ferro subordinados, quartzo e gibbsita em quantidades variáveis porém sempre baixas, este capeamento exhibe alto grau de porosidade e uma notável homogeneidade composicional a escala do perfil. A nível regional observa-se, entretanto, um enriquecimento em gibbsita nas zonas mais setentrionais em relação ao conteúdo deste mineral na parte meridional.

### EVOLUÇÃO DA COBERTURA BAUXÍTICA

- A evolução do manto laterítico foi polifásica e controlada por fenômenos tanto físicos como químicos, refletindo variações climáticas e geomorfológicas.

O modelo genético aqui apresentado, parte do pressuposto que existia inicialmente na região uma crosta laterítica ferro-aluminosa, desenvolvida precocemente - anteriormente ao Eoceno Superior - durante a elaboração da superfície Sul-



Americana. Tal lateritização, algo mais antiga que o período de bauxitização propriamente dita, considerada como sendo do final do Eoceno - início do Oligoceno (Truckenbrodt et al., 1982), foi, com efeito, identificada por Aleva (1984) no domínio do Escudo das Guianas. E, portanto, perfeitamente plausível que a formação de uma cobertura laterítica tenha precedido o desenvolvimento do perfil bauxítico. As seguintes etapas de evolução puderam, assim, ser distinguidas:

1) Desmantelamento e fragmentação da crosta laterítica preexistente e formação de depósitos de glaciais na forma de um extenso manto eluvial/coluvial de espessura muito variável. Esta primeira fase, induzida pelo rebaixamento do nível de base, causou modificações nas feições geomorfológicas originais resultando num acentuado aplainamento regional. Embora não existam mais testemunhos desta laterita precoce, a composição do cascalho - gibbsita, caolinita, goethita e hematita em proporções variadas - e a sua textura fina e densa, indicam que se trata de material distinto da crosta ferruginosa sotoposta. O contato brusco entre estes dois horizontes advoga igualmente a favor de origens diferentes.

#### 2) Formação do nível ferruginoso

Mobilizado em condições podzólicas por soluções percolando o manto eluvio-coluvial e migrando lateralmente no substrato sedimentar, o ferro se depositou na forma de oxi-hidróxidos nos espaços intergranulares do arenito alterado. A cimentação da rocha resultou na formação de um nível de arenito ferruginoso de tipo "ortstein", exibindo, localmente, estruturas sedimentares reliquias fortemente perturbadas (p.ex. fragmentos de níveis pelíticos ferruginosos, geralmente distribuídos desordenadamente e conferindo ao nível feições brechóides, porém, às vezes, conservando em parte a sua continuidade original). Durante as fases posteriores da evolução, os grãos de quartzo foram quase totalmente dissolvidos, em decorrência de que o horizonte ferruginoso adquiriu uma textura altamente porosa. O preenchimento de parte dos poros por gibbsita macrocristalina, concrecionamentos internos e geração de cutanes por colmatagem de fissuras e cavidades ocorreram subsequente.

#### 3) Bauxitização

Com a mudança para condições climáticas mais úmidas, a bauxitização começou a afetar o manto eluvio-coluvial, o nível ferruginoso e os sedimentos sotopostos. A matriz argilosa do horizonte de cascalho sofreu dessilicificação o que levou a formação de gibbsita microcristalina.

De acordo com as condições locais, a bauxitização teve efeitos mais ou menos marcantes. Assim, enquanto em alguns setores o processo gerou apenas um incipiente e difuso cimento bauxítico, preservando os pseudo-pisolitos no seu estado original, em outras áreas formaram-se abundantes concreções escoriáceas e interligadas de bauxita porcelanada englobando e assimilando parcial a totalmente os pseudo-pisolitos. O horizonte ferruginoso, devido a sua composição, sofreu poucas transformações durante esta fase. Apenas na sua parte inferior, inicialmente mais argilosa, a bauxita se formou englobando blocos ferruginosos. Ao contrário, os sedimentos argilo-arenosos imediatamente sotopostos foram submetidos a intensa lixiviação e desferrificação sendo transformados em bauxita nodular a maciça de granulação fina com abundantes poros de dissolução de grãos de quartzo. Concomitantemente, começou a individualizar-se um horizonte saprolítico ainda em grande parte estruturado.

#### 4) Aluminização

Com a persistência do clima úmido e o aprofundamento do perfil de alteração, soluções percolando a bauxita recém formada remobilizaram, em parte, a alumina. A redistribuição vertical e lateral desta e a sua subsequente reprecipitação resultaram em preenchimento por gibbsita meso a macrocristalina de poros e fraturas nos nódulos bauxíticos da base do horizonte pseudo-pisolítico e, sobretudo, na parte inferior do horizonte bauxítico principal. Ademais, as soluções aluminosas migrando até o saprolito superior, houve neste nível uma intensa dissolução dos grãos de quartzo e sua substituição por gibbsita meso a macrocristalina, enquanto que a matriz argilosa foi transformada em agregados de gibbsita de granulação mais fina. Nesta parte basal da crosta bauxítica observam-se ainda, normalmente, a textura e estrutura reliquias da rocha aluminizada, bem como restos de grãos de quartzo altamente corróidos.

#### 5) Deposição do capeamento argiloso-arenoso

Com a mudança para condições climáticas mais secas favorecendo processos erosivos e provavelmente sob efeito de uma reativação tectônica regional que se traduziu por uma movimentação diferencial de blocos, a cobertura laterítica/bauxítica das áreas soerguidas foi rapidamente desmantelada e seus produtos degradados. A zona saprolítica destes setores, em ausência de qualquer proteção, foi submetida a forte erosão e os seus produtos de desagregação redistribuídos lateralmente na forma de fluxos de

massa. As áreas tectonicamente e topograficamente rebaixas ainda com a sua crosta bauxítica preservada foram recobertas por um espesso pacote argilo-arenoso. Entretanto, a desferrificação da bauxita porcelanada do horizonte pseudopisolítico e a freqüente presença no topo deste nível, i.e. no seu contato com o capeamento, de uma franja aluminosa desferrificada sugerem fortemente que antes da deposição da Argila de Belterra houve um período favorável à lixiviação de Fe. A acumulação em superfície de matéria orgânica - talvez em ambiente pantanoso - pode ter sido responsável pela geração de condições redutoras e ácidas propícias a tal lixiviação.

#### 6) Fases de evolução mais recentes

Com o progressivo rebaixamento do nível de base que marcou a região durante o Terciário Superior e o Quaternário várias modificações ocorreram no manto de alteração ou seja:

. a dissolução de maior parte dos grãos de quartzo no capeamento e transformação deste em um latossolo levemente gibbsítico;

. aprofundamento do perfil e o desenvolvimento de um espesso nível saprolítico, algo enriquecido em gibbsita na sua parte superior;

- a inversão do relevo e a individualização dos platôs testemunhos da antiga superfície do final do Eoceno/Oligoceno.

**CONCLUSÃO** - A formação da cobertura bauxítica no final do Terciário Inferior foi, no Nordeste do Pará, um dos eventos geológicos mais relevantes do Cenozóico. A sua evolução algo complexo pode ser entendida somente se forem levados em consideração as variações, no tempo e à escala regional, das condições climáticas, geotectônicas e geomorfológicas.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. 1984. Lateritization, bauxitization and cyclic landscape development in the Guiana Shield. In: 1984 Bauxite Symp., Los Angeles, U.S.A. Proceedings... L. Jacob Ed., p. 297-318.
- ASSAD, R. 1973. Depósitos de bauxita da região de Paragominas, Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL. 27. Aracajú, 1973. Resumos... Aracajú, SBG, v.1, p.24-25.
- GRUBB, P.L.C. 1979. Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas Coastal Plain. *Econ. Geol.*, 74: 735-750.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, 11:193-202.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. 1987. Phases and zonality of the bauxitic alteration in the northeast of the State of Pará (Brazil) *Travaux ICSOBA*, 16-17: 115-127.
- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; MCKINNON, B.J.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI FILHO, B.; NASH, R.A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chem. Geol.* 35: 311-320.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GOES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da Região Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 1. Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, v.1, p.201-209.
- WOLF, F.A.M. & SILVA, J.M.R. 1973. Província bauxitífera da Amazônia. Relatório DNPM, Belém, 35 p. Inédito.

## GEOQUÍMICA DOS ETR, P E Ti DURANTE A FORMAÇÃO DE LATERITOS SOBRE ROCHAS ALCALINAS-ULTRAMÁFICAS-CARBONATÍTIAS

VANDA PORPINO LEMOS - *Departamento de Química /CCEN/UFPA*

MARCONDES LIMA DA COSTA - *Centro de Geociências / UFPA*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUÇÃO** - As ocorrências lateríticas com potencialidades econômicas para os ETR, P, Ti e Nb encontram-se distribuídas em alguns países da África, como as de Sukulu-Uganda (Reedman, 1984), Mrima Hill-Quênia (Deans, 1978) e Mabounié-Gabão na Finlândia (Vartiainen & Paaema, 1979) e no Brasil, onde os principais depósitos estão limitados preferencialmente às áreas margeando a Bacia do Paraná e a Amazônica. Na Bacia do Paraná (região do Alto Paranaíba), destacam-se os depósitos de Barreiro em Araxá-MG (Issa Filho et al., 1984) Tapira-MG (Cruz & Cheney, 1976, Rodrigues & Lima, 1984) e Catalão-GO (Valarelli, 1971, Carvalho, 1974).

Na região Amazônica foram revelados no período de 1978-1986, valores geoquímicos altos e anômalos para o Nb, ETR, V e elementos radioativos, no Morro dos Seis Lagos (Isseler & Silva, 1978, Bonow & Isser, 1980), mineralizações de Ti em Maraconai (Fonseca & Rigon, 1984) e Maicuru (Santos, 1981) e fosfatos associados com ETR, em Itacupim (Oliveira & Schwab, 1980, Costa 1982) e Maicuru (Beisiegel & Souza, 1986). A partir de 1986 foi iniciado um amplo estudo de cunho mineralógico e geoquímico na Serra de Maicuru, através de um convênio CG/UFPA-DOCEGEO (Lemos & Costa, 1987, Lemos et al., 1988, Lemos 1990, Costa et al., 1991, Angélica & Costa, 1993). Os principais aspectos, sobre a formação dos lateritos desta área, serão abordados, em termos de distribuição dos ETR, Ti, P, Nb, Zr e outros elementos, em um perfil representativo de evolução laterítica sobre diferentes tipos de rochas do complexo de Maicuru.

**METODOLOGIA** - As amostras investigadas (total de 167), foram coletadas em perfis lateríticos sobre piroxenitos, glimeritos, apatititos (cortados por meios de carbonatitos), sienito, dunito, peridotito e biotitito. Análises preliminares por difração de raio-X, permitiram selecionar 40 amostras para as análises químicas: absorção atômica (Na, K, Ca, Mg, e Cu), fluorescência de raio-X (Sr, Y, Zr e Nb), espectrofotometria (Ti e

P) e espectrometria de Plasma-ICP (elementos terras raras).

**RESULTADOS** - Os dados sobre a média da composição química e concentração dos elementos traços mostraram, em primeiro lugar, uma considerável divergência entre os valores observados no substrato e os da média crustal. As diferenças foram demonstradas pelos valores inferiores em SiO<sub>2</sub> (23,95%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,58%), Na<sub>2</sub>O (1,91%), K<sub>2</sub>O (0,99%), Yb (1,7 ppm) e Lu (0,196 ppm) e superiores nos outros elementos analisados, especialmente em TiO<sub>2</sub> (2,21%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (5,83%), TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,075%) e Nb (102 ppm), caracterizando as filiações alcalina-ultramáfica-carbonatítica.

O Horizonte de transição distinguiu-se do substrato apenas pelos teores levemente atenuados em Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, SrO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Y e mais elevados em SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> e TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,42%). O H. argilo fosfático apresentou um maior desvio químico composicional em relação ao substrato e H. de transição, notadamente pelas concentrações inferiores em SiO<sub>2</sub> (17,60%), Na<sub>2</sub>O (0,38%), K<sub>2</sub>O (0,09%), CaO (1,39%), MgO (0,66%) e TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,145%) e bem superiores em TiO<sub>2</sub> (12,50%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,65%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (33,52%), Y (136 ppm), Zr (1123 ppm), Nb (403 ppm) e Cu (831 ppm).

Na Crosta, as divergências químicas, em relação aos materiais subjacentes, tornaram-se substancialmente acentuadas, destacando-se elevados teores em TiO<sub>2</sub> (17,34%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (8,65%), TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,49%) e Nb (874 ppm) e bem significativos em CaO (0,76%), SrO (0,25%), Na<sub>2</sub>O (0,60%) e MgO (1,32%).

Através do balanço geoquímico (método isovolumétrico) tornou-se evidente que somente o Fe, Al, Si, Ca, K e Mg tendem a seguir os comportamentos verificados em perfis lateríticos clássicos. O Ti, Nb e Zr comportaram-se como aproximadamente imóveis no H. de transição e se concentraram na crosta além dos limites normais esperados para o acúmulo meramente residual. Os ETR foram mobilizados com a alteração dos minerais mais suceptíveis ao intemperismo,

possivelmente os carbonatos, e retidos talvez como hidróxidos ou hidróxi-carbonatos nos níveis inferiores do H. de transição. Após a alteração dessas fases tornaram-se empobrecidos enquanto que na crosta foram fortemente enriquecidos, tendo em vista a ocorrência muito freqüente de minerais do Grupo da Crandalita.

Conforme os padrões de distribuição dos ETR, verificou-se que as rochas dos substratos dos perfis apresentam-se levemente enriquecidos em ETRL, tendo em vista a abundância em fluorapatitas e ocorrências muito freqüente da titanita e perovskita. As amostras contendo apenas relictos desses minerais apresentam mudanças expressivas nas formas de suas curvas, comparadas às das rochas sãs. Essas modificações são indicadas pela deficiência em ETRL em relação aos ETRP.

**CONCLUSÕES** - Os resultados neste trabalho demonstraram que após a alteração parcial dos minerais primários ocorreu enriquecimento dos ETR. Perdas moderadas para o Si, Ca, Na, K, Mg, Sr, Y e P e retenção do Al, Fe, Ti, Nb e Zr. Nas interfaces horizontes de transição e argilo fosfático foi verificado, em relação aos níveis inferiores dos perfis, o enriquecimento moderado em Ti, Nb e Zr, deficiência dos ETR, especialmente dos ETRL, retenção do Al e Fe e perdas expressivas nos outros elementos analisados.

Na crosta foi observado um grande enriquecimento em ETR, especialmente ETRL, alojados no Grupo da crandalita, Ti, Nb, Fe e Zr, representados pelo anatásio, goethita e maghemita e enriquecimento moderado em Cu, sob a forma de turquesa.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGÉLICA, R.S. & COSTA, M.L. 1993. Geochemistry of Rare-Earth Elements in Surface lateritic Rocks and Soils from the Maicuru Complex, Para-Brazil. *J. Geochem. Explor.*, 47: 165-182.
- BEISIEGEL, W.R. & SOUZA, W.D. 1986. Reservas de fosfatos - Panorama Nacional e Mundial. In: ENC. NAC. DE ROCHA FOSFÁTICA, 3 Brasília, 1986. IBRAFOS - MME. p. 55-66.
- BONOW, W. & ISSLER, R.S. 1980. Reavaliação e Aspectos Econômicos do Jazimento de Terras Raras e Ferro-Ligas do Lago Esperança - Complexo Carbonatítico de Seis Lagos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. Anais ... Camboriú, SBG, v.3, p.1431 - 1443.
- CARVALHO, W.T. 1974. Aspectos Geológicos e Petrológicos do Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais...Porto Alegre, SBG. v.5, p.107-123.
- COSTA, M.L. 1982. Petrologisch-Geochemische Untersuchungen Zur Genese Der Bauxite Und Phosphat-Laterite Der Region Gurupi (Ost Amazonien). Erlangen-Nuremberg, 189 p. (Dissertação de Doutorado, Universitat Erlang-Nürnberg).
- COSTA, M.L., FONSECA, L.R., ANGÉLICA, R.S., LEMOS, R.L., LEMOS, V.P. 1991. Geochemical Exploration of the Maicuru Alkaline-Ultramafic-Carbotatite Complex, Northern Brazil. *J. Geochem. Explor.*, 40: 193-204.
- CRUZ, F.F. & CHENEY, T.M. 1976. Recursos de Fosfatos nos Complexos Carbonatíticos de Tapira-MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. v.7, p.89-109.
- DEANS, T. 1978. Mineral Production From Carbonatite Complexes. A World Review. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL CARBONATITES, 1, Poços de Caldas, 1978. Anais... Poços de Caldas, p. 123-153.
- FONSECA, L.R. & RIGON, J.C. 1984. Ocorrências de Titânio no Complexo Ultramáfico-Alcalino de Maracá no Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3841-3852.
- ISSA FILHO, A.; LIMA, P.R.A.S.; SOUZA, O. M. 1984. Aspectos da Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro-Araxá-MG. In: RODRIGUES, C.S. & LIMA, P.R.A. eds. Complexo Carbonatítico do Brasil. São Paulo, CBMM, p.21-43.
- ISSLER, R. & SILVA, G.G. 1978. The Seis Lagos Carbonatite Complex. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL CARBONATITES, Poços de Caldas, 1978. Anais... Poços de Caldas. p.223-240.
- LAVAL, M.; JOHN, V.; TOURLIERE, B. 1988. La Carbonatite de Mabounié: Exemple de formation d'un gîte résiduel à pyrochlore. *Chron. rech. Min.*, 491: 125-136.
- LEMOS, R.L.; FONSECA, L.R.; MARTINS,

- L.P. 1988. Petrografia do Complexo Alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.1, p.1400-1411.
- LEMOS, V.P. & COSTA, M.L. 1987. Partição dos terras raras nos lateritos fosfáticos de Maicuru-PA. In: CONGR. BRAS. GEOQ. 1. Porto Alegre, 1987. Anais... Porto Alegre SBGq. v.1, p.83-102.
- LEMOS, V. P. 1990. Evolução Mineralógica e Geoquímica de Lateritos sobre rochas do Complexo de Maicuru-Pará. Tese de Doutorado CG/UFPA, p.274.
- OLIVEIRA, N.P. & SCHWAB, R.G. 1980. Itacupim: Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.1, p.184-192.
- REEDMAN, J. H. 1984. Resources of phosphates, iron and other elements in residual soils over the Sukulu carbonatite complex southeastern Uganda. *Econ. Geol.*, 79: 716-724.
- RODRIGUES, C. L. & LIMA, P. R. A.S. 1984. Complexos carbonatíticos do Brasil. In: RODRIGUES, C. L. & LIMA P. R. A. S. eds. Complexos Carbonatíticos do Brasil, São Paulo, CBMM. p.03-17.
- SANTOS, B.A. 1981. Amazônia: Potencial Mineral e perspectivas de desenvolvimento. São Paulo, Bibliografia de Ciências Naturais, 7 EDUSO, 256p.
- VALARELLI, J.V. 1971. O minério de nióbio, titânio e terras raras de Catalão-GO. São Paulo. 104p. (Tese de Livre Docência, USP).
- VARTIANINEN, H. & PAARMA, H. 1979. Geological Characteristics of the Sokli Carbonatite Complex, Filândia. *Econ. Geol.*, 74(5): 1296-1306.

## GEOQUÍMICA DE ÁGUAS E SEDIMENTOS DO BAIXO RIO TAPAJÓS E AFLUENTES: RESULTADOS PRELIMINARES

**JOSÉ FRANCISCO DA FONSECA RAMOS** - *Depto. de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará*

**ANTÔNIO CARLOS TANCREDI** - *Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia*

**INTRODUÇÃO** - O estudo geoquímico do Rio Tapajós e afluentes entre Santarém e Itaituba ocorreu entre dezembro de 1992 e dezembro de 1993. Os resultados geoquímicos de águas e sedimentos justificam e exigem a continuidade das investigações, devido às muitas variáveis necessárias de ser levantadas e compreendidas. Foram feitas 4 campanhas de campo, com amostragem em dezembro de 1992, maio, outubro e dezembro de 1993, mas esse trabalho não inclui os resultados da última campanha.

**METODOLOGIA** - As determinações de alcalinidade, pH e condutividade foram feitas no campo e no laboratório. As águas para análises de metais foram filtradas  $<45\mu$  e acidificadas logo após a amostragem. Amostras sem tratamento, apenas congeladas, foram conservadas para as determinações de ânions. As amostras de sedi-

mento foram embaladas com o mínimo de água em sacos plásticos. No laboratório foram secas e peneiradas  $< 200$  mesh, e analisadas por plasma de indução. Os cátions Na, K, Ca e Mg foram analisados por absorção atômica e os ânions  $\text{NO}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SO}_4$  e Cl pelos métodos correntes da via úmida e espectrofotometria.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### Cátions nas águas

Os dados de química das águas dos rios Tapajós e Arapiuns aqui discutidos são da média de 10 e 6 amostras, respectivamente, para cada campanha de amostragem. Os desvios padrões relativos são para o Tapajós  $< 0,30$ . Para o Arapiuns cerca de 1,00, e  $< 0,70$  em outubro de 1993 (Tab. 1). Os dados dos rios Cupari e Amazonas são para uma ou duas amostras, daí o significado menor das conclusões.

Tabela 1: Médias e Desvios Padrões e soma para Na, K, Ca e Mg em águas dos rios Tapajós e Arapiuns, em ppm.

|         | Na   | K    | Ca   | Mg   | Na+K+Ca+Mg |              |
|---------|------|------|------|------|------------|--------------|
| MÉDIA   | 0,54 | 0,73 | 1,02 | 0,53 | 2,81       | TAPAJÓS      |
| DESVPAD | 0,07 | 0,10 | 0,28 | 0,04 |            | dez.92       |
| MÉDIA   | 0,74 | 0,33 | 0,22 | 0,20 | 1,50       | ARAPIUNS     |
| DESVPAD | 0,29 | 0,34 | 0,27 | 0,17 |            | Maio de 1993 |
| MÉDIA   | 1,00 | 1,08 | 0,76 | 0,62 | 3,46       | TAPAJÓS      |
| DESVPAD | 0,25 | 0,29 | 0,23 | 0,14 |            | Maio de 1993 |
| MÉDIA   | 0,45 |      | 1,15 | 0,62 |            | TAPAJÓS      |
| DESVPAD | 0,08 |      | 0,06 | 0,02 |            | outubro 1993 |
| MÉDIA   | 0,55 |      | 0,50 | 0,13 |            | ARAPIUNS     |
| DESVPAD | 0,10 |      | 0,20 | 0,09 |            | outubro 1993 |

O sódio ocorre em concentrações mais altas em maio de 93, tanto no rio Tapajós como no Arapiuns. Trata-se, aparentemente, de uma variação sazonal, relacionada, provavelmente, com as águas altas, que precisa ser verificada em outros ciclos hidrológicos.

O potássio ocorre em menores concentrações no rio Arapiuns, e em maio no rio Tapajós mais do que em dezembro. Observa-se, portanto, uma

variação maior em função do rio e uma tendência semelhante a do sódio no que se refere a sazonalidade.

O cálcio ocorre em maiores concentrações no rio Tapajós, o dobro do que no Arapiuns. A variação sazonal não é clara, pois os resultados do Tapajós e Arapiuns são controversos.

O magnésio, como o cálcio, ocorre em maiores concentrações no Rio Tapajós, cerca de

3 vezes mais do que no Arapiuns. Não se observa variação sazonal.

A somatória das concentrações dos cátions Na, K, Ca e Mg é maior no rio Tapajós do que no Arapiuns, que é um rio de águas claras, apresentando águas negras de seu ponto intermediário às cabeceiras durante o período das águas altas. O rio Tapajós, que originalmente foi um rio de águas claras, hoje, sobretudo durante a estação seca, apresenta-se como de águas brancas, devido a fatores antropogênicos. Em maio de 93 apresentou maiores concentrações de cátions do que em dezembro de 92. O potássio e o sódio foram aí determinantes. Já no rio Amazonas a soma dos cátions foi maior em dezembro de 92 do que em maio de 93. O comportamento contrário ao do Tapajós deve estar relacionado com a diferença de regime das águas dos dois rios. Para outubro de 93 não são disponíveis os dados de potássio, mas a soma dos outros 3 cátions no rio Amazonas é maior do que a correspondente de maio de 93.

No rio Arapiuns a concentração de cálcio foi maior em outubro de 93 do que em maio do mesmo ano. Essa é, possivelmente, uma tendência válida para este rio, que deve ser testada com mais estudos.

#### Ânions nas águas

O nitrato ocorreu em concentrações menores em maio de 93 no rio Tapajós. O fosfato, maior no Arapiuns, mas há um possível erro analítico, logo, é algo a ser testado.

A sílica ocorreu em maior concentração no rio Tapajós em dezembro de 92 e menor no Arapiuns em maio de 93. Essa variação sazonal da sílica deve ser confirmada em outros ciclos hidrológicos, do contrário se faz necessária uma explicação exclusiva para as concentrações maiores ocorrentes em dezembro de 1992.

O sulfato ocorreu em menor concentração no rio Tapajós em maio de 93 e pouco no rio Cupari, se considerada a sua concentração de cálcio e uma possível origem comum em gipsita sedimentar.

O cloreto ocorreu em maio de 93 no rio Arapiuns em concentrações do dobro daquelas do rio Tapajós.

A somatória das concentrações de ânions foi maior em dezembro de 92, tanto no Tapajós como no Arapiuns. A variação se deu sazonal e não por rio, tendo importância decisiva a sílica nesse resultado.

#### Alcalinidade, condutividade e pH

A alcalinidade é menor no rio Arapiuns, onde, inclusive, há valores nulos, logo, positivos para acidez, que não foi determinada. Esses dados são coerentes com a existência de ácidos orgânicos em águas pretas.

A condutividade elétrica é bastante uniforme nos rios Tapajós e Arapiuns e um pouco maior nos rios Amazonas e Cupari em maio de 93. Não há qualquer correlação entre a condutividade e a somatória de íons. As variações são pequenas e dentro de baixas concentrações e valores (Tab. 3).

Tabela 2: Médias e Desvios Padrões e soma para ânions (ppm), alcalinidade (mg/l) e condutividade ( $\mu$ S/cm) em águas dos rios Tapajós e Arapiuns.

|                 | NO <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SiO <sub>2</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl             | Alcal. | Cond. |          |
|-----------------|-----------------|-------------------------------|------------------|-----------------|----------------|--------|-------|----------|
| MÉDIA           | 0,32            | 0,06                          | 4,26             | 4,52            | 1,16           | 5,03   | 13,48 | TAPAJÓS  |
| DESVPAD         | 0,16            | 0,03                          | 0,67             | 1,27            | 0,20           | 1,49   | 1,75  | 12/92    |
| MÉDIA           | 0,28            | 0,09                          | 0,48             | 2,07            | 0,88           | 5,65   | 14,84 | TAPAJÓS  |
| DESVPAD         | 0,62            | 0,09                          | 0,04             | 0,93            | 0,44           | 1,83   | 0,78  | 5/93     |
| MÉDIA           | 0,20            | 0,17                          | 0,19             | 3,18            | 1,68           | 1,50   | 13,67 | ARAPIUNS |
| DESVPAD         | 0,19            | 0,24                          | 0,07             | 0,92            | 0,45           | 1,91   | 2,17  | 5/93     |
| SOMA DOS ANIONS |                 |                               |                  |                 |                |        |       |          |
| 10,32           | TAPAJÓS 12/92   |                               | 5,35             |                 | CUPARI 5/93    |        |       |          |
| 3,79            | TAPAJÓS 5/93    |                               | 7,11             |                 | AMAZONAS 5/93  |        |       |          |
| 5,42            | ARAPIUNS 5/93   |                               | 8,12             |                 | ARAPIUNS 12/92 |        |       |          |

#### Sobre a química dos sedimentos

Sedimentos foram amostrados em cada ponto de amostragem para água e outros dados. Os resultados analíticos disponíveis são, entretanto, somente para 8 elementos amostrais e dos elementos químicos Mg, Ca, Ti, Si, Al e Fe.

O tratamento dos dados se deu por rio

amostrado e por tipo de amostra segundo suas fases físicas e mineralógicas. Dos rios Arapiuns e Tapajós provém 3 amostras de cada, todas de maio de 93. Do rio Amazonas duas, uma de maio e outra de outubro de 93. Apesar da pequena quantidade de amostras analisadas, para a compreensão dos dados foram calculados os

valores de médias e desvios padrões, que não podem ter a força de similares obtidos de uma distribuição gaussiana, mas, com o devido cuidado, servem como auxiliares para a interpretação da informação inicial.

Observa-se que as amostras das cabeceiras do rio Arapiuns têm características químicas e físicas comuns, mas são diferentes daquela das proximidades de sua foz. As amostras do rio Tapajós guardam uma maior uniformidade, pois, aproximadamente, pertencem a um mesmo ambiente. As amostras do rio Amazonas, obtidas do mesmo ponto, mas de épocas do ano diferentes, apresentam grande semelhança.

Os sedimentos arenosos e com matéria orgânica apresentam maiores concentrações de

silica e as menores em MgO, CaO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Por seu turno, as amostras com mais argila apresentam maiores concentrações em cátions metálicos, com exceção do titânio.

As duas amostras argilosas do rio Amazonas foram as que apresentaram maiores concentrações para MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Esses resultados, ainda que limitados no número de elementos amostrais e elementos químicos, mostram que há tendências a serem observadas nos sedimentos de rios distintos, assim como nos sedimentos com composição física e mineralógica diferentes, mas provenientes de um mesmo rio, ainda que de posições diferentes de seu curso, como cabeceira e foz.

Tabela 3: Comparação entre a condutividade elétrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), a soma de cátions e soma de ânions (ppm).

|         |       | Cond. | SOMA<br>Na+K+Ca+Mg | SOMA<br>ANIONS |
|---------|-------|-------|--------------------|----------------|
| TAPAJÓS | 12/92 | 13,48 | 2,81               | 10,32          |
| TAPAJÓS | 5/93  | 14,84 | 1,50               | 3,79           |
| TAPAJÓS | 5/93  | 13,67 | 3,46               | 5,42           |

Tabela 4: Conteúdo em % de cátions em sedimentos

|         | MgO  | CaO  | TiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                 |
|---------|------|------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------|
| MÉDIA   | 0,07 | 0,05 | 0,95             | 72,80            | 10,20                          | 2,09                           | Arapiuns 5/93   |
| DESVPAD | 0,05 | 0,04 | 0,37             | 12,39            | 5,94                           | 2,07                           |                 |
| MÉDIA   | 0,40 | 0,17 | 1,01             | 56,12            | 22,54                          | 5,50                           | Tapajós 5/93    |
| DESVPAD | 0,04 | 0,04 | 0,23             | 8,01             | 4,36                           | 2,19                           |                 |
| MÉDIA   | 0,03 | --   | 1,20             | 77,74            | 8,81                           | 0,63                           | sed. arenoso e  |
| DESVPAD | 0,01 | --   | 0,14             | 12,53            | 6,86                           | 0,23                           | orgânico        |
| MÉDIA   | 0,29 | 0,15 | 0,60             | 53,90            | 20,75                          | 6,78                           | sed. argiloso e |
| DESVPAD | 0,14 | 0,07 | 0,15             | 9,03             | 7,75                           | 1,77                           | orgânico        |

**CONCLUSÕES** - As águas dos rios investigados são muito pobres em íons dissolvidos, apresentando, relativamente a outras com cargas maiores, pequenas variações sazonais. Mesmo no Rio Tapajós, onde essas variações são reforçadas pela ação antropogênica, a química das águas não é muito variada, ao menos pelo observado no ciclo hidrológico do ano de 1993. Todos os resultados obtidos devem ser comparados com estudos plurianuais a serem efetuados, pois resultados de outras bacias hidrográficas, como a do Rio Congo, assim o indicam. Pode-se, entretanto, observar, que algumas variações são

entre rios, seguindo características nítidas das águas, o que é exemplificado pela baixa ou nula alcalinidade das águas pretas do Rio Arapiuns, rico em ácidos orgânicos.

Os dados químicos dos sedimentos indicam características comuns aos rios, mas sobretudo aos tipos de fase mineralógica e granulométrica ou orgânica do sedimento.

**AGRADECIMENTOS** - A SUDAM, pelo apoio financeiro e logístico. A UFPa, pelo apoio laboratorial e institucional, em geral.



## A INFLUÊNCIA DO SUBSTRATO ROCHOSO NA CAPACIDADE DO USO DA TERRA

**CÁSSIO ROBERTO DA SILVA - CPRM/PV**  
**ELIOMAR PEREIRA SILVA FILHO - UFRO**  
**LUIZ ANTÔNIO DA COSTA PEREIRA - CPRM/PV**

As informações relativas ao meio físico e sua interligação a propostas de planificação agrícola, inclusive como subsídios a reformas agrárias e projetos de colonização, possui importância fundamental entre outros aspectos na estruturação de projetos bem sucedidos que respeitam os limites geo-ecológicos do ambiente, permitindo o desenvolvimento de atividades agrárias rentáveis e auto-sustentáveis.

Nesta perspectiva e procurando subsidiar aqueles que direta ou indiretamente labutam no uso e aproveitamento desse recurso natural importantíssimo que é o solo, elaborou-se, concomitantemente aos recentes trabalhos geológicos realizados pela CPRM/PV na região de Rolim de Moura, Santa Luzia, Alta Floresta e Nova Brasilândia, localizados na porção sudeste do estado de Rondônia (fig.1), Cartas de Capacidade do Uso da Terra e de Susceptibilidade à Erosão.

Para a confecção das referidas cartas utilizou-se a geologia local como fator predominante de indicativo de solos com maior ou menor fertilidade natural, associada às características morfopedológicas das paisagens tais como: relevo local, textura e estrutura dos solos.

A composição mineral das rochas é fundamental para a fertilidade do solo, entretanto não se pode utilizá-la como fator único para sua classificação, pois o desenvolvimento deste depende de outras variáveis como relevo, clima, biosfera e o tempo (Vieira, 1975).

A classificação do solo aqui utilizada deu-se a partir das informações descritas pelo mapeamento da EMBRAPA (1983) e pelos trabalhos de campo realizados na área. Foram mapeados 14 tipos de solos em contexto associativo obedecendo padronização do Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo (SNLCS/EMBRAPA).

A partir desta classificação, observou-se que uma das melhores associações para uso agrícola é o PEe5 (fig.3), originado a partir de rochas básicas como gabros, anfíbolitos e diabásios, os

quais apresentam abundância dos óxidos de Fe, Mg e Ca perfazendo cerca de 30% do total da rocha. Entretanto o caráter intrusivo destas rochas fornece relevo acidentado, apresentando problemas que impedem a mecanização das lavouras e maior susceptibilidade à erosão.

A associação PVe7 originado a partir de rochas de composição intermediária como os enderbitos, os quais por conterem uma menor quantidade de óxidos de Fe, Mg e Ca, cerca de 15% do total da rocha, apresentam fertilidade boa a regular. A associação PVe1 originada a partir de rochas granitóides apresenta fertilidade regular para a lavoura, por conter baixa percentagem dos óxidos de Fe, Mg e Ca (6%), moderada quantidade de K e Na (8%) associados a uma elevada percentagem de Si e Al (85%). Quanto a associação LVa15, esta ocorre no contexto de rochas arenosas e argilosas, constituídas por aproximadamente 90% por óxidos de Si e Al, apresenta baixa fertilidade, e apesar do relevo mostrar-se suavemente ondulado, adequado para a lavoura mecanizada, necessita para o seu uso intensivo insumos agrícolas relativos a adubagem e correção da acidez do solo.

A ocupação da região com fins ao assentamento de colonos foi promovida pelo INCRA, na década de 70 de forma aparentemente aleatória, resultando numa distribuição de terra com solos férteis para grandes latifúndios (implantação de pecuária) e solos de baixa fertilidade para os pequenos agricultores. Isto promoveu em menos de 10 anos uma emigração generalizada principalmente devido ao decréscimo da produtividade das terras, onde os pequenos lavradores não tinham condições de adquirir insumos agrícolas como o calcário, para melhorar as condições de fertilidade natural dos solos.

Utilizando-se das informações do substrato rochoso, aliadas aos dados do relevo, água disponível e informações climatológicas foi possível cartografar áreas mais ou menos adequadas para determinado tipo de cultivo e manejo do solo (fig. 3). As informações acima, associadas a caracterização da textura e estrutura

dos solos, possibilitou a elaboração da carta de Susceptibilidade à Erosão (fig.2), com legenda variando desde nula a muito forte. Estas cartas, podem fornecer aos administradores públicos ou

mesmo a proprietários rurais, informações para se estabelecer critérios de exploração agrícola adequados à região, além dos cuidados com a erosão.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

EMBRAPA, SERVIÇO DE LEVANTAMENTO E CONSERVAÇÃO DE SOLOS. 1983. Mapa de Levantamento e de Reconhecimento de Média Intensidade. Escala

1:500.000. Porto Velho, CEPA.

VIEIRA, L.S. 1975. Manual de Ciência do solo. Ed. Agronômica Ceres. 464 p.

Fig. 1 - LOCALIZAÇÃO

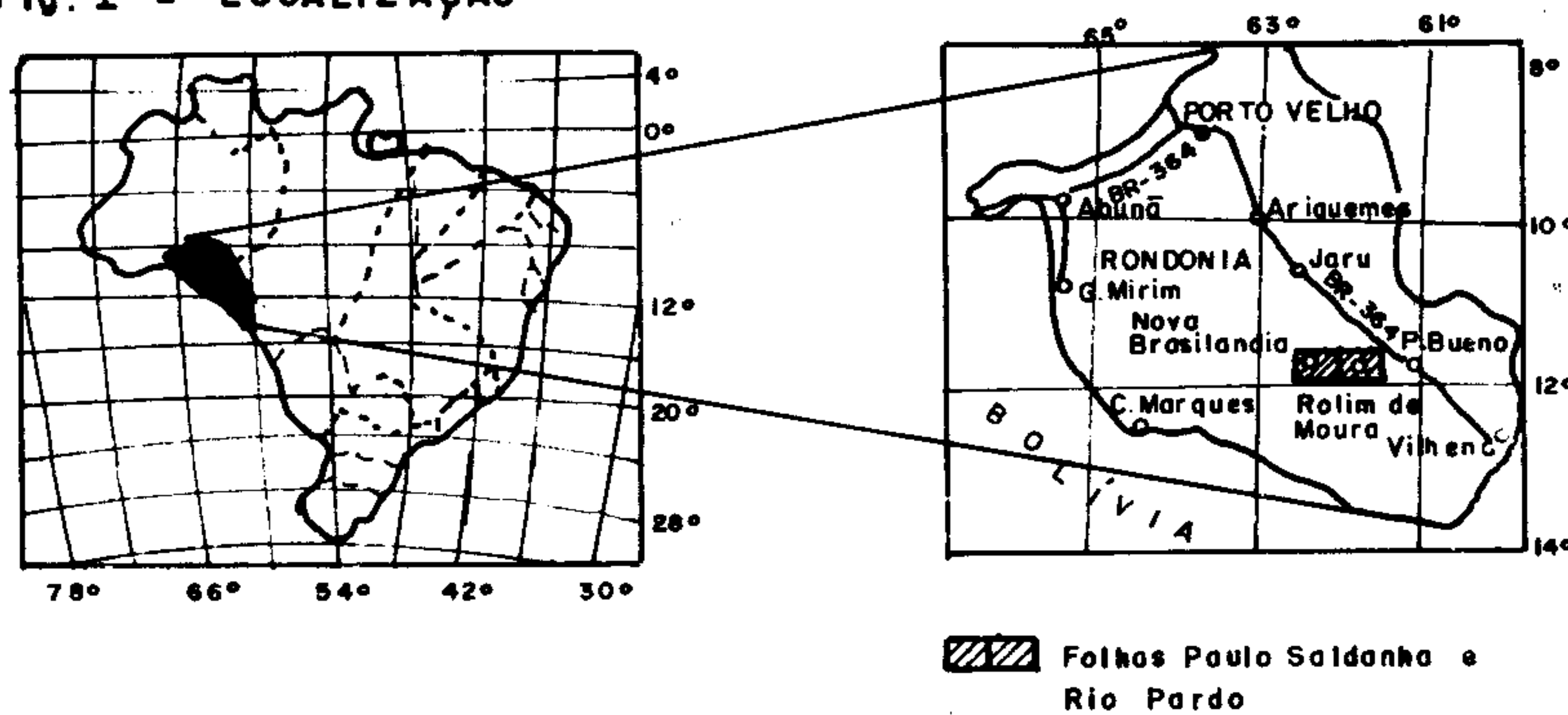
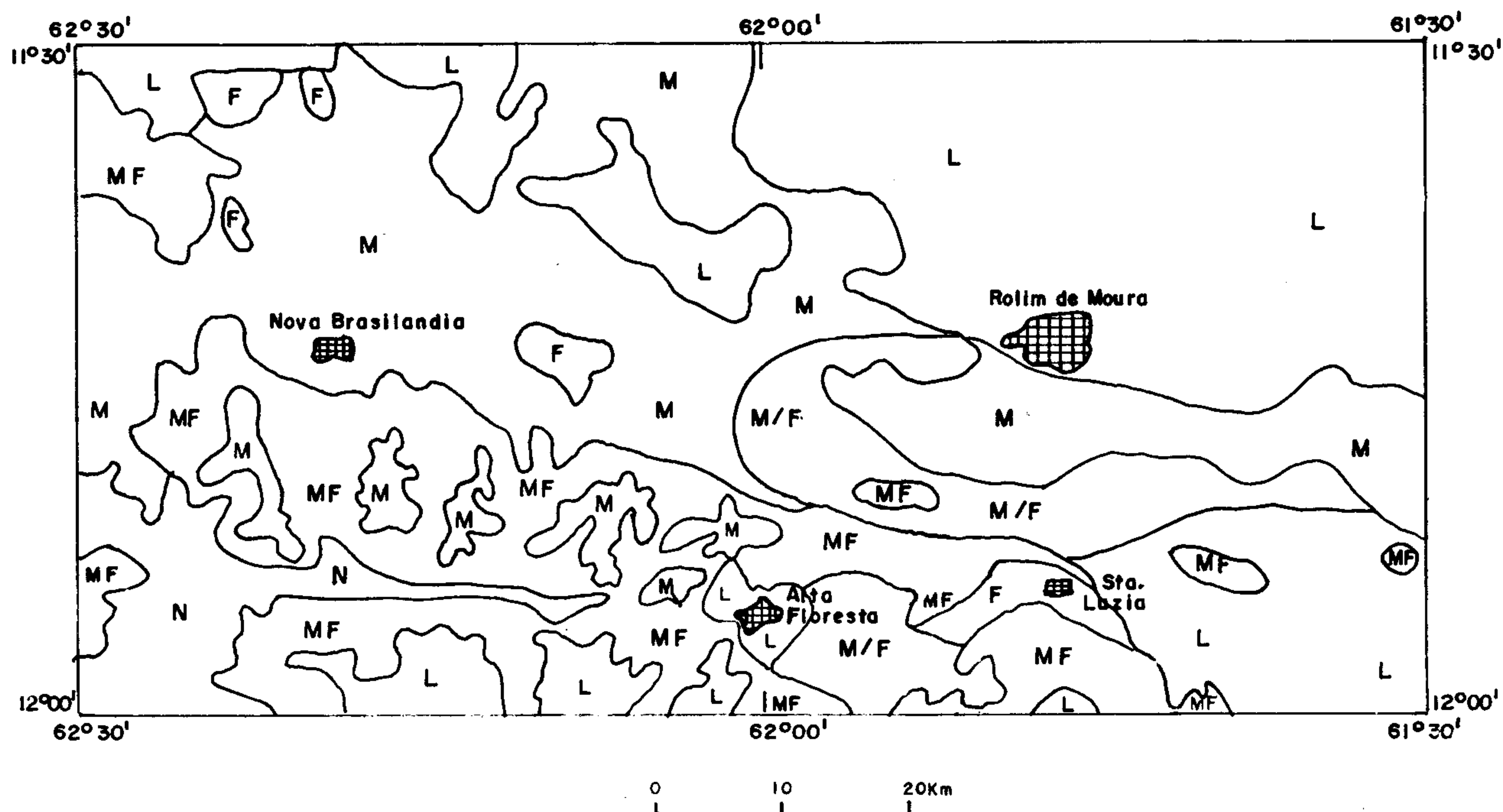


Fig. 2 - CARTA DE SUSCEPTIBILIDADE À EROSÃO



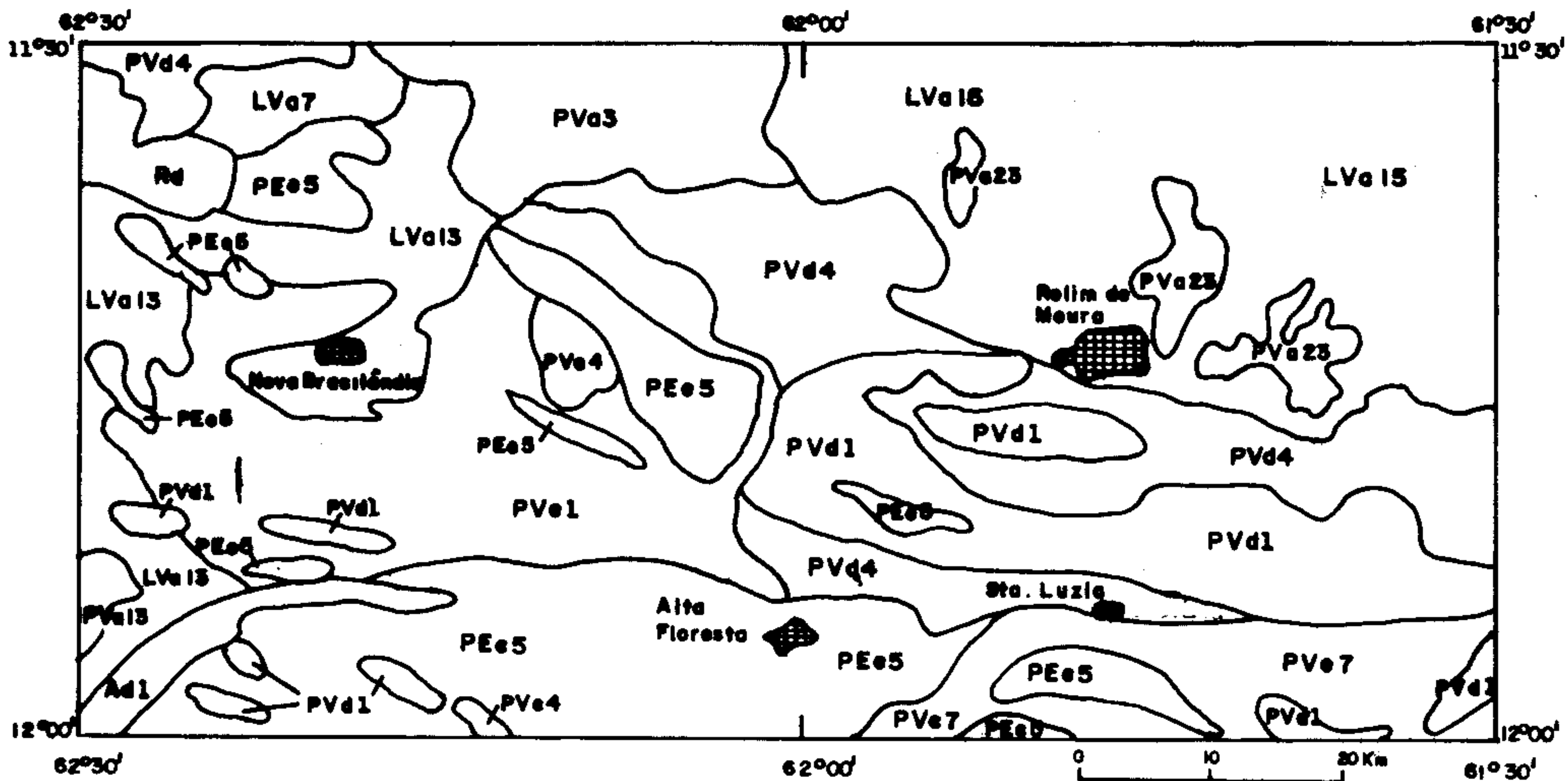
## LEGENDA

- N** Nulo - terras não susceptíveis à erosão. Ocorrem em relevo plano, em partes sujeito a inundação, boa permeabilidade. Ao ser cultivada por dez a vinte anos podem apresentar erosão ligeira, podendo ser controlada com práticas simples de manejo.
- L** Ligeiro - solos que apresentam pouca susceptibilidade à erosão, o relevo é suavemente ondulado a quase plano, com boa permeabilidade. Após o cultivo por mais de dez anos podem apresentar erosão ligeira, que pode ser controlada com práticas simples de manejo.
- M** Moderado - solos que apresentam moderada susceptibilidade à erosão, o relevo é ondulado, com declives de 8 a 20%. Devem ser utilizadas com adoção de princípios conservacionistas, caso contrário podem apresentar sulcos e voçorocas, requerendo, pois, práticas de controle a erosão, desde o início de sua utilização agrícola.
- M / F** Moderado/Forte - apresentam-se susceptíveis à erosão. Ocorrem em relevo ondulado a fortemente ondulado com grande incidência de matações de rocha, declividade de 10 a 30%, podendo ser maiores ou menores dependendo das condições físicas. Estes solos podem apresentar sulcos e voçorocas requerendo práticas intensivas de controle à erosão quando da sua utilização para os fins agrícolas.
- F** Forte - apresentam grande susceptibilidade à erosão, o relevo é fortemente ondulado, com declives normalmente de 20 a 45%. Caso utilizado para fins agrícolas a prevenção à erosão é difícil e dispendiosa, podendo ser antieconômica.
- MF** Muito forte - terras com severa susceptibilidade à erosão. Não recomendável para o uso agrícola, sob pena de serem totalmente erodidas em poucos anos. Apresentam declividades superiores a 45%, nas quais deve-se preservar a cobertura vegetal para que se evite o seu arrasamento.



Cidade

Fig. 3 - CARTA DE CAPACIDADE DO USO DA TERRA



CLASSIFICAÇÃO

USO

|              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                                                                                                                      |
|--------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Ad1</b>   | Associação de solos aluviais distróficos Tb+ solos aluviais eutróficos Ta ambos A moderado fase floresta Tropical densa de várzea + solos gleizados eutróficos a distróficos. Tb fase floresta tropical aberta de várzea, todos textura indiscriminada relevo plano de várzea. Adequado para os níveis de manejo A, B e pastagem plantada.                                                                                                                                                                                                                 | Solos destinadas a preservação da flora, fauna e mananciais de água. Podem ser utilizados para o cultivo de subsistência e pastagem natural.                                                                                                                         |
| <b>LVa7</b>  | Associação de latossolo vermelho-amarelo textura muito argilosa fase pedregosa III, relevo ondulado, a forte ondulado + latossolo vermelho-amarelo textura argilosa relevo ondulado muitoólico A moderado fase floresta equatorial subperenifólia. Adequado para os níveis de manejo (abc).                                                                                                                                                                                                                                                                | Solos que apresentam baixa fertilidade natural, exigem investimentos de adubagem e correção de acidez do solo para a agricultura. Adequados para o uso regular no cultivo de cana de açúcar, banana, mandioca, podendo ser utilizado para a pastagem e silvicultura. |
| <b>LVa13</b> | Associação de latossolo vermelho-amarelo, fase floresta equatorial subperenifólia + latossolo vermelho-amarelo podzólico fase floresta equatorial subperenifólia com baço, ambos textura média + areias quartzosas latossólicas fase floresta equatorial subperenifólia, todos ólicos A moderado relevo plano. Adequado para os níveis de manejo (a) b c.                                                                                                                                                                                                  | Solos com baixa fertilidade natural, sendo necessário alto investimento para boa produção agrícola. Deve-se atentar para os problemas de deficiência hídrica e impedimentos a mecanização. Adequados para silvicultura, pastagem natural, citricultura.              |
| <b>LVa15</b> | Associação de latossolo vermelho-amarelo ólico, textura média A moderado fase floresta tropical densa ou semi-decidual, relevo plano e suave ondulado + areias quartzosas ólicas. Adequado para os níveis de manejo C ou pastagem plantada.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | Solos que apresentam baixa fertilidade, exigem investimentos de adubagem e correção da acidez de solo para a citricultura, pastagem e silvicultura.                                                                                                                  |
| <b>PEe5</b>  | Associação de podzólico vermelho-escuro, Eutrófico textura média com cascalho/argiloso cascalhento relevo ondulado + podzólico vermelho-amarelo distrófico, textura média cascalhento/argiloso cascalhento fase rochosa relevo ondulado e suave ondulado ambos Tb A moderado fase floresta equatorial subperenifólia. Adequado para níveis de manejo A B (c).                                                                                                                                                                                              | Solos bons para lavoura com alta fertilidade. Recomenda-se cuidados com a erosão em áreas montanhosas que limitam a utilização de mecanização. Adequados para o cultivo de café, milho, banana, feijão, arroz, cana de açúcar, mandioca e cacau.                     |
| <b>PVa3</b>  | Associação de podzólico vermelho-amarelo + podzólico vermelho-amarelo fase ligeiramente rochosa, ambos ólicos Tb, A moderado textura média/argilosa fase floresta tropical aberta ou densa relevo suave ondulado. Indicado para níveis de manejo (a) b c.                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | Solos regulares para agricultura, com baixa fertilidade natural, podem ser utilizados para a agricultura com a utilização de corretivos para eliminar a acidez do solo. Adequados para citricultura, pastagem natural e silvicultura.                                |
| <b>PVa13</b> | Associação de podzólico vermelho-amarelo textura muito cascalhento/argiloso cascalhento, fase muito rochosa relevo montanhoso + podzólico vermelho-amarelo textura média cascalhento/argiloso com cascalho fase ligeiramente rochosa relevo ondulado, ambos ólicos Tb A moderado fase floresta tropical aberta ou densa + afloramento de rocha. Restrito para o manejo (a b c).                                                                                                                                                                            | Solos destinados para a preservação da flora, da fauna e mananciais d'água. Podem ser utilizados para culturas especiais. Possuem deficiência na fertilidade natural, são propensos a erosão e existe impedimento para a mecanização.                                |
| <b>PVa23</b> | Associação de podzólico vermelho-amarelo ólico, folhelho marrom chocolate Tb plúvico textura média, relevo suave ondulado + areia quartzosa e planossolo eutrófico Tb gleizado. Adequados para níveis de manejo C ou em pastagem plantada.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Solos que apresentam baixa fertilidade, exigem investimentos de adubagem e correção da acidez do solo para o cultivo de lavoura, adequados para a citricultura, pastagem e silvicultura.                                                                             |
| <b>PVd1</b>  | Associação de podzólico vermelho-amarelo distrófico, textura média com cascalho/argiloso cascalhento fase pedregosa I, relevo ondulado + terra roxa estruturada eutrófica, textura argilosa-relevo suave ondulado + podzólico vermelho-amarelo eutrófico textura média/argilosa relevo suave ondulado, todos Tb A moderado fase floresta equatorial subperenifólia. Indicado para os níveis de manejo a b (c).                                                                                                                                             | Solos regulares para lavoura. Recomenda-se cuidados com a erosão em áreas de relevo ondulado. Frequentemente tem-se a ocorrência de matacões que limitam a mecanização. Adequados para culturas de milho, cacau, arroz, mandioca e feijão.                           |
| <b>PVd4</b>  | Associação de podzólico vermelho-amarelo distrófico textura média/argilosa fase floresta tropical aberta ou densa relevo ondulado e suave ondulado + solos litólicos ólicos textura indiscriminada fase floresta semidecidual relevo suave ondulado, todos A moderado. Os níveis de manejo mais indicados são (a) b c.                                                                                                                                                                                                                                     | Solos regulares para lavoura. Recomenda-se cuidados com a erosão em áreas de relevo ondulado. Adequados para culturas de café, milho, cacau, arroz, mandioca e feijão.                                                                                               |
| <b>PVe1</b>  | Associação de podzólico vermelho, relevo suave ondulado, + podzólico vermelho-amarelo fase pedregosa III, relevo ondulado, ambos eutrófico, textura média/argilosa fase floresta equatorial subperenifólia + podzólico vermelho-amarelo ólico cascalhento, textura média/média cascalhento fase floresta equatorial subperenifólia relevo ondulado todos Tb, A moderado. Indicado para os níveis de manejo A B C.                                                                                                                                          | Solos bons para a lavoura com média/alta fertilidade. Recomenda-se cuidados com a erosão em locais com áreas de relevo montanhoso. Adequados para o cultivo de milho, banana, feijão, arroz, cana de açúcar, mandioca e cacau.                                       |
| <b>PVe4</b>  | Associação de podzólico vermelho-amarelo eutrófico Tb, A moderado textura média cascalhento/argiloso cascalhento fase ligeiramente rochosa, floresta equatorial subperenifólia relevo forte ondulado e montanhoso + afloramentos de rocha + podzólico vermelho-amarelo Tb, textura média cascalhento/argiloso cascalhento, relevo suave ondulado + podzólico vermelho-amarelo latossólico, textura média/argilosa, relevo ondulado e forte ondulado, ambos ólicos, A moderado fase floresta equatorial subperenifólia. Adequado para os níveis de (a) b c. | Solos bons para agricultura com alta fertilidade. Recomenda-se cuidados especiais com a erosão em áreas montanhosas, que limitam também o uso de mecanização. Adequados para cultura de café, milho, banana, feijão, mandioca, cacau.                                |
| <b>PVe7</b>  | Associação de podzólico vermelho-amarelo eutrófico, textura arenosa com cascalho média cascalhento, relevo ondulado e fortemente ondulado, Tb A moderado fase floresta tropical aberta ou densa + podzólico vermelho-amarelo distrófico Tb, cascalhento eutrófico Tb. Adequados para níveis de manejo a B c.                                                                                                                                                                                                                                               | Solos bons a regulares para lavoura com boa fertilidade. Recomenda-se cuidados com a erosão em áreas de relevo ondulado. Adequado para o cultivo de café, milho, cacau, arroz, mandioca e feijão.                                                                    |
| <b>Rd</b>    | Associação de solos litólicos textura indiscriminada relevo forte ondulado a montanhoso + podzólico vermelho-amarelo textura arenosa/média relevo forte ondulado ambos distróficos Tb A moderado fase floresta subperenifólia. Não apresenta condições adequadas para manejo agrícola.                                                                                                                                                                                                                                                                     | Solos indicados para preservação da flora e da fauna ou para culturas especiais.                                                                                                                                                                                     |

## CARACTERIZAÇÃO DAS COBERTURAS DE ALTERAÇÃO SUPERFICIAL QUE OCORREM NA REGIÃO DE MARABÁ-PA

LUIZ GUILHERME TEIXEIRA SILVA - EMBRAPA/CPATU

JAIRO ROBERTO JIMENEZ-RUEDA - IGCE/UNESP

DANIEL MARCUS BONOTTO - IGCE/UNESP

MARIA MARGARITA SOARES MORENO - IGCE/UNESP

ADAMÉRCIO ANTONIO PACOLA - UNESP/FCA-Botucatu

**INTRODUÇÃO** - O conhecimento do meio físico constitui etapa imprescindível em todo qualquer processo de ocupação humana no mundo. É a partir do conhecimento dos recursos naturais disponíveis que se projeta qualquer atividade econômico-social de uma região. A região amazônica, pelas suas inegáveis características, detêm as maiores reservas em biodiversidade florestal do planeta e também de alguns recursos minerais econômico-estratégicos.

Excepcionalmente inserida neste contexto, a área de abrangência do Programa Grande Carajás aparece como grande fronteira de desenvolvimento regional do País. A forte pressão de ocupação e a difícil tarefa de planejar e de gerenciar essa área representam o maior desafio para alcançar o desenvolvimento regional, segundo Miranda (1990).

Assim, portanto, surge a pesquisa básica com grande parcela de contribuição a este processo. Seja na prospecção de recursos naturais ou para fornecer subsídios à utilização de modo racional no sentido de minimizar o impacto sobre o meio ambiente, considerando-se as comunidades envolvidas direta e indiretamente.

O conhecimento da cobertura de alteração que engloba o *solum* (objeto da edafologia) e o saprólito, reveste-se de fundamental importância para a prospecção de substâncias minerais, como para a geologia aplicada (geotecnia e geologia ambiental) ou para a agronomia e a engenharia florestal.

Este trabalho teve por objetivo caracterizar as coberturas de alteração que ocorrem na região de Marabá-PA.

### LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA -

A área de estudo está localizada entre as coordenadas 05°30' e 05°41' latitude sul e 49°05' e 49°30' longitude oeste de Greenwich. Compreendendo o baixo curso do rio Itacaiunas que tem como principais drenagens os rios da Onça, Sororó e Vermelho. O acesso rodoviário é através da rodovia PA-150 e da vicinal que liga a localidade de Pequiá às de Gameleira e de Itainópolis. Essa área é cortada pela ferrovia

Carajás-Itaqui(Fig.1).

O clima nessa área caracteriza-se por apresentar precipitação pluviométrica acima de 2.000 mm/ano, distribuída em dois períodos: um chuvoso (novembro a abril) e outro, menos chuvoso, (maio a outubro) com déficit hídrico de dois meses, que pode ocorrer entre os meses de setembro e novembro. A temperatura média anual é superior a 25°C e a média mínima acima de 20°C.

A vegetação primária de acordo com Veloso et al (1991), exhibe floresta ombrófila densa submontana e variações de floresta ombrófila de terras baixas e aluvial, onde podem ocorrer, simultaneamente, dominância de palmeiras e de cipós.

A geologia da área apresenta desde rochas do pré-cambriano, representadas pelos granulitos básicos e ácidos da suíte metamórfica Bacajá, granitos e migmatitos do Complexo Xingu, arenitos ortoquartzíticos e conglomerados do Grupo Paredão e em domínios do cinturão Itacaiunas, muscovita clorita xisto milonítico da formação Couto Magalhães do cinturão Araguaia, arenitos finos com lentes de conglomerado da formação Itapecuru da Bacia do Maranhão, até depósitos detríticos representados pelas coberturas cenozóicas. Estes domínios compõem uma região arrasada em relevos de planaltos baixos com ou sem pedimentos e estreitas faixas de aluviões recentes delimitados por vales fortemente influenciados pela tectônica recente Silva et al (1993).

Os solos que ocorrem na área são classificados como Podzólico Vermelho Amarelo, predominantemente os cascalhentos e concrecionários, Latossolo Vermelho Amarelo, Concrecionário Laterítico, Areia Quartzosa; Cambissolo, Litólico, aluviais e hidromórficos indiscriminados nas várzeas. Rosatelli et al(1974) e Falesi et al. (1989).

**METODOLOGIA** - A partir da descrição morfológica e das análises granulométrica, química e mineralógica de nove perfis de alteração supérgena, procurou-se representar as

variações fisiográficas que ocorrem ao longo de uma seção de aproximadamente 50 Km (Fig.2) que corta as estruturas geológicas e importantes domínios geotectônicos na referida região.

O trabalho de campo envolvendo as descrições e coleta de material foi seguindo as proposições de Lemos & Santos (1984), complementadas com as nomenclaturas de horizontes diagnósticos, conforme EMBRAPA (1988), Lecomte (1988) e Fanning & Fanning (1989) e de volumes de alteração intempérica de Jiménez-Rueda et al. (1989).

As análises granulométricas, bem como as de cátions trocáveis ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ), carbono orgânico,  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CaCl}_2$ ) e acidez extraível foram feitas conforme EMBRAPA (1979).

A análise química total dos elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Zn}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) foi feita por fluorescência de raios-X. O  $\text{P}_2\text{O}_5$  total, por extração em solução de molibdato de amônio, oxidação com ácido ascórbico e leitura a 660 nm (colorimetria-azul).

A análise mineralógica envolveu o estudo da mistura das frações areia fina e muito fina (dos pesados), através de microscópio petrográfico e das frações silte e argila por difração de raios-X (Difratômetro HZG3-DDR, radiação de Cobre, comprimento de onda 0,15418 nm) de volumes argilosos de máxima alteração.

Foi considerada ainda a relação molecular Ki, adaptada de Vettori (1959) como índice de intemperismo dos referidos volumes.

**RESULTADOS E DISCUSSÕES** - De acordo com a Fig. 1, as coberturas de alteração seguem a sequência da esquerda para a direita ( $A' \rightarrow A$ ), mostrado na Fig. 2, quanto ao material de origem, identificado como litotipos: migmatitos zonados com biotita e anfibólio (MR-11), diorito (MR-12), coberturas lateríticas antigas associadas

a intercalações de formação ferrífera em xisto do pré-cambriano (MR-14), depósitos aluvionares (MR-16), mica-xistos miloníticos (MR-17,18,19), diabásio (MR-20) e cobertura cenozóica/arenitos finos.

Com base na mineralogia das frações silte e argila dos volumes de alteração intempérica (VAI), correspondentes aos horizontes Bt, Bw ou Bo e C1 (solo aluvial), a caulinita aparece como constituinte principal e dominante, enquanto que em menor proporção e ocorrendo principalmente nos litotipos mica xisto milonítico, estão as ilitas e as misturas esmectitas/ilitas, onde a vermiculita domina como mineral de rede 2:1.

Embora não tenha sido objeto da análise mineralógica dessas frações, os óxidos de ferro, sobretudo a goethita e a hematita (observados nas frações de areia), dominam como componentes não silicatados. A presença da goethita nos volumes mais próximos à superfície (Ap, AB, alguns Bt e Bw) sob maior influência de matéria orgânica, a possível substituição isomórfica ( $\text{Fe}^{+3} \rightarrow \text{Al}^{+3}$ ) muito comum em solos amazônicos Möller (1991) e a grande quantidade de sílica presente no sistema, sugerem a ausência da gibsitita nesses VA.

A caulinita, bem cristalizada, segundo Möller & Araki (1984), é registrada inclusive na fração silte desses volumes. Nos litotipos de rochas básicas, a metahalosita está presente na caulinita e nos hidróxidos de ferro, estes últimos, não totalmente eliminados no tratamento dessas amostras.

A partir da interpretação conjunta dos resultados obtidos, através da descrição morfológica dos perfis (trabalho de campo), das análises granulométrica, química e mineralógica, elaborou-se a Tabela 1, na qual estão sintetizadas as características morfogenéticas dos perfis de alteração da região de Marabá-PA.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA/SERVIÇO NACIONAL DE LEVANTAMENTO E CONSERVAÇÃO DE SOLOS (EMBRAPA-SNLCS) 1988b. Definição e notação de horizontes e camadas do Solo. EMBRAPA-SNLCS, documentos, (3), 54p.
- \_\_\_\_\_. 1979. Manual de Métodos de Análise de Solo. EMBRAPA-SNLCS, 57p.
- FALESI, I.C.; SERRA-FREIRE, E.M. da; SILVA, L.G.T. 1986. Levantamento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras da área de abrangência da estrada de ferro Carajás, CRVD, 104p.
- FANNING, D.S. & FANNING, M.C.B. 1989. Soil Morphology, Genesis and classification. New York, Wiley, 395p.
- JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; PESSOTI, J.E.S.; MATTOS, J.T. 1989. Uso de sensoriamento remoto no zoneamento agroecológico da serra do mar no estado de São Paulo, IV SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE PERCEPCIÓN REMOTA. Bariloche, Argentina. 135-40p.
- JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; MATTOS, J.T. & RIEDEL, P.S. 1990. Estudos correlativos entre respostas espectrais e índices de

- intemperismo de coberturas de alteração intempéricas. IMPE-5176-PRE/1641.
- LECONTE, P. 1988. Stone line profiles: Importance in geochemical exploration. Elsevier, J. Geoch. explor., (30), 35-61.
- LEMONS, R.C. de & SANTOS, R.D. dos. 1984. Manual de descrição e coleta de solo no campo. SBCS/SNLCS, 45p.
- MIRANDA, M. 1990. A ocupação planejada da Terra. In: BECKER, B.K.; MIRANDA, M. & MACHADO, L.O. Fronteira Amazônica. Questões sobre a gestão do território. UnB/UFRJ, 219p.
- MÖLLER, M.R.F. & ARAKI, S. 1984. Intersalação de caulinitas separadas de latossolos. EMBRAPA/CPATU, Bol. Téc.(61), 20p.
- MÖLLER, M.R.F. 1991. Substituição isomórfica e óxidos de ferro de latossolos da Amazônia e suas implicações na sorção de fósforo. ESALQ/USP, 70p.(Tese de doutorado).
- ROSATELLI, et al. 1974. Levantamento exploratório de solos da folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento dos Recursos Naturais. DNPM, (4). 139p.
- SILVA, L.G.T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; MATOS, J.T. de; MUCHAGATA, M.G. 1993. Fisiografia Solos da região de Marbá-PA. *A forte influência Tectônica na Qualidade e distribuição da Unidades Geoambientais*. Cong. Bras. Ciênc. Solo., 24°, Goiânia/, SBCS/UFGO., (4), 335-336.
- VELOSO, H.P.; RANGEL FILHO, A-L.R.; LIMA, J.C.A. 1991. Classificação da Vegetação Brasileira, adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro, IBGE, 123p.
- VETTORI, L. 1959. As relações Ki e Kr na fração argila e na terra fina. CONGR. SOC. BRAS. CIÊNCIA DO SOLO, Piracicaba.

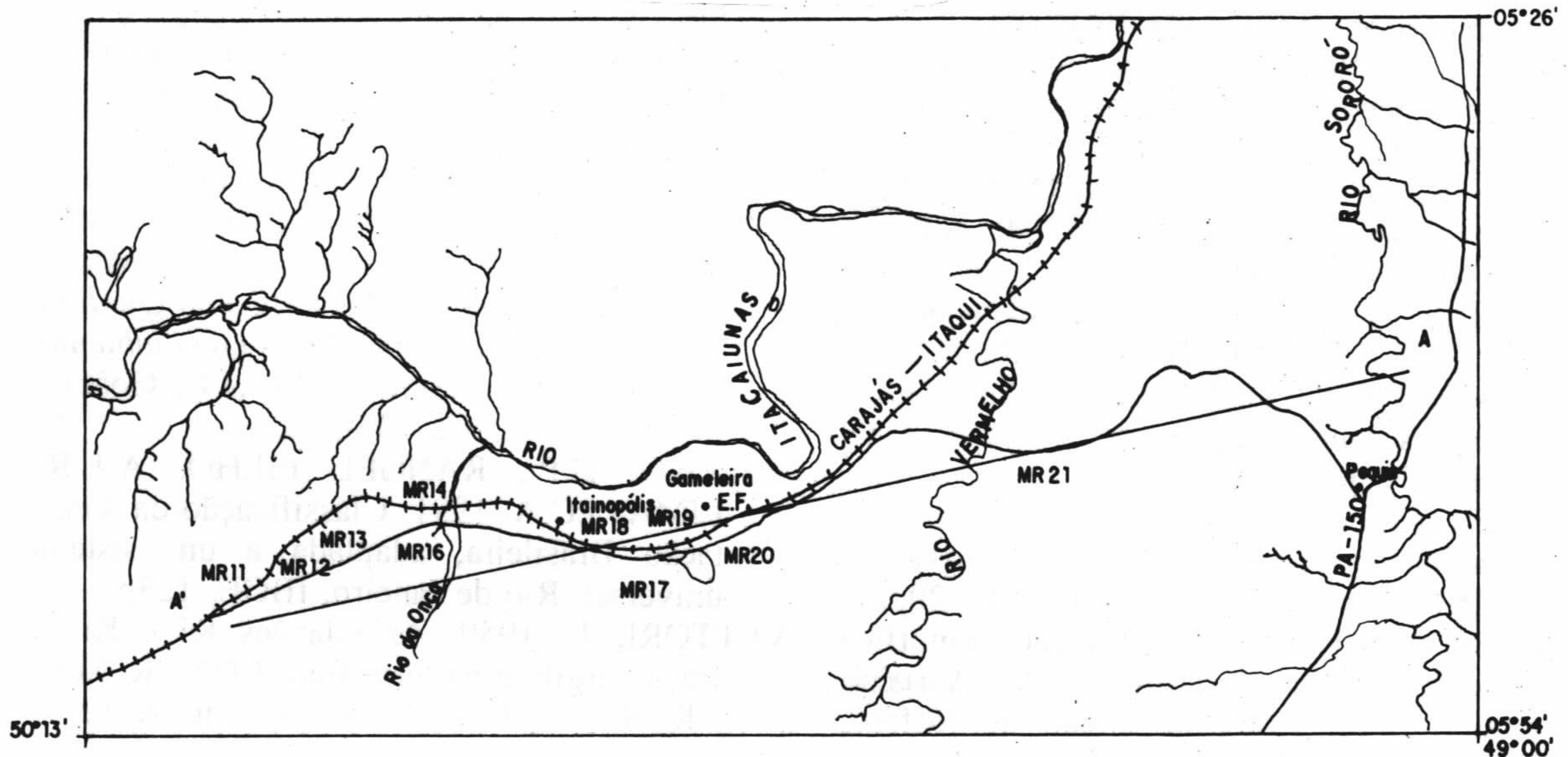


Fig 1 - Mapa de localização da área indicando a seção AA.

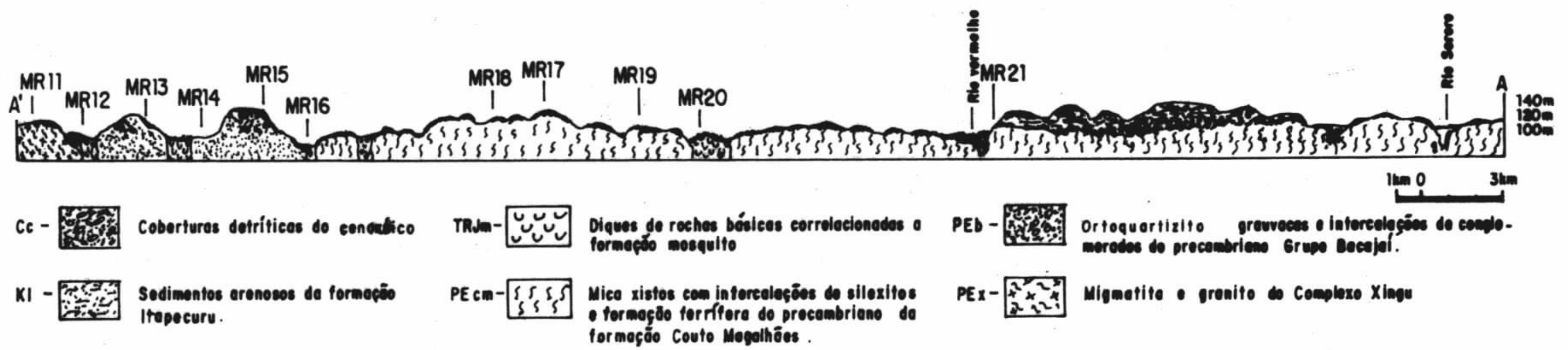


Fig. 2 - Seção AA, indicando a situação dos perfis de alteração.

Tabela 1 - Características morfogenéticas dos perfis de alteração ocorrentes na região de Marabá, Pará.

| perfil        | VA  | bitipo  | Prof. (cm) | cdr (Mansell) | Estrutura  | Comp. gran. da T.F (%) |       |        | MO   | ELEMENTOS QUÍMICOS TOTAIS EM ÓXIDOS (%) |       |       |       |      |      | KI   | Mineralogia das frações |         | Processo geoquímico |
|---------------|-----|---------|------------|---------------|------------|------------------------|-------|--------|------|-----------------------------------------|-------|-------|-------|------|------|------|-------------------------|---------|---------------------|
|               |     |         |            |               |            | areia                  | silte | argila |      | Ca+Mg+K+Na                              | Si    | Al    | Fe    | Mn   | Ti   |      | silte                   | arg     |                     |
|               |     |         |            |               |            |                        |       |        |      |                                         |       |       |       |      |      |      |                         |         |                     |
| MR-11         | Bt  | mig.    | 22-51      | 2,5 VR 4/6    | prismática | 21,3                   | 9     | 68,2   | 0,95 | 0,81                                    | 50,72 | 26,37 | 8,68  | 0,11 | 1,44 | 1,41 | Q, I, K                 | K, I    | Monossilificação    |
|               | Cr  |         | 51-257     | 5R 6/6        | maciça     | 33,6                   | 12    | 52,3   | 0,50 | 1,81                                    | 51,16 | 27,35 | 8,63  | 0,31 | 1,13 | 2,19 |                         |         |                     |
| MR-12         | Bw  | diorito | 42-30      | 2,5 VR 4/6    | prismática | 14,6                   | 8     | 43,9   | 0,8  | 5,55                                    | 38,82 | 22,91 | 18,45 | 0,07 | 0,80 | 0,97 | Q, K, Fe OH             | Q, K    | Monossilificação    |
|               | Cr  |         | 80-150     | LD VR 6/6     | maciça     | 4,3                    | 12    | 73,5   | 0,4  | 1,79                                    | 35,27 | 27,93 | 13,65 | 0,04 | 0,45 | 1,19 |                         |         |                     |
| MR-14         | Bcn | canga   | 70-150     | 7,5 VR 6/6    | blocos     | 17,6                   | 4,5   | 77,1   | 1,38 | 0,63                                    | 39,52 | 25,72 | 52,23 | 0,03 | 1,22 | 1,03 | Q, K, Mh, Fe OH         | K, Mh   | Monossilificação    |
| MR-16         | Cl  | aluviao | 16-61      | LD VR 5/6     | maciça     | 63,5                   | 3     | 25,2   | 0,52 | 1,02                                    | 91,97 | 3,37  | 3,63  | 0,06 | 0,55 | 2,39 | E, I, K, Q              | E, K, Q | Silteferrização     |
| MR-17, 18, 19 | Bt  | xisto   | 22-48      | 2,5 VR 6/6    | prismática | 11,9                   | 11    | 70,1   | 0,82 | 3,51                                    | 51,43 | 23,01 | 9,60  | 0,02 | 0,96 | 0,73 | Q, K                    | E, K, Q | Perossilificação    |
|               | Cr  |         | 48-144     | 5R 4/6        | laminar    | 14,8                   | 16    | 40,5   | 0,55 | 4,59                                    | 52,94 | 22,45 | 9,44  | 0,02 | 0,95 | 1,76 |                         |         |                     |
| MR-20         | Bt  | diabaso | 20-59      | 2,5 VR 4/4    | prismática | 11,1                   | 9     | 43,1   | 0,40 | 1,12                                    | 39,57 | 25,32 | 23,54 | 0,17 | 3,93 | 0,82 | Q, K, Mh                | K, (V)  | Monossilificação    |
|               | Cr  |         | 127        | LD VR 6/6     | maciça     | 11,6                   | 14    | 43,6   | 0,30 | 5,11                                    | 33,69 | 22,92 | 18,61 | 0,11 | 3,93 | 1,94 |                         |         |                     |
| MR-21         | Bcn | retrob. | 120-400    | 2,5 VR 4/4    | blocos     | 20,9                   | 14    | 62,2   | 0,79 | 0,99                                    | 32,98 | 22,51 | 29,88 | 0,03 | 4,20 | 0,70 | K, E/I                  | K, V    | Silteferrização     |
|               | Cr  | arenite | 450-700    | LDR 6/6       | maciça     | 39,0                   | 18    | 38,2   | 0,42 | 0,73                                    | 73,51 | 12,18 | 6,53  | 0,01 | 2,63 | 1,51 |                         |         |                     |

Mineralogia: K - Caulinita, Q - Quartzo, I - Illita, V - Vermiculita, Mh - Metahaloita, E/I - Mistura Esmeclita-Illita, FeOH - Hidróxidos de Fe/Al



## ASPECTOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS DE BAUXITAS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

WERNER TRUCKENBRODT E BASILE KOTSCHOUBEY - *Universidade Federal do Pará*

**INTRODUÇÃO** - Ao contrário das lateritas ferruginosas pleistocênicas (Costa, 1991), as bauxitas de idade paleogênica da parte leste da Amazônia (Krook, 1979; Truckenbrodt *et al.*, 1982) são complexas e caracterizadas por uma evolução polifásica. Seu perfil padrão sobre rochas sedimentares é constituído de 5 níveis: saprolito, bauxita (inferior) nodular a maciça, crosta ferruginosa, pseudo-pisólitos ferruginosos a bauxita (superior) nodular e cobertura argilosa. O objetivo deste painel é mostrar feições petrográficas, obtidas por métodos óticos e MEV, bem como alguns dados químicos de FRX, que evidenciam três processos relevantes da evolução das bauxitas como ferruginização, alitização indireta (acumulação relativa de Al) e aluminificação (acumulação absoluta de Al).

**FERRUGINIZAÇÃO** - A presença de poros móldicos, restos de grãos de quartzo e cimento hematítico na crosta ferruginosa aponta para processos podzolizantes na formação deste horizonte. A ferruginização precedeu a formação da bauxita como mostra a inclusão de fragmentos da crosta na bauxita inferior (Kotschoubey & Truckenbrodt, 1981).

**ALITIZAÇÃO INDIRETA** - Estruturas coliformes tais como gretas irregularmente curvadas e ramificadas, fissuras em meia lua a anelares e feições de segregação de óxido de ferro, desenvolvidas em gibbsita microcristalina e criptocristalina indicam origem a partir de gel para estes tipos de gibbsita. De acordo com Butty & Chapallaz (1984) a bauxitização geralmente envolve a geração de complexos Al-orgânicos que são progressivamente desestabilizados, formando-se fases amorfas intermediárias antes de evoluir para gibbsita finamente cristalina.

**ALUMINIFICAÇÃO** - A aluminificação, que

implica em enriquecimento absoluto de Al, se manifesta principalmente na parte inferior do perfil bauxítico. Segundo Erhart (1973), tal processo é provocado por condições podzólicas que permitem mobilização e migração de Al. Butty & Chapallaz (1984) realçam que, sob condições podzólicas não-hidromórficas, Al é mais móvel que Fe.

Observaram-se os seguintes indícios petrográficos e geoquímicos de aluminificação: a) substituição de grãos do arcabouço da rocha-mãe por gibbsita macrocristalina, b) substituição de caulinita por gibbsita macrocristalina, c) presença de gibbsita macrocristalina em forma de cimento e d) correlação negativa ou falta de correlação entre os elementos Al e Ga (Hieronymus *et al.*, 1990) contrariando a correlação positiva que geralmente caracteriza alterações ferralíticas clássicas.

Acredita-se que a gibbsita macrocristalina responsável, em parte, pela acumulação absoluta de Al, seja o produto de remobilização da gibbsita fina. Feições que sugerem tal transferência de massa incluem diversas formas de poros e septos de gibbsita macrocristalina caracterizando estrutura de *boxwork*.

**CONCLUSÕES** - A formação das bauxitas amazônicas é o resultado de diferentes processos pedogenéticos relacionados a variações climáticas que marcaram o longo período de bauxitização, da ordem de 20 M.a (Truckenbrodt *et al.*, 1982; Costa, 1991). A ferruginização, que precedeu a alitização indireta e a aluminificação, provavelmente ocorreu sob condições de um clima tropical mais seco, com estações contrastantes, não favorável à formação de bauxita.

**AGRADECIMENTOS** - Os autores agradecem ao CNPq e à UFPa pelo apoio financeiro.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BUTTY, D.L. & CHAPALLAZ, C.A. 1984. Bauxite genesis. In: JACOB, Jr., ed., Bauxite. Proceedings of the 1984 Bauxite Symposium Los Angeles, Cal., p. 111-151.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Bras. Geociências*, 21: 146-160.
- EHRHART, H. 1973. Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium. Ed. Doin, Paris, 253p.
- HIERONYMUS, B.; BOULEGUE, J.; KOTSCHOUBEY, B. 1990. Gallium behaviour in some intertropical environment alterations. *Chem. Geol.*, 84: 78-82.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas

- do distrito de Paragominas-Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, 11: 193-202.
- KROOK, L. 1979. *Sedimentpetrographical studies in northern Suriname*. Amsterdam, Vrije Universiteit, Academisch Proefschrift, 154 p.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. 1982. Alguns aspectos microfaciológicos das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, v.2, p.695-701.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, v.1, p.201-209.

# WORKSHOP SOBRE A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

## RÉGIME TECTÔNICO E COMPOSIÇÃO DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE MARAJOARA

**FERNANDO J. ALTHOFF** - CRPG - França, Bolsista do CNPq

**PIERRE BARBEY** - CRPG - França

**ANNE-MARIE BOULLIER** - CRPG - França

**ROBERTO DALL'AGNOL** - CG-UFPA

**INTRODUÇÃO** - Os granitóides arqueanos de Marajoara (fig. 1) fazem parte do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria. Eles compreendem o Tonalito Arco Verde [2.96 Ga, U-Pb (Macambira, 1992)], o Granito Guarantã, que corta o tonalito, e o Granodiorito Rio Maria [2.86 Ga, U-Pb (Macambira, 1992)]. Neste trabalho são discutidos o regime tectônico existente durante a sua colocação e as suas características composicionais mineralógicas e químicas (elementos maiores).

**REGIME TECTÔNICO** - A estrutura principal do terreno é uma foliação aproximadamente E-W, subvertical - raramente associada a uma lineação mineral - que é diferentemente impressa nas três unidades. O Tonalito Arco Verde tem localmente um *fabric* magmático (bandamento magmático e cisalhamentos conjugados verticais, dobras com plano axial vertical e eixo horizontal curvo) ao qual se superpõem deformações subsolidus de alta e média T (xistosidade e zonas de cisalhamento conjugadas verticais, dobras com plano axial vertical e eixo horizontal curvo, quartzos recristalizados, feldspatos raramente recristalizados e geralmente fraturados). As estruturas do Granito Guarantã indicam uma deformação plástica de alta T (xistosidade, recristalização intensa do quartzo e dos feldspatos, às vezes lineação mineral horizontal), sincrônica da deformação de média T do Tonalito Arco Verde. O Granodiorito Rio Maria é pouco estruturado (enclaves básicos levemente achatados) e a sua deformação subsolidus é fraca (quartzo localmente recristalizado nas bordas, feldspatos com extinção

ondulante). As estruturas das três unidades são coplanares. Estruturas tangenciais não foram observadas; apenas um achatamento generalizado é visível. Estas estruturas sin- a pós-colocação relacionam-se a uma deformação por compressão, com um encurtamento horizontal homogêneo próximo de N-S, constante durante 100 Ma e que não originou estruturas tangenciais. Esta deformação é a mais antiga (2.96 a 2.86 Ga; Macambira, 1992) reconhecida nesta parte do Craton Amazônico e mostra que o comportamento reológico deste segmento de crosta continental arqueana foi particular. O regime tectônico arqueano da região de Marajoara não se enquadra nos modelos clássicos propostos para a crosta arqueana, que consideram ou um regime horizontal se manifestando por um tectonismo tangencial ou um regime vertical (diapirismo) em ligação com um plutonismo granítico.

**COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA** - As análises modais médias (tab. 1) e o triângulo Q-A-P (fig. 2) mostram as características composicionais de cada unidade. Em relação às séries magmáticas clássicas (fig. 3) o tonalito acompanha as séries cálcio-alcalinas pobres em  $K_2O$ . O granito se posiciona entre os termos mais diferenciados das séries cálcio-alcalinas intermediárias e ricas em  $K_2O$ , e o granodiorito se comporta como um membro pouco evoluído das séries cálcio-alcalinas intermediárias.

As composições químicas médias (tab. 2) individualizam claramente cada uma destas unidades, desmembradas do Complexo Xingu

por Althoff *et al.* (1991).

Os pequenos intervalos de variação nos conteúdos de sílica mostram que os processos de diferenciação, em cada unidade, não foram importantes. No Granito Guarantã (fig. 1) podem ser separadas uma fácies predominante (GG) com uma relação  $Na_2O/K_2O > 1$  verificada em todas as análises, e uma fácies restrita (GG\*) onde esta relação é  $< 1$ . Diferenças na mineralogia (K-feldspato predomina), na deformação (T mais baixa) e no relevo (mais expressivo) sugerem que esta fácies se relaciona a um corpo granítico distinto do Granito Guarantã. Uma fácies restrita do granodiorito (GdRM\*) é marcada por diferenças químicas e mineralógicas (megafeldspatos, sem hornblenda) em relação à fácies principal (GdRM). A análise média da fácies principal do granodiorito (GdRM) é semelhante àquela da fácies principal da área tipo (GdRM#), nos arredores da cidade de Rio Maria.

No triângulo normativo Q-Ab-Or (fig. 4) os pontos do tonalito se dispõem junto às suites gabro-trondhjemitico (conteúdo em K constante) e os pontos do granito e do granodiorito dispõem-se conforme o *trend* cálcio-alcálico (enriquecimento em K). As origens do granodiorito e do granito parecem ser distintas. Isso é sugerido pela relação entre elementos maiores e traços (Rb, Sr) e pelo comportamento do Granodiorito Rio Maria (unidade mais nova) como um membro menos diferenciado que o Granito Guarantã no diagrama

Q-A-P (fig. 3).

A comparação das três unidades com terrenos TTG arqueanos (tab. 3) mostra que na região não existe um TTG típico. O Tonalito Arco Verde poderia ser considerado um terreno TTG "se apresentasse normalmente porções granodioríticas". O Granodiorito Rio Maria tem características dos granodioritos ricos em Mg do fim do Arqueano (Martín, 1993) e não dos granodioritos dos terrenos TTG. O Granito Guarantã tem um comportamento intermediário entre estes dois extremos.

#### NOMENCLATURA, METODOLOGIA E AGRADECIMENTOS

A substituição do termo *Metatonalito Gnáissico Arco Verde* (Althoff *et al.*, 1991) por *Tonalito Arco Verde* decorre da verificação de que o bandamento por vezes observado no tonalito é de origem magmática. Por outro lado, se um metamorfismo se desenvolveu na região até 2.53 Ga (síntese de dados Rb-Sr e K-Ar em Macambira, 1992), as três unidades granitóides de Marajoara foram por ele afetadas, e não apenas os tonalitos.

Vinte análises químicas foram feitas no Serviço de Análises de Rochas do CRPG/CNRS, em Nancy, por espectrometria de emissão de plasma(ICP). Dezoito amostras foram realizadas por fluorescência de raios-x nos laboratórios da ALBRÁS, em Barcarena, pelo técnico Nonato Oliveira, a quem agradecemos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP GEOL. AMAZ, 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG, p.130-141.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.
- 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 Carajás, Brésil. Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier, 212p.
- MARTIN, H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.3, p.1488-1499.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.

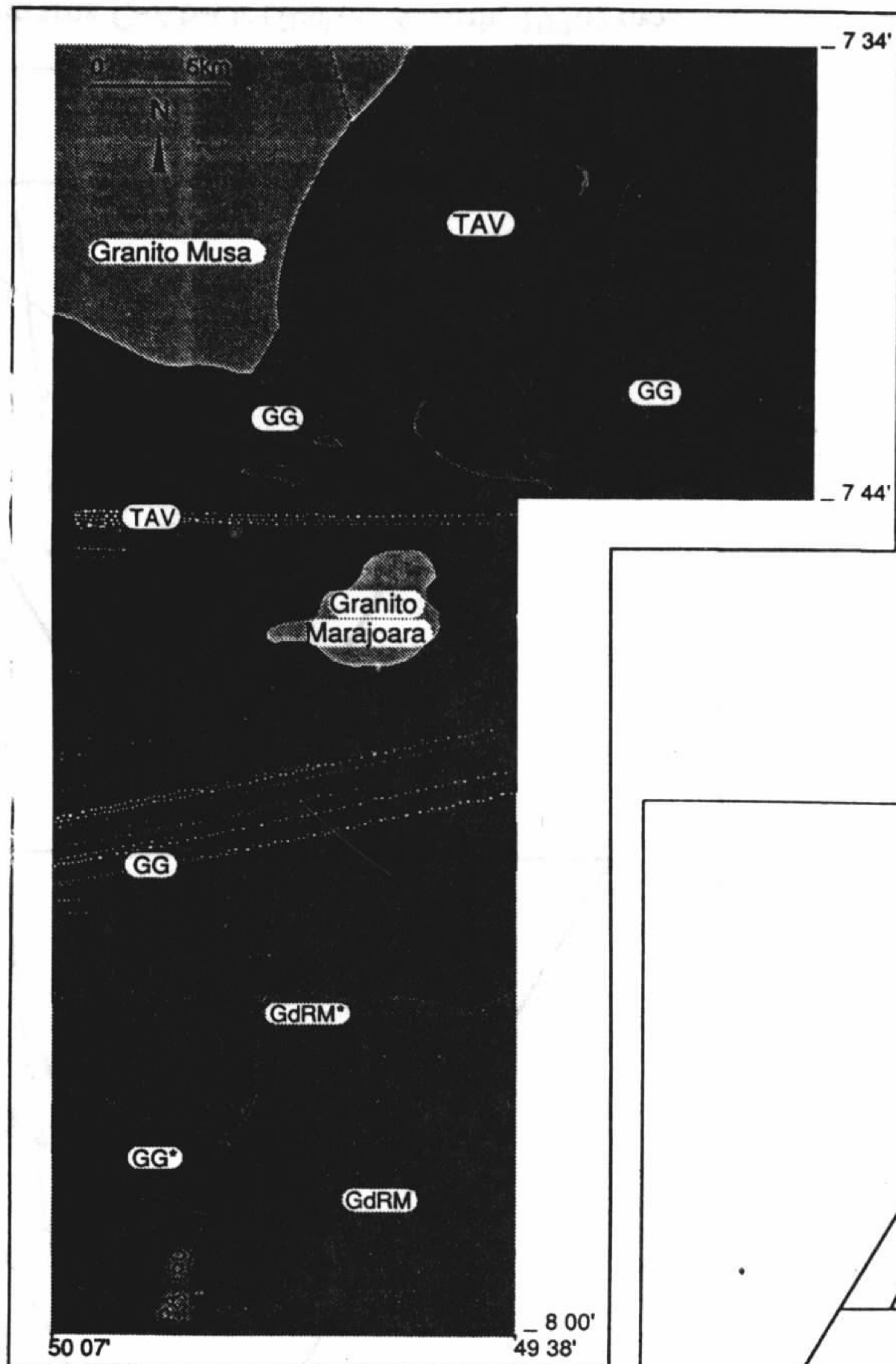


Figura 1 - Mapa de fácies do terreno granítico arqueano de Marajoara. TAV = Tonalito Arco Verde; GdRM e GdRM\* = Granodiorito Rio Maria; GG e GG\* = Granito Garantã. Os granitos Musa e Marajoara são do Proterozóico Inferior.

| n            | TAV  |      | GG   |     | GdRM |     |
|--------------|------|------|------|-----|------|-----|
|              | x    | σ    | x    | σ   | x    | σ   |
| plagioclásio | 53   | 7,3  | 34,7 | 8,2 | 43,8 | 5,8 |
| quartzo      | 29,2 | 11,6 | 29,2 | 6,4 | 20,7 | 4,5 |
| microclina   | 5,5  | 7,8  | 31   | 9,3 | 15   | 4,2 |
| biotita      | 8,2  | 2,9  | 1,5  | 1,5 | 5,5  | 2,2 |
| hornblenda   | 1,7  | 3    | -    | -   | 12,3 | 4,5 |
| epídoto      | 0,8  | 1,1  | 1,9  | 1,5 | 0,9  | 0,9 |
| clorita      | 0,6  | 0,6  | 0,8  | 0,7 | 0,8  | 0,7 |
| moscovita    | 0,3  | 0,4  | 0,2  | 0,5 | 0,1  | 0,1 |
| opacos       | 0,6  | 0,8  | 0,3  | 0,3 | 0,8  | 1,2 |

Tabela 1 - Composição modal média do Tonalito Arco Verde (TAV), Granito Garantã (GG) e Granodiorito Rio Maria (GdRM).

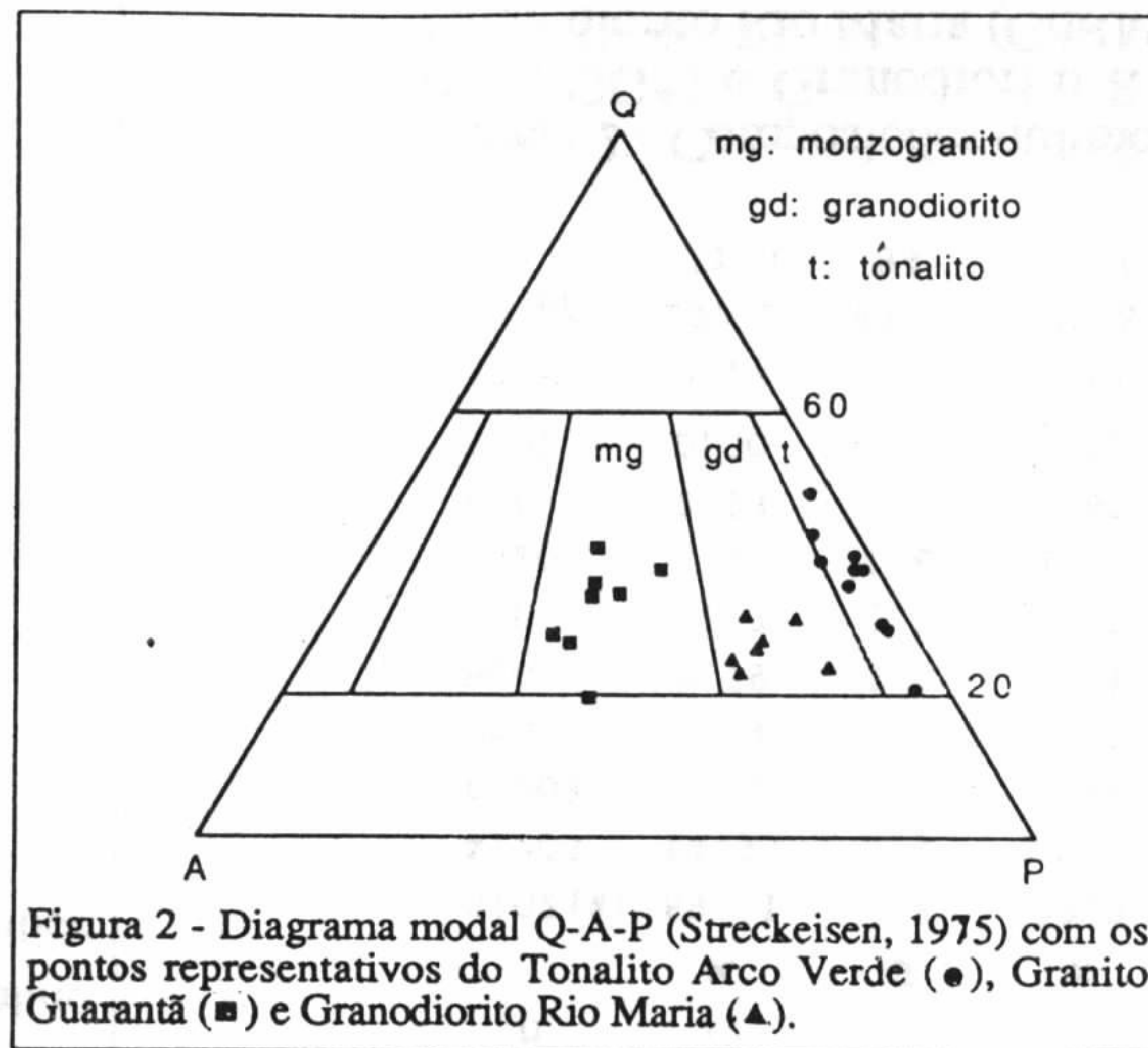


Figura 2 - Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1975) com os pontos representativos do Tonalito Arco Verde (●), Granito Garantã (■) e Granodiorito Rio Maria (▲).

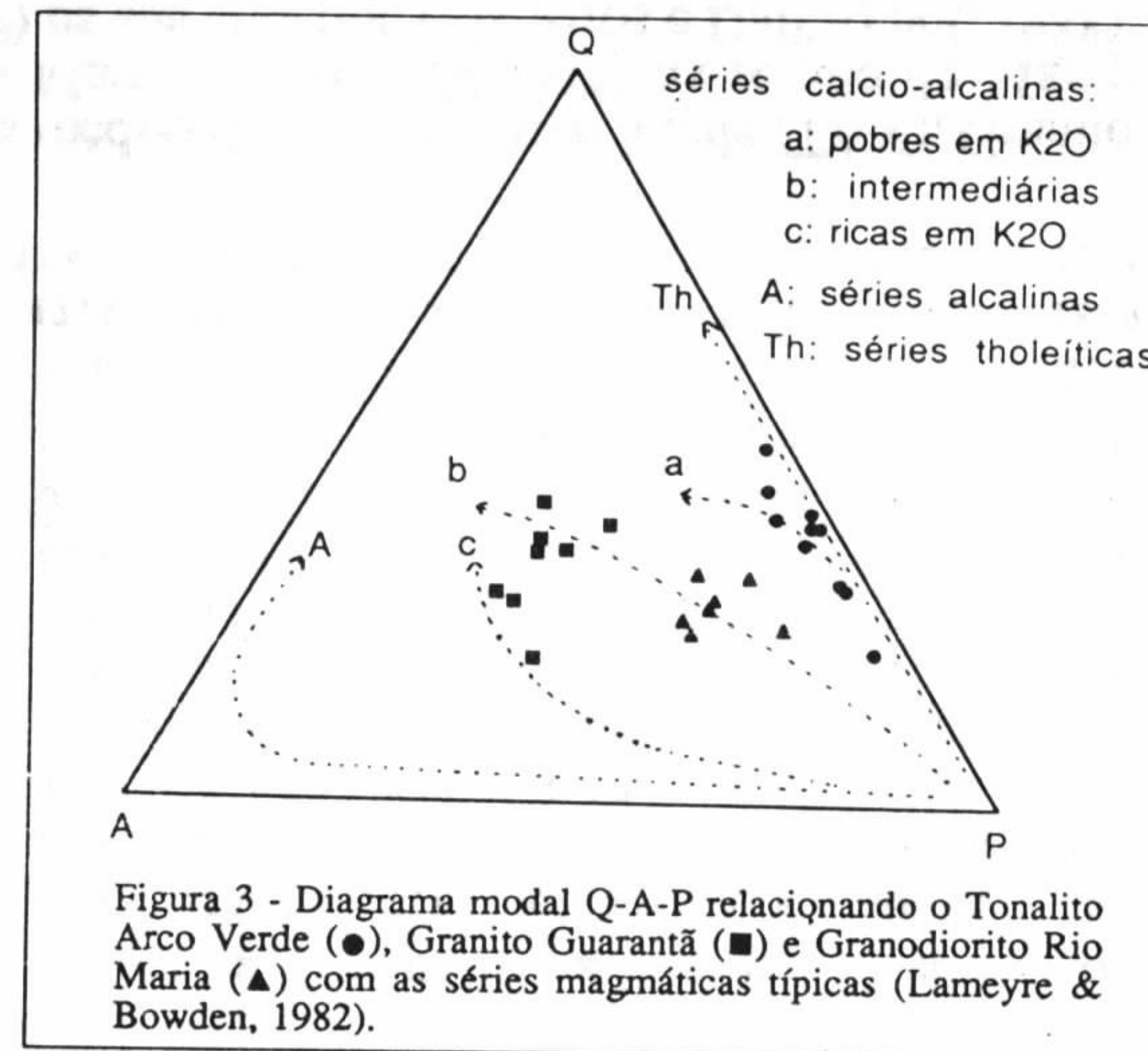


Figura 3 - Diagrama modal Q-A-P relacionando o Tonalito Arco Verde (●), Granito Garantã (■) e Granodiorito Rio Maria (▲) com as séries magmáticas típicas (Lameyre & Bowden, 1982).

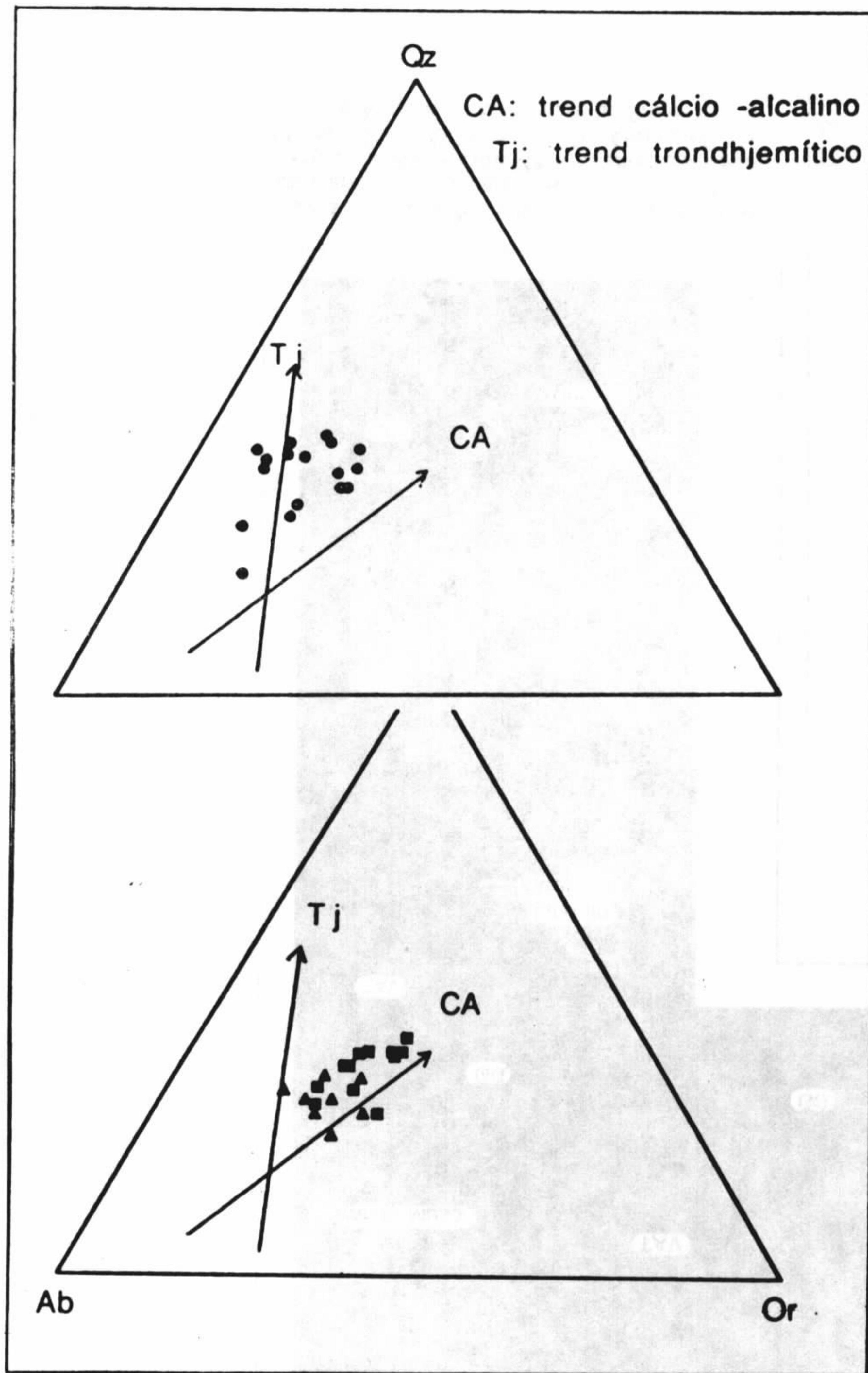


Figura 4 - Diagrama Q-Ab-Or (Barker & Arth, 1976) mostrando o caráter trondhjemítico do Tonalito Arco Verde (●) e calcio-alcalino do Granito Guarantã (■) e do Granodiorito Rio Maria (▲).

| n        | TAV   |      | GG    |       | GG*   |      | GdRM  |      | GdRM* |      | GdRM# |
|----------|-------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
|          | x     | σ    | x     | σ     | x     | σ    | x     | σ    | x     | σ    | x     |
| SiO2 (%) | 69.71 | 2.4  | 72.7  | 1.5   | 73.3  | 0.6  | 67.37 | 1.6  | 66.71 | 2    | 66.8  |
| Al2O3    | 14.93 | 0.9  | 14.11 | 0.8   | 13.35 | 0.3  | 14.3  | 0.8  | 15.56 | 0.5  | 15.2  |
| Fe2O3    | 3.23  | 0.7  | 1.84  | 1.3   | 2.01  | 0.3  | 4.17  | 0.6  | 3.34  | 0.6  | 4,20  |
| MnO      | 0.04  | 0.1  | 0.01  | 0.1   | 0.02  | 0.1  | 0.05  | 0.1  | 0.04  | 0.1  | 0.06  |
| MgO      | 0.79  | 0.3  | 0.51  | 0.6   | 0.61  | 0.2  | 2,10  | 0.6  | 1.35  | 0.8  | 1,90  |
| CaO      | 3.17  | 0.7  | 1.32  | 0.5   | 1.34  | 0.3  | 3,30  | 0.6  | 2.91  | 0.2  | 3,20  |
| Na2O     | 4.41  | 0.6  | 4.53  | 0.6   | 3.87  | 0.1  | 3,90  | 0.2  | 4.87  | 0.4  | 3,90  |
| K2O      | 2.23  | 0.8  | 3,60  | 0.9   | 4.46  | 0.2  | 3,50  | 0.5  | 2.68  | 0.4  | 3,40  |
| TiO2     | 0,30  | 0.1  | 0.21  | 0.2   | 0.19  | 0.1  | 0.35  | 0.1  | 0.38  | 0.1  | 0.39  |
| P2O5     | 0.17  | 0.1  | 0.13  | 0.1   | 0.17  | 0.1  | 0.22  | 0.1  | 0.19  | 0.1  | 0.14  |
| Rb (ppm) | 100.2 | 47.6 | 126.8 | 47.1  | 189.7 | 35   | 123.6 | 30.2 | 104.7 | 18.9 | 130   |
| Sr       | 271.3 | 84   | 317.6 | 174.5 | 337.3 | 40.2 | 491.8 | 33.7 | 612.7 | 21.4 | 528   |

Tabela 2 - Composições químicas médias do Tonalito Arco Verde (TAV), Granito Guarantã (GG, GG\*) e Granodiorito Rio Maria (GdRM, GdRM\*) na região de Marajoara e do Granodiorito Rio Maria (GdRM#) na sua área tipo (Medeiros e Dall'Agnol, 1988).

|                                                 | TTG arqueano | Tonalito Arco Verde          | Granito Guarantã            |      | Granodiorito Rio Maria        |       |       |
|-------------------------------------------------|--------------|------------------------------|-----------------------------|------|-------------------------------|-------|-------|
|                                                 |              |                              | GG                          | GG*  | GdRM                          | GdRM* | GdRM# |
| (Fe2O3 + MgO + TiO2) < 5                        |              | 4,32                         | 2,56                        | 2,81 | 6,62                          | 5,07  | 6,49  |
| (K2O/Na2O) < 0,5                                |              | 0,5                          | 0,8                         | 1,2  | 0,9                           | 0,55  | 0,9   |
| Número Mg < 0,45                                |              | 0,34                         | 0,38                        | 0,36 | 0,5                           | 0,45  | 0,48  |
| Diag. Qz-Ab-Or: trend T j                       |              | T j                          | CA                          |      | CA                            |       |       |
| Diag. Q-A-P: série calcio-alcalina pobre em K2O |              | calcio-alcalina pobre em K2O | intermediária a rica em K2O |      | calcio-alcalina intermediária |       |       |
| Pré a sin-cinemático                            |              | pré a sin-cinemático         | sin-cinemático              |      | sin a pós-cinemático          |       |       |

Tabela 3 - Comparação entre características de terrenos TTG Arqueanos (Martin, 1993) e dos granitóides arqueanos de Marajoara.

## THE WOLFRAMITE FROM THE ÁGUAS CLARAS GOLD DEPOSIT, CARAJÁS, BRAZIL.

**RÔMULO SIMÕES ANGÉLICA** - *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM e Mineralogisches Institut, Erlangen-Nürnberg University, Germany*

**MARCONDES LIMA DA COSTA** - *Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará*

**HERBERT PÖLLMANN** - *Mineralogisches Institut, Erlangen-Nürnberg University, Germany*

Anselmo José Monteiro dos Santos (in memoriam, 1963-1994 †)

**INTRODUCTION** - This paper reports the preliminary results about the mineralogy and geochemistry of the wolframite occurrence related to lateritized gossans in the Águas Claras area, Carajás region. This work is part of a major project, in conjunction with Docegeo with the objective of studying the gold bearing gossan occurrences in this area. The gossans derived from several primary sulphide-gold-bearing quartz veins that cut sedimentary sequences (Rio Fresco Group) and related to the Carajás granite emplacement.

Presently, the Carajás region is the main target in the mineral exploration in the Amazonian region, especially for gold and copper, and the knowledge of the mineralogical parageneses of the known ore-bodies and their weathered products can be an important supplementary tool together with the conventional geochemical methods in reaching this goal.

**GENERAL ASPECTS** - Minerals of the wolframite group from a complete solid solution series between the two end-members: ferberite ( $\text{FeWO}_4$ ) and hübnerite ( $\text{MnWO}_4$ ). After Palache et al., (1951) and Hsu (1976), the classic principal types of wolframite occurrence, that can be correlated to the Águas Claras area, are as follow: (1) in greisen, quartz-rich veins, or pegmatitic veins immediately associated with granitic intrusive rocks, so-called of pegmatitic origin; (2) in high-temperature hydrothermal veins, where associated minerals include various sulphides; and (3) in mesothermal veins, usually not immediately associated with deposits of the preceding types. In these environments wolframite can be associated with cassiterite, arsenopyrite, molybdenite, tourmaline, topaz, fluorite and other minerals. Little reference is given to the

association with gold. Several works were already done dealing with the stability relations of the two end members of the wolframite series in the hydrothermal system (Hsu, 1976); the application of the hübnerite:ferberite ratio as a Geothermometer (Moore and Howie, 1978); and also fluid-inclusions in wolframite-bearing quartz veins (Quilez et al., 1990). These studies can help in identifying the nature of the fluids and in the establishment of genetic models for the primary ore.

**MODES OF OCCURRENCE - Macroscopic aspects** - The wolframite was first described in the Águas Claras area by the geologists from Docegeo in the trench 35. In the beginning of the geological field work, it appeared as a frequent accessory mineral, both in the primary mineralization as in the outcropping ferruginous crusts (gossans and lateritic crusts). It was described as a resistate mineral and occurs associated with the iron oxides and hydroxides and quartz in the gossans. The color is black and the crystals range in size from mm to cm and can be found as irregular massive aggregates or also as tabular crystals giving bladed or lamellar habit and exhibiting the good {010} cleavage plane. In primary samples obtained through drill cores, it is frequently found in the primary sulphide zone associated with chalcopyrite and pyrite and quartz as gang mineral, with the same habits as in the gossans.

**Microscopic aspects** - The wolframite occurs frequently as xenomorphous crystals in irregular contacts or inclusions in quartz or sulphide grains. In the gossans it occurs involved by a red to brownish ferruginous (hematitic to goethitic) plasma that can also infiltrate itself into its cleavage planes. It can also be found in the core

of fibrous-radial concentric goethitic layers or concretions of colloidal origin, as the germ for the nucleation and development of these textures. Iron oxi-hydroxides pseudomorphic after cubic sulphides are also identified. The irregular or subrounded contours of many crystals in the supergene zone may be an evidence of etching by acid solutions during the sulphide weathering.

#### X-RAY DIFFRACTION PARAMETERS -

Powder diffraction data of the wolframite were collected using a Siemens D5000 automatic diffractometer using standard conditions: 35 KV, 20 mA, Cu  $K\alpha_1$  radiation (1,54050 Å),  $2\theta$  range 4-70°, 0.01°/1 sec. The figure 1 displays the diffraction pattern obtained for the wolframite from the Águas Claras area.

For the lattice parameter determination of the wolframite, silicon was applied as internal-standard. The lattice parameters were calculated and refined with a least-squares program using 21 reflections. The cell dimensions are reported in table 1 and compared with other data. They are compared to the ferberite end-member of the wolframite solid-solution, where it presents lattice parameters slightly smaller in comparison with the hübnerite Mn-rich end member. The observed and calculated reflexions are shown in the appendix and were compared with two different ferberites obtained from the JCPDS-cards.

**CRYSTALCHEMISTRY** - The microprobe analyses were made at Brasília University (Laboratório de Microsonda) both for the wolframite from the sulphide-bearing quartz veins and those from the gossans (Table 2). Samples were prepared as polished blocks and analysed by a Cameca SX50 automated electron probe microanalyser fitted with four wavelength-dispersive spectrometers (WDS) and a Kevex energy dispersive spectrometer (EDS). The present mean composition was obtained: ferberite:  $(Fe_{0.96}, Mn_{0.04})WO_4$ , for the samples from the gossan (Table 2); and ferberite:  $(Fe_{0.94}, Mn_{0.06})WO_4$ , for the samples from the primary sulphide zone. The results show that this mineral presents the same chemical composition in both environments (primary and supergenic) confirming the domain of the iron-rich end member. The MgO contents are below 0.12 %,

lower in the primary samples, as well as FeO, with relatively high contents ranging from 5.94-6.67 % . The  $Nb_2O_5$  contents are also relatively low (below 0.04 %). Wolframites with higher Nb contents are common and in the Barroca Grande mine values up to 7400 ppm  $Nb_2O_5$  were described in a hübnerite member (Polya, 1988).

**CONCLUSIONS** - These preliminary mineralogical studies allow to conclude that the wolframite from the Águas Claras is the ferberite type, with less than 1.6 % MnO in its structure and the calculated diffraction patterns and cell parameters confirm for this mineral. Its primary origin is related to the granitic event that took place in the area (Carajás granite) and further studies dealing with the nature of the fluids can help in interpreting the genesis of the primary ore. In the supergene environment it behaves as a typical resistate mineral without evident transformations through the supergene gossan and lateritic processes. Since it can be easily identified, it can be used as an important tool in the geochemical exploration for gold-bearing gossans and in the relation with primary gold-sulphide bearing bodies. Therefore, wolframite, and consequently tungsten, can be important pathfinder mineral/element for Au and W could be analysed in the first stages of geochemical prospecting or in follow-up phases. The studies that have been developed by the authors (Costa, 1993) have shown that in the Águas Claras or in the neighbouring areas other minerals (as tourmalines and cassiterite) and elements (B, Sn and Mo) can play similar important role and also be successfully used in gold geochemical exploration programs.

**ACKNOWLEDGEMENTS** - We would like to thank CVRD and Docegeo for the permission to work in the Águas Claras area and for the financial support in the field and laboratory works through the project "Geoquímica do ouro supergênico e associados no alvo Águas Claras", and their geologists Alselmo Soares and Luis Pedro Martins in the geological field work. We are also grateful to the Geosciences Department of the Brasília University (UnB) for the permission to conduct the microprobe analysis.



#### REFERENCES

- COSTA, M.L. 1993. Geoquímica do ouro e associados do alvo Águas Claras, Carajás, Pará. Unpublished final report, CVRD /DOCEGEO Project, 44 p.
- PALACHE, C.; BERMAN, H.; FRONDEL, C. 1951. The system of Mineralogy, 7th ed. v II. John Wiley & Sons, New York, 1124 p.
- HSU, L.C. 1976. The stability relations of the wolframite series. *Amer. Mineral.*, 61: 944-955.
- MOORE, F. & HOWIE, R.A. 1978. Application of the hübnerite:ferberite ratio as a geothermometer. *Mineral. Deposita*, 13: 391-397.
- POLYA, D.A. 1988. Compositional variations in wolframites from the Barroca Brande mine, Portugal: evidence for fault-controlled ore formation. *Mineral. Mag.*, 52:497-503.
- QUILEZ, E.; SIERRA, J.; VINDEL, E. 1990. A fluid-inclusion study and genetic model of wolframite-bearing quartz veins, Garganta de los Montes, Spanish Central System. *Mineral. Mag.*, 54:267-278.

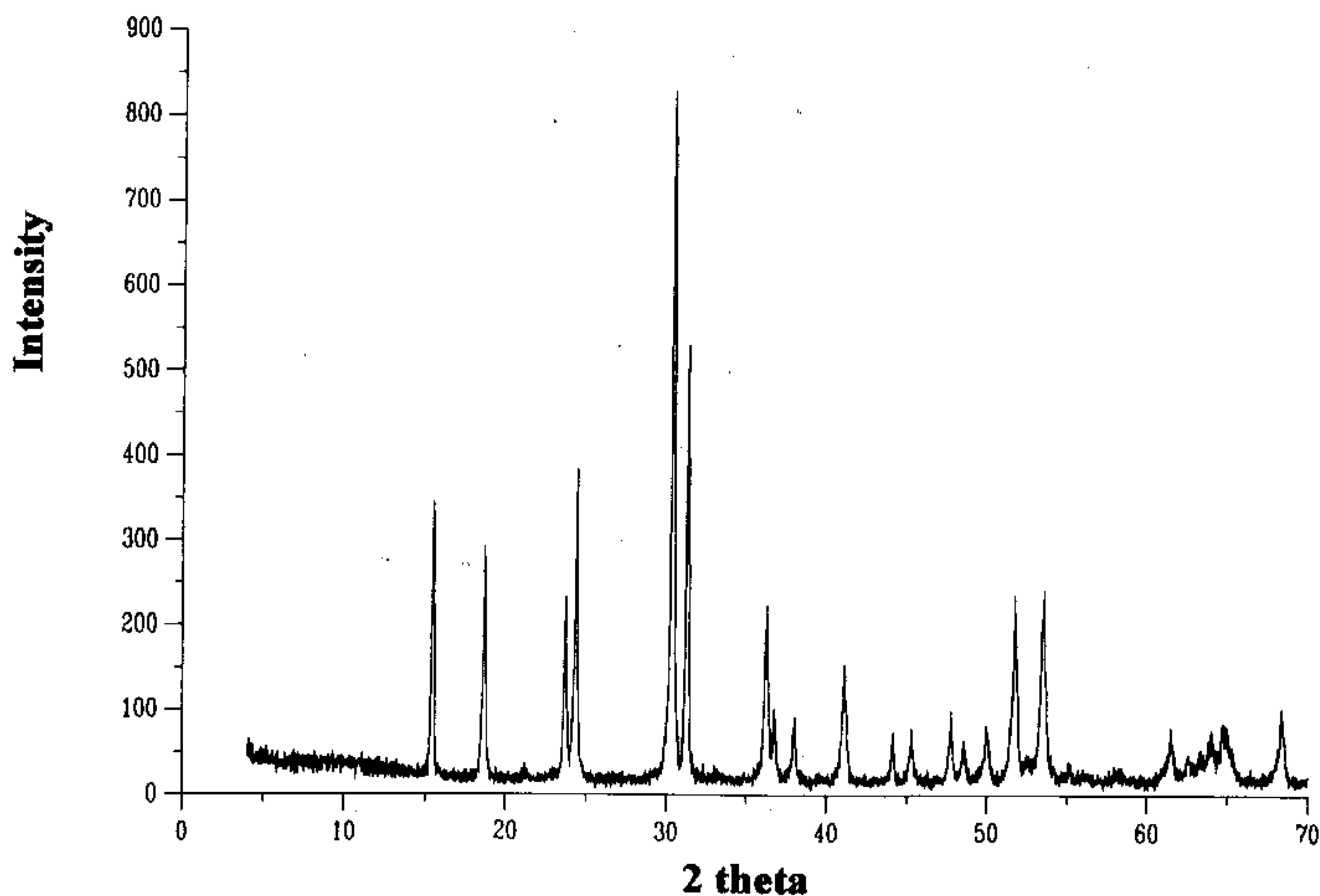
**Table 1 - Comparison of lattice parameters of different wolframites obtained from the JCPDS-cards in parenthesis.**

|                      | a     | b     | c     | B     |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|
| 1 this work          | 4.74  | 5.71  | 4.97  | 89.94 |
| 2 ferberite (12-792) | 4.734 | 5.708 | 4.965 | 90.00 |
| 3 ferberite (21-436) | 4.73  | 5.703 | 4.952 | 90.00 |
| 4 ferberite (27-256) | 4.75  | 5.72  | 4.97  | 90.17 |
| 7 hübnerite (13-434) | 4.79  | 5.74  | 4.99  | 90.28 |

**Table 2 - Wolframite: Microprobe analysis from the gossans (1,2,3) and primary sulphide zone (4,5).**

|                                | 1       | 2      | 3       | Mean    | 4      | 5      | Mean   |
|--------------------------------|---------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|
| WO <sub>3</sub>                | 74.98   | 75.16  | 75.62   | 75.25   | 74.466 | 73.678 | 74.072 |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0.00    | 0.00   | 0.039   | 0.013   | 0.00   | 0.008  | 0.004  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.38   | 17.12  | 17.21   | 17.24   | 16.777 | 16.845 | 16.811 |
| MgO                            | 0.126   | 0.124  | 0.08    | 0.11    | 0.060  | 0.021  | 0.040  |
| MnO                            | 0.914   | 1.134  | 1.606   | 1.217   | 1.356  | 1.496  | 1.426  |
| FeO                            | 6.669   | 6.335  | 5.937   | 6.314   | 6.068  | 6.026  | 6.047  |
| Total                          | 100.069 | 99.873 | 100.492 | 100.144 | 98.727 | 98.074 | 98.400 |

Ferberite (gossans):  $(\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.04})\text{WO}_4$ ; Ferberite (sulphide):  $(\text{Fe}_{0.94}\text{Mn}_{0.06})\text{WO}_4$



**Fig. 1 - Diffraction pattern of wolframite from the Águas Claras area.**

## PRIMEIRA INTEGRAÇÃO DAS INVESTIGAÇÕES GEOLÓGICAS DO PROGRAMA GRANDE CARAJÁS NA REGIÃO SSE DO ESTADO DO PARÁ

**ORLANDO JOSÉ B. DE ARAÚJO** - CPRM-Belém  
**EDÉSIO MARIA B. MACAMBIRA** - CPRM-Belém  
**ARMINIO G. VALE** - CPRM-Belém  
**JOSAFÁ RIBEIRO DE OLIVEIRA** - CPRM-Belém  
**CARLOS SANTOS SILVA NETO** - CPRM-Belém  
**EXPEDITO JORGE DE SOUZA COSTA** - CPRM-Belém  
**ALFREU DOS SANTOS** - CPRM-Belém  
**JOÃO INFANTE DE C. PENA FILHO** - CPRM-Belém  
**AGILDO PINA NEVES** - CPRM-Belém  
**XAFI DA SILVA JORGE JOÃO** - CPRM-Belém  
**JOÃO BATISTA SENA COSTA** - CG/UFPa

Vários mapas geológicos em escala de 1:250.000 já foram gerados através do Programa Grande Carajás, os quais expressam enormes avanços na caracterização das unidades litoestratigráficas e dos arranjos estruturais, e na definição da natureza dos compartimentos geotectônicos. Neste trabalho são apresentados os traços gerais da primeira tentativa de integração dos mapas geológicos correspondentes às folhas SB.22-X-C (Serra Pelada), SB.22-Z-A (Serra dos Carajás), SB.22-Y-B (São Félix do Xingu) e SB.22-Z-C (Xinguara) (Figura 1).

Trata-se da área limitada pelos paralelos 5° e 8° S e meridianos 52° e 49°30' WGr, cujos principais polos de ocupação são as cidades de São Félix do Xingu, Tucumã, Núcleo Urbanos N5, Xinguara e Rio Maria.

Nesta área ocorrem unidades litoestratigráficas e sistemas estruturais pertencentes ao Terreno Granito-"Greenstone" de Rio Maria (TGGRM) e aos Cinturões Itacaiunas (CI), Pau D'arco (CPD) e Araguaia (CA), além de unidades vulcânicas e sedimentares, e corpos de granitos e de rochas máfico-ultráficas associados às bacias do Proterozóico.

O TGGRM, situado preferencialmente na porção central da folha Xinguara, é formado por gnaisses de composição trondhjemitica (Thondhjemitito Mogno), sequências metavulcano-sedimentares (grupos Tucumã e Andorinhas) e corpos de granodioritos (Granodiorito Rio Maria) e de granitos (Granito Mata

Surrão). Os gnaisses são interpretados como testemunhos do embasamento, sobre o qual se instalaram as rochas dos grupos Tucumã e Andorinhas, e apresentam estruturas planares voltadas para NE e suavemente inclinadas para SE. As rochas dos grupos Tucumã e Andorinhas dispõem-se em faixas orientadas nas direções WNW-ESE, E-W e NE-SW, envolvem principalmente os corpos granodioríticos e apresentam estruturação interna decorrente de movimentações direcionais, sobressaindo-se as estruturas transpressivas simétricas, algumas com a parte interna pouco deformada.

O CI, imediatamente a norte do TGGRM, inclui na sua constituição faixas e lentes de gnaisses granulíticos (Complexo Pium), de gnaisses tonalíticos e granodioríticos parcialmente migmatizados (Complexo Xingu), de rochas metavulcânicas e metassedimentares (grupos Misteriosa, Tapirapé, Rio Novo, Grão Pará, São Félix e outros) e de granitos gnaissificados (Suíte Plaquê), cujas relações estruturais são definidas através de zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes orientadas preferencialmente na direção WNW-ESE. As zonas tangenciais compõem sistemas imbricados, encontram-se projetadas sobretudo nas regiões de contato entre as diversas unidades litoestratigráficas e algumas representam planos de descolamento que propiciaram o soerguimento de frações de rochas granulíticas da crosta inferior. As

zonas transcorrentes fazem parte de sistemas direcionais Y,P e R' caracterizados por diversas bacias preenchidas por sequências vulcano-sedimentares e submetidas à transpressão.

O CPD, situado a Sul do TGGRM, é constituído essencialmente por gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados (Gnaiss Arco Verde), além de corpos de granodioritos e granitos milonitizados e correlacionados ao Granodiorito Rio Maria e Granito Mata Surrão, respectivamente. Sua estruturação compreende uma foliação milonítica orientada na direção E-W e inclinada fortemente para N ou para S, e uma lineação do estiramento sub-horizontal sugerindo a dominância de movimentação direcional. Mais a sul da região abordada, onde o CPD tem grande expressão, ocorrem faixas de rochas supracrustais (Grupo Serra do Inajá) em meio aos gnaisses tonalíticos e com registros de estruturas tangenciais modificadas por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Corpos de granitóides tipo Parauari, e de

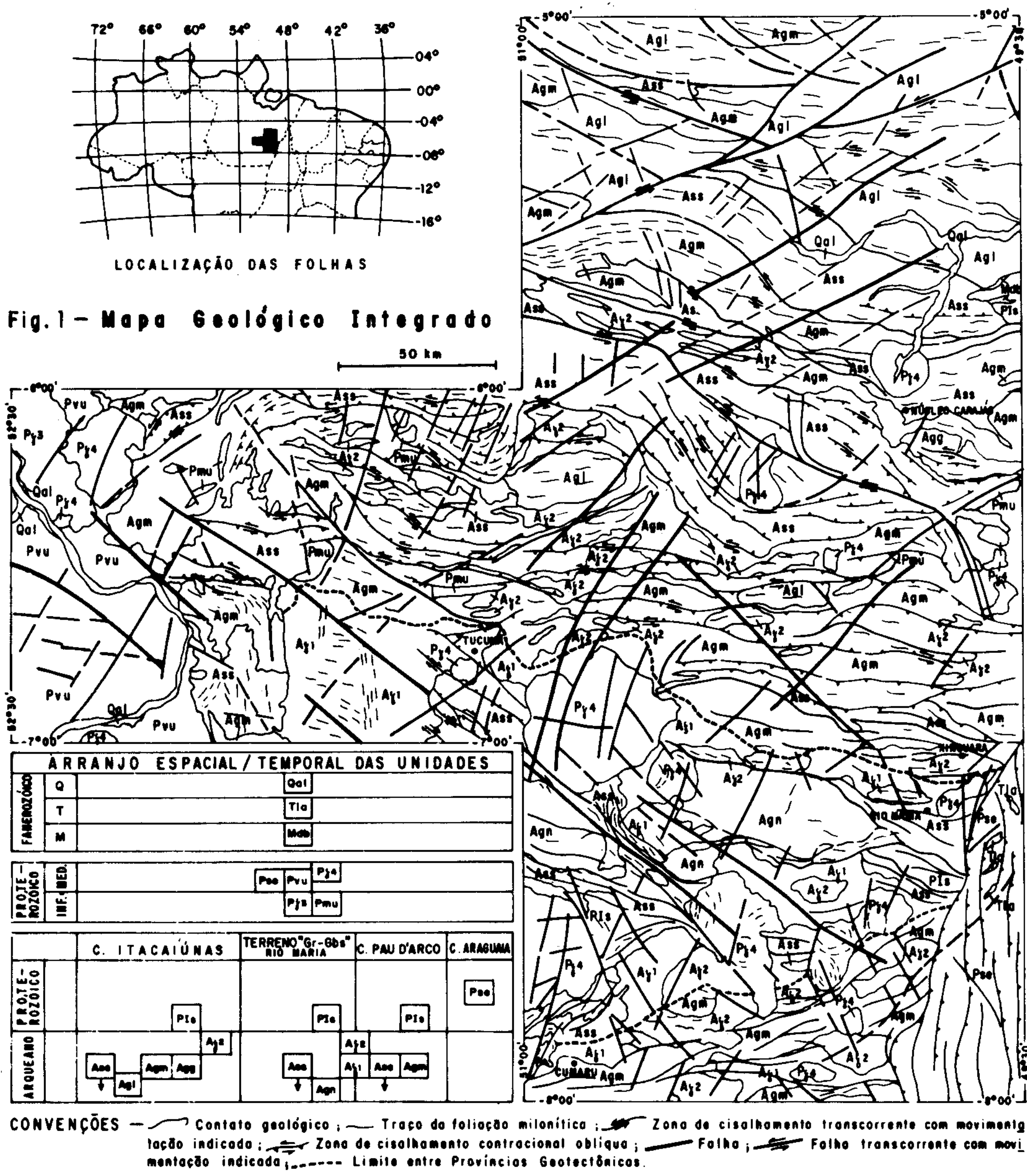
máficas e ultramáficas tipo Sta. Inês, Vermelho e a Suíte Intrusiva Cateté são atribuídos ao Proterozóico Inferior.

As bacias do Proterozóico Médio são alongadas na direção WNW-ESE e acham-se preenchidas por rochas vulcânicas do Grupo Uatumã e restritos pacotes sedimentares a exemplo daquele atribuído à Formação Triunfo. O estágio de conhecimento dessas bacias é precário e, no momento, não se pode descartar a interpretação que considera os sedimentos do Grupo Paredão e da Formação Rio Fresco como parte do preenchimento. A este quadro associam-se também vários corpos de granitos rapakives, a exemplo do Granito Central e Assemelhados.

O CA, melhor exposto nas porções leste das folhas Xinguara e Redenção, é formado por faixas submeridianas de ardósias, filitos e quartzitos do Grupo Tocantins, além de corpos alongados de rochas máficas e ultramáficas. Sua estruturação caracteriza-se pela presença de zonas de cisalhamento tangenciais inclinadas para leste.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 164p. il. 30 cm.
- MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.- Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Texto. Belém - DNPM/CPRM. (No Prelo).
- OLIVEIRA, J.R.; COSTA, E.J.S.; SILVA NETO, C.S.S.- Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará. Texto. Belém - DNPM-CPRM (No Prelo)
- PENA FILHO, J.I.C.; SANTOS, A.- Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Xinguara. Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Texto. Belém - DNPM-CPRM (Em Preparação).
- NEVES, A.P.; VALE, A.G. - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Redenção. Folha SC.22-X-A. Estado do Pará. Texto. Belém - DNPM/CPRM (Em Preparação).



Qal - ALUVIÕES; Tla - LATERITOS; Mdb - DIABÁSIOS; Pj4 - GRANITOS CIGANO, VELHO GUILHERME, ANTÔNIO VICENTE, CARAJÁS, SERINGA, MATA SAIA, MUSA, JAMON, GRADAÚS; Pse - FORMAÇÃO TRIUNFO, GRUPO TOCANTINS; Pvu - GRUPO UATUMÃ; Pj3 - GRANITO PARAUARI; Pmu - GABRO STA. INÊS, U. MÁFICAS VERMELHO E CATETÊ; Pis - GRUPOS PAREDÃO, GOROTIRE, RIO FRESCO; Ass - GRUPOS MISTERIOSA, TAPIRAPÊ, BURITIRAMA, GRÃO PARÁ, SALOBO, ALTO BONITO, SÃO FÉLIX, SÃO SEBASTIÃO, AQUIRÍ, RIO NOVO, SAPUCAIA, TUCUMÃ, ANDORINHAS, GRADAÚS, INAJÁ; Ajs - GRANITOS PLAQUÊ, XINGUARA, MATA SURREÃO; Aji - GRANODIORITO RIO MARIA; Agg - GNAISSE ESTRELA; Agm - COMPLEXOS XINGU E ARCO VERDE; Agi - COMPLEXOS GRANULÍTICOS PIUM E BACAJAI; Agn - TRONDHEJEMITO MOGNO.

\* Este mapa integrado na escala de 1:1.000.000, estará disponível a partir de julho/94 em todas as Bibliotecas Ligadas a Geociências. O mesmo, é baseado e adaptado dos trabalhos de ARAÚJO & MAIA (1991), MACAMBIRA & VALE (NO PRELO), OLIVEIRA, SILVA NETO & COSTA (NO PRELO) e SANTOS & PENA FILHO (EM ELABORAÇÃO).

## O GRANITO REDENÇÃO (SUL DO PARÁ): NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS Pb-Pb E Rb-Sr.

ALAYDE ALFAIA BARBOSA<sup>1</sup>

JEAN-MICHEL LAFON<sup>1</sup>

AGILDO PINA NEVES<sup>2</sup>

ARMÍNIO GONÇALVES VALE<sup>2</sup>

1. *Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará*

2. *Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - SUREG/Belém*

**INTRODUÇÃO** - O Proterozóico da Amazônia Oriental é caracterizado por uma intensa atividade magmática. Apesar dos numerosos estudos geocronológicos realizados nesses últimos anos, os dados obtidos, essencialmente pelos métodos Rb-Sr e K-Ar, não permitiram solucionar todos os problemas relativos a geocronologia desse magmatismo. Neste trabalho, são apresentados novos resultados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr em rocha total, obtidos para o Granito Redenção, a sul da Província Mineral de Carajás e discutidas as conseqüências desses resultados para a evolução do plutonismo anorogênico proterozóico da Amazônia Oriental.

**O MAGMATISMO PROTEROZÓICO DA AMAZÔNIA ORIENTAL** - O regime distensivo que dominou durante o Proterozóico na Amazônia Oriental foi marcado por um importante vulcanismo intermediário à ácido, pela intrusão de batólitos graníticos e pela deposição de sedimentos de plataforma. As relações genéticas existentes entre os granitos e o vulcanismo não foram claramente elucidadas (Dall'Agnol et al., 1994), entretanto os dados geocronológicos disponíveis até o momento sugerem que eles sejam contemporâneos (Teixeira et al., 1989). As características petrológicas e geoquímicas bem como a distribuição no tempo desses granitos já foram objetos de vários trabalhos de síntese (Dall'Agnol et al., 1987, 1994; Teixeira et al., 1989; Macambira et al., 1990). Os mesmos constituem plutons que cortam todas as unidades geológicas arqueanas e apresentam uma composição modal monzogranítica a sienogranítica. Texturas rapakivi foram localmente descritas. Do ponto de vista

geoquímico, tratam-se de granitos meta-aluminosos ou per-aluminosos similares aos granitos tipo A e aos granitos intraplaca. Os dados petrológicos, geoquímicos e os isotópos do Sr sugerem uma origem essencialmente crustal para esses granitos (Macambira et al., 1990; Dall'Agnol et al., 1994).

Várias propostas foram apresentadas para individualizar as diferentes fases desse magmatismo em suites graníticas distintas com base em critérios petrológicos, nas relações com o vulcanismo, nas mineralizações associadas e na idade das diferentes intrusões, porém nenhuma conclusão satisfatória foi até agora obtida (Hirata et al., 1982; Santos & Reis Neto, 1982; Dall'Agnol et al., 1984; Tassinari et al., 1984). Os dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar disponíveis definiram um intervalo entre 1,85 Ga e 1,35 Ga para a formação desses granitos (Gomes et al., 1975; Tassinari et al., 1984; Dall'Agnol et al., 1984; Gastal et al., 1987; Gonzalez et al., 1988). Os primeiros dados U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total forneceram idades de 1,87-1,88 Ga (Machado et al., 1991; Rodrigues et al., 1992), sugerindo um curto intervalo de tempo para esse magmatismo.

**CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL** - A região de Redenção representa a continuidade, a sul da Província Mineral de Carajás, sendo limitada a leste pela Faixa Orogênica Araguaia. O Complexo Xingu, de idade arqueana, é considerado a unidade mais antiga da área e constitui o embasamento metamórfico da região. Após a implantação desse complexo, instalaram-se os "greenstones" do Supergrupo Serra do Inajá (Ilanhez et al., 1980; Cunha et al., 1981). Os mesmos autores

citaram a ocorrência do Supergrupo Uatumã, posicionado estratigraficamente acima destas unidades e constituído por vulcanismo ácido à intermediário (Formação Iriri) com idade Rb-Sr de  $1856 \pm 29$  Ma, associado às rochas intrusivas e sub-vulcânicas da Suíte Intrusiva Rio Dourado com idade Rb-Sr de  $1737 \pm 50$  Ma. Posteriormente, depositaram-se os sedimentos de bacia da Formação Gorotire. Um novo evento magmático foi responsável pela intrusão dos corpos graníticos da Suíte Tarumã com idade Rb-Sr de  $1641 \pm 22$  Ma e foi seguido pela formação de novas bacias sedimentares. Finalmente, encerrando as atividades plutônicas na área, desenvolveu-se a Suíte Intrusiva Redenção.

O Granito Redenção ocorre nos arredores da cidade de Redenção. De acordo com Montalvão et al. (1982), este "stock" granítico sub-circular de composição monzogranítica apresenta ampla variação textural, dada principalmente pela relação dos tamanhos dos cristais. Há variedades microcristalinas, pórfiras e termos equigranulares finos a grossos. Esses últimos apresentam texturas xenomórficas a hipidiomórficas, às vezes rapakivíticas. Cunha et al. (1981) citaram uma idade Rb-Sr convencional de  $685 \pm 30$  Ma para o corpo, enquanto que Tassinari et al. (1984) obtiveram uma idade Rb-Sr isocrônica de  $1350 \pm 80$  Ma proposta como a idade de cristalização do granito.

**RESULTADOS ANALÍTICOS E DISCUSSÃO** - As análises isotópicas Rb-Sr e Pb-Pb foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa seguindo os procedimentos analíticos descritos em Gastal et al. (1987) e Rodrigues et al. (1992), respectivamente.

1. Resultados Rb-Sr: Cinco amostras de rocha total foram analisadas pelo método Rb-Sr. No diagrama isocrônico (figura 1), os pontos experimentais forneceram uma idade de  $1801 \pm 126$  Ma ( $1\sigma$ ) e  $I_{Sr}$  de  $0,70635 \pm 0,00725$  (MSWD 1,46). As amostras analisadas apresentaram uma variação reduzida das razões Rb/Sr ( $1,18 < Rb/Sr < 1,73$ ), responsável pelo alto desvio sobre a idade obtida. O erro elevado sobre a razão isotópica inicial

impede uma interpretação genética da mesma. 2. Resultados Pb-Pb: Cinco amostras de rocha total e uma amostra de feldspato foram analisadas pelo método Pb-Pb. No diagrama isocrônico  $^{207}Pb/^{204}Pb$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (figura 2), o alinhamento obtido forneceu uma idade de  $1892 \pm 89$  Ma ( $1\sigma$ ) com MSWD = 7,82. Novamente as variações reduzidas das razões isotópicas do Pb ( $14,95 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 22,61$  e  $15,09 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 15,94$ ) provocaram um desvio elevado sobre a idade obtida.

A idade de  $1801 \pm 126$  Ma obtida para o Granito Redenção pelo método Rb-Sr é similar àquelas anteriormente publicadas para os outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Por outro lado, este resultado é significativamente superior à idade de  $1350 \pm 80$  Ma considerada até agora como a idade de cristalização do corpo. O fato de ter-se encontrado idades muito diferentes pelo método Rb-Sr, em função das amostras selecionadas no mesmo corpo, confirma as limitações do método Rb-Sr para a datação desse tipo de granito, como já havia sido sugerido em trabalhos anteriores (Gastal et al., 1987; Gonzalez et al., 1988; Macambira et al., 1990). Quanto a idade Rb-Sr convencional de  $685 \pm 30$  Ma, a mesma deve ser considerada como resultado de uma reabertura do sistema Rb-Sr, provavelmente ligada à influência da Faixa Orogênica Araguaia.

A idade Pb-Pb de  $1892 \pm 89$  Ma pode ser interpretada como sendo a idade da cristalização do Granito Redenção. Esta idade, apesar de apresentar um erro elevado, é similar às idades U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total obtidos para os granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás e da região de Tucumã - São Felix do Xingu (Machado et al., 1991; Rodrigues et al., 1992). Os dados apresentados permitem confirmar que a formação dos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental ocorreu em um curto intervalo de tempo durante o Proterozóico Inferior. A existência de uma sucessão de eventos magmáticos de diferentes idades ou de um evento magmático do Proterozóico Médio na Amazônia Oriental deve ser reconsiderada.

Finalmente, esses novos resultados

geocronológicos obtidos para o Granito Redenção implicam em uma revisão da cronologia detalhada dos eventos magmáticos

e da sedimentação durante o Proterozóico na região de Redenção, estabelecida a partir de dados Rb-Sr.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. Folha SC.22 - Tocantins, Projeto RADAMBRASIL, DNPM, 22, pp.21-196.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SYMP. GEOL. AMAZ., 2, Manaus, 1984. Anais...Manaus, SBG, p. 59-74.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JOÃO, X.S.J.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: A review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17: 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton. *Geochronological, Petrological and Geochemical aspects, Mineralogy and Petrology*, 50: 113-138.
- 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 Central., *Geochimica Bras.*, 1: 247-259.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from Serra dos Carajás area, Northern Brazil, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 939-945.
- GONÇALEZ, M.C.B.; DALL'AGNOL, R.; ANGELIM, E.P.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SENTA, N. 1988. Geologia do Maciço anorogênico Cigano, vale do Rio Parauapebas - PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG, vol.3, p.1132-1146.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.C.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. Anais...Belém, SBG, vol. 1, p. 100-108.
- IANHEZ, A.C.; SOUSA, A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. 1980. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá - Santana do Araguaia. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. Anais...Camboriú, vol.5, p.2918-2928.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; JOÃO, X.S.J.; COSTI, H.T. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: Uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 20: 258-266.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D.; 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49: 329-354.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais...Salvador. SBG, vol.2, p.520-548.
- RODRIGUES, E.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Anais...São Paulo, SBG, vol.1, p.183-184.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais...Salvador. SBG, v.1, p. 339-348.



TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogénicas relacionadas à granitogênese do cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, vol. 6, p.2963-2977.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications, Precamb. Res., 42: 213-227.

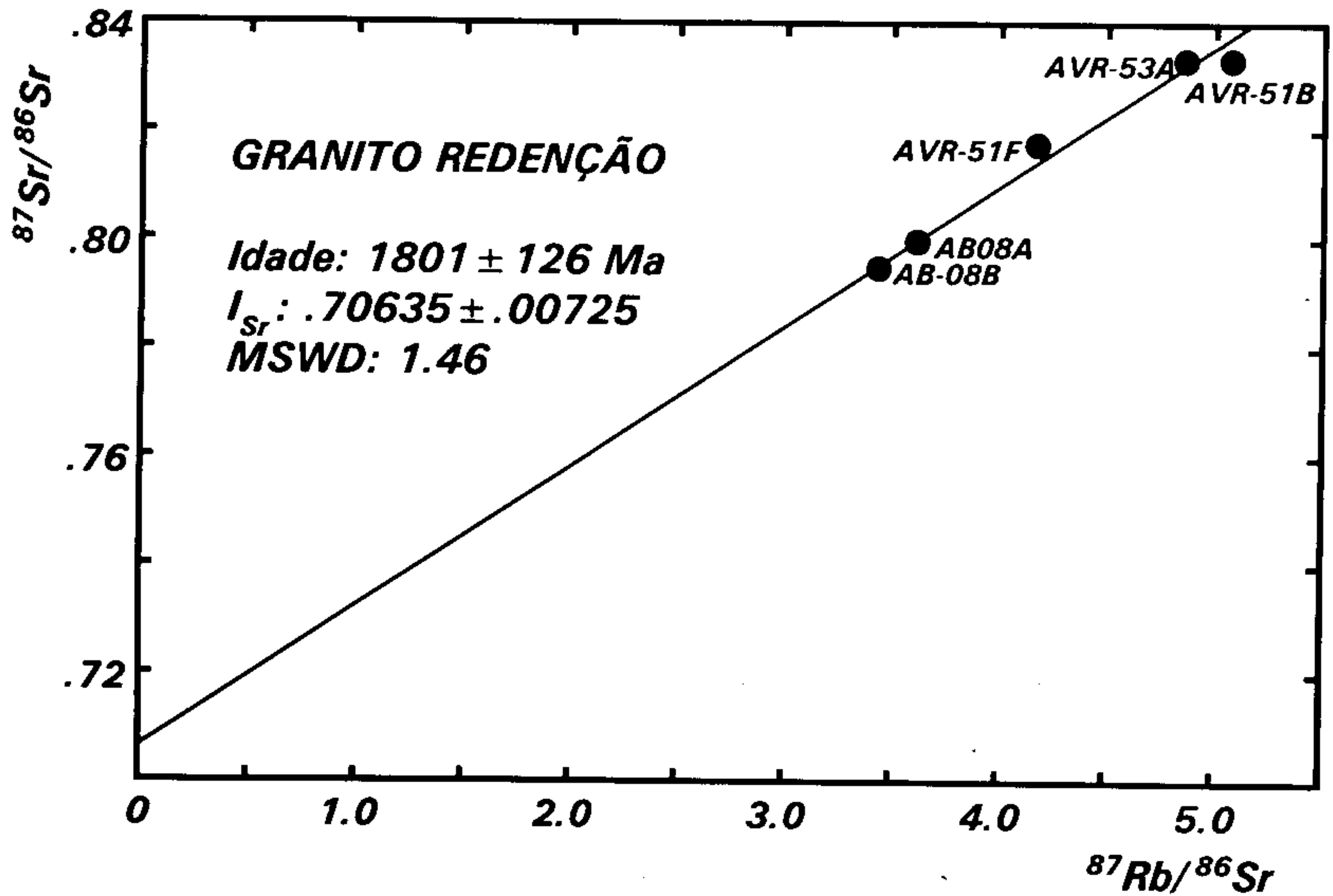


Figura 1: Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Granito Redenção

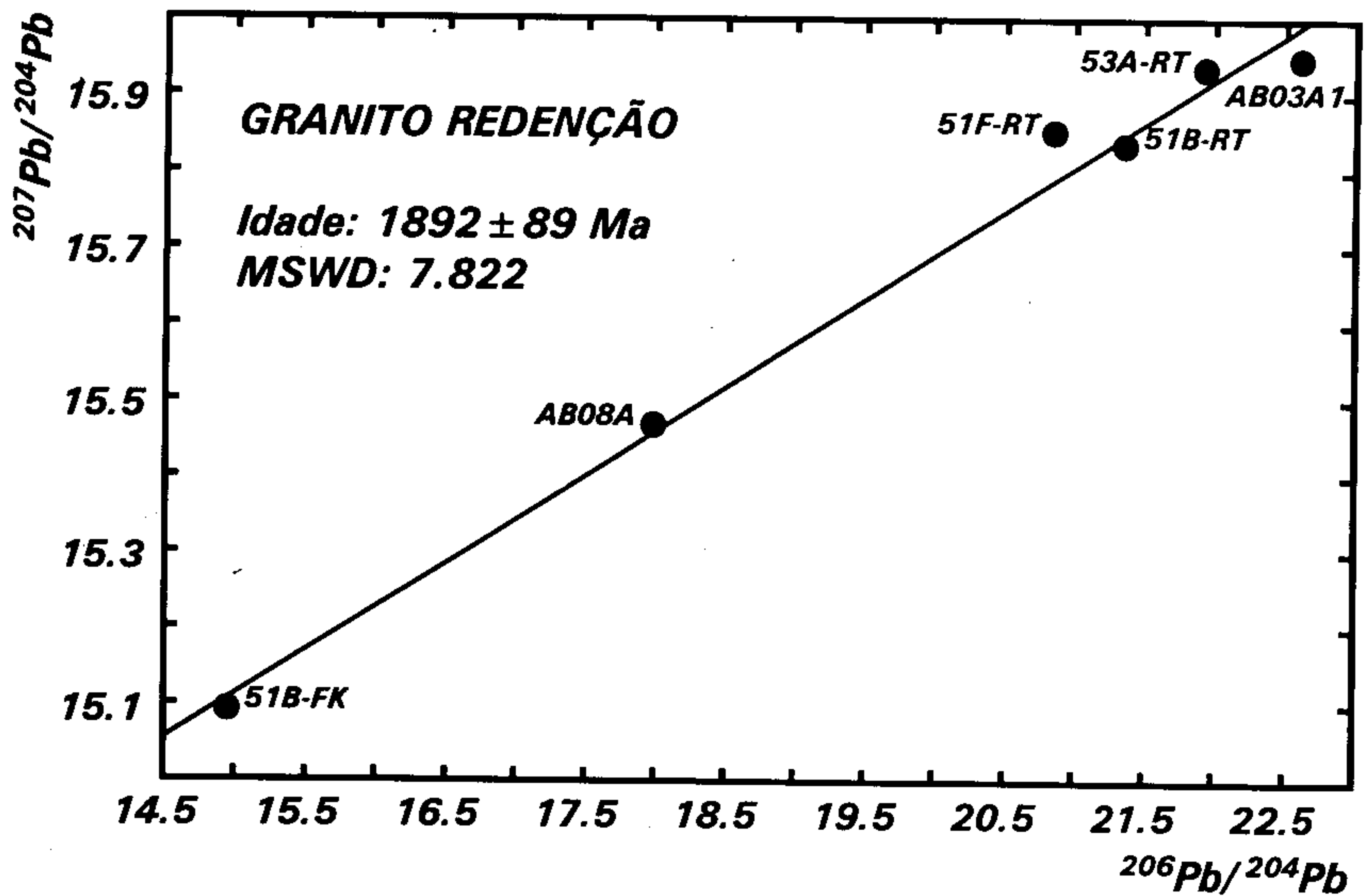


Figura 2: Diagrama isocrônico Pb-Pb para o Granito Redenção

## **GRANITO SERRA DOS CARAJÁS: UMA DISCUSSÃO SOBRE O SEU POTENCIAL METALOGENÉTICO PARA ESTANHO COM BASE EM ESTUDOS NA BORDA OESTE DO CORPO.**

**CARLOS EDUARDO DE M. BARROS** - *Centro de Geociências-UFPA*

**ROBERTO DALL'AGNOL** - *Centro de Geociências-UFPA*

**EDUARDO ANGELIM DE PONTES VIEIRA** - *DOCEGEO - Distrito Amazônia*

**MARÍLIA S. DE MAGALHÃES** - *Centro de Geociências-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Silva et al. (1974) distinguiram na Amazônia Oriental duas grandes suites de granitos anorogênicos: os granitos tipo Serra dos Carajás, tidos como mais antigos e não mineralizados em estanho, e os granitos tipo Velho Guilherme, considerados mais jovens e estaníferos. Estudos mais recentes mostraram as dificuldades existentes para distinguir essas duas gerações de granitos anorogênicos na região (Dall'Agnol et al. 1986), bem como as idades similares dos Granitos Serra dos Carajás (GSC; Machado et al. 1991) e Velho Guilherme (Lafon et al. 1993). Rios (1991) demonstrou que as rochas que constituem a porção norte do batólito do GSC não apresentam características petrográficas e geoquímicas de granitos especializados em estanho. Porém, a existência de expressivas anomalias de estanho, descobertas por geólogos da DOCEGEO, em sedimentos de corrente situados nas encaixantes a oeste do GSC, induziu a realização de estudos na sua borda oeste.

Os aspectos diagnósticos dos granitos especializados em estanho da Amazônia Oriental foram discutidos por Dall'Agnol et al. (no prelo) e servirão de base para a discussão a seguir, onde serão confrontadas as características petrográficas e geoquímicas dos granitos da borda oeste do GSC e aquelas dos granitos especializados em estanho.

**PETROGRAFIA E TRANSFORMAÇÕES TARDIA PÓS-MAGMÁTICAS** - O GSC é formado essencialmente por monzo a sienogranitos. O anfibólio é um mineral varietal importante em grande número de amostras, embora muitas vezes a biotita seja a única fase máfica relativamente abundante. Em termos texturais, predominam rochas de grão

grosso, sendo os tipos médios e finos muito subordinados, comumente ocorrendo em veios. As transformações tardi a pós-magmáticas não costumam ser muito intensas, restringindo-se geralmente à saussuritização e cloritização parciais de plagioclásios e biotitas, respectivamente. Por sua vez, os granitos especializados têm quase sempre grão médio ou médio a fino, não costumam conter anfibólio e apresentam transformações deutéricas intensas, marcadas pela albitização do feldspato potássico, descalcificação total dos plagioclásios, muscovitização de plagioclásios, biotitas e, em certos casos, feldspatos potássicos. Neles, é comum também a presença de siderofilita e topázio, minerais até o momento não descritos no GSC.

**OCORRÊNCIAS DE GREISENS E ROCHAS RICAS EM ALBITA** - As principais mineralizações primárias de estanho na Amazônia estão relacionadas a greisens e albita granitos. Embora sejam frequentes as ocorrências de rochas hidrotermalizadas, bem como de rochas ricas em turmalina, no setor oeste do GSC, não foram encontrados aí greisens típicos. Rochas ricas em albita também estão ausentes. Isso se reflete na ausência de ocorrências primárias expressivas de cassiterita neste setor.

**MINERAIS OPACOS E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)** - O GSC comporta-se em termos de SM de modo análogo ao Granito Cigano e, em certa medida, como as rochas não especializadas do Granito Antonio Vicente. Ele não apresenta, portanto, os valores extremamente baixos de SM que são característicos dos granitos estaníferos da Amazônia (Magalhães et al., inédito). A

presença de magnetita no GSC, embora não muito abundante, também é significativa, pois tal mineral não costuma ocorrer nos granitos especializados. Logo, apesar da existência de algumas analogias entre o GSC e o Granito Antonio Vicente, constata-se que o primeiro não exhibe o comportamento típico dos granitos estaníferos.

#### **CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS -**

Em granitos especializados para cassiterita observa-se nas fácies mais evoluídas enriquecimento em Rb e razões Rb/Sr e Rb/Zr muito elevadas. Este comportamento não é verificado nas rochas da porção oeste do GSC, nem mesmo nas amostras alteradas hidrotermalmente. As razões K/Rb também são um bom indicador do caráter especializado dos granitos, pois seus valores costumam ser muito baixos nos mesmos. Nas amostras estudadas da borda oeste do GSC, esse decréscimo acentuado não é observado.

Uma comparação com base no padrão de ETR, envolvendo os granitos estaníferos e o GSC, mostra igualmente algumas diferenças entre eles. Os granitos estaníferos são caracterizados pelos teores relativamente baixos de ETRL e elevados de ETRP, o que resulta em padrões horizontalizados ou subhorizontalizados, e também pela presença de anomalias negativas de Eu extremamente acentuadas. No caso do GSC não se verifica tal comportamento dos ETRL e ETRP, nem, tampouco, anomalias de Eu com tais características.

O GSC certamente continha teores significativos de flúor, como indica a presença de fluorita entre os seus minerais acessórios. Porém, o caráter pouco acentuado das transformações tardi a pós-magmáticas sugere que o conteúdo deste elemento no magma gerador das fácies estudadas não era muito elevado, contrariamente ao que se observa em granitos especializados, onde o flúor desempenha um papel fundamental na gênese de mineralizações.

**GEOQUÍMICA DO Sn EM SEDIMENTOS DE CORRENTE** - A equipe da DOCEGEO efetuou uma amostragem sistemática de sedimentos de corrente na folha 1:100.000

onde se situa o GSC. Excetuando pouquíssimas amostras provenientes da borda leste e oeste do corpo granítico, no domínio em que o mesmo aflora tem-se sistematicamente valores muito baixos de estanho. Esse quadro contrasta vivamente com o que se observa nas encaixantes a noroeste do corpo, onde foram registrados valores muito elevados e extremamente anômalos para estanho.

Essas anomalias de estanho revelam a existência de fontes primárias não muito distantes do local onde foram registradas. Essas fontes poderiam ainda existir ou terem sido erodidas. De qualquer modo, as anomalias verificadas a noroeste do corpo indicam a presença de mineralizações expressivas de estanho nessa área. Em princípio se poderia admitir a existência de cúpulas mineralizadas na borda oeste do GSC, as quais teriam sido erodidas, originando as atuais concentrações de estanho. Porém, fica difícil justificar porque não haveriam indícios de concentrações análogas no interior do corpo, pois há diversas drenagens que nascem na sua borda oeste e correm para leste. Além disso, há anomalias que são dificilmente relacionáveis ao corpo granítico aflorante.

**DISCUSSÃO E CONCLUSÕES** - As evidências apresentadas indicam a existência de mineralizações primárias fora da atual área aflorante do corpo granítico. As possíveis fontes de tais mineralizações não são óbvias, podendo se tratar de apófises do corpo ou simplesmente sua extensão em subsuperfície, formadas por rochas distintas das aflorantes no corpo e especializadas para estanho. Outra possibilidade seria a existência de exogreisens ou albita granitos não identificados até o momento.

Em relação ao GSC, considerando apenas a sua porção aflorante e os dados geoquímicos disponíveis, há poucas indicações de que existam mineralizações expressivas associadas às variedades de rocha presentes no mesmo, pois são granitos não especializados para estanho. Isso não implica que não possam existir fácies distintas dessas, geoquimicamente mais evoluídas e especializadas, fora dos contornos atuais do maciço, que poderiam

gerar as mineralizações identificadas. É ilógico supor que as anomalias para estanho identificadas não tenham nenhuma relação com o GSC, porém devem necessariamente existir ou ter existido a noroeste do corpo,

rochas subaflorantes, não identificadas ou erodidas, distintas daquelas expostas no batólito, e que seriam responsáveis pelas mineralizações.

#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.;  
MAGALHÃES, M.S. (no prelo). Diag-  
n o s  
tic features of tin-specialized anorogenic

granites of the Eastern Amazonian Region.  
*Anais Acad. Bras. Ciências.*

## MAPEAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS COM USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA A DEFINIÇÃO DE ÁREAS PRIORITÁRIAS À PROSPECÇÃO PARA OURO NA SERRA DOS CARAJÁS

IZABEL CRISTINA FRANCHITTO CECARELLI - *Imagem Sensoriamento Remoto S/c Ltda.*  
JUÉRCIO TAVARES DE MATTOS - *INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*

**INTRODUÇÃO** - Na prospecção de um bem mineral, todo prospector tem diante de si, três questões básicas:

- Em determinada área, existe possibilidade de depósito?

- Se existe, mediante a erosão, o que dele sobrou?

- Do que sobrou, em que estágio intempérico se encontra?

Apoiado nessa premissa, este trabalho utilizou-se de metodologia baseada na análise e interpretação de imagens orbitais multiespectrais para o desenvolvimento de um prospecto para ouro, em regiões densamente florestadas, mediante a ocorrência de evidências de mineralização, num modelo prospectivo epigenético.

A área mapeada (3091 Km<sup>2</sup>), em escala 1:100.000 localiza-se à sul-sudeste do Estado do Pará, na Serra dos Carajás, como resultado de projeto finalizado em meados de 1992 (IMAGEM, 1992).

**METODOLOGIA** - A metodologia utilizada constitui-se da análise e interpretação de imagem multiespectral obtida pelo sensor TM (Thematic Mapper) do satélite Landsat-5 (reprodução fotográfica processada pelo INPE), na banda 4, escala 1:100.000 para a elaboração dos mapas litogênico, fisiográfico, e morfoestrutural.

A integração dos dados contidos nestes mapas e dos dados de campo levaram à elaboração do mapa de áreas indicativas de prioridade para a prospecção.

Descreve-se à seguir as etapas para a extração e análise dos elementos de imagem que levaram à convergência de evidências esperadas para um modelo prospectivo epigenético.

**Análise Litogênica** - O mapa litogênico, constituiu-se no resultado de informações extraídas das imagens Landsat, correlacionadas com dados litológicos pré existentes da área.

O método empregado teve como princípio, o fato de que o relevo e a drenagem tendem a desenvolver feições e formas específicas em função de fatores litológicos e estruturais.

Os elementos utilizados na análise foram as quebras negativas de relevo, assimetria de drenagem, elementos lineares de relevo e de drenagem e formas de encosta.

**Análise fisiográfica** - Na análise fisiográfica da região, procurou-se determinar a distribuição das diversas formas de relevo e além de determinar se essas formas são originalmente erosivas ou deposicionais, com ou sem influência estrutural.

Na análise de imagens orbitais, a delimitação das unidades fisiográficas foi feita com base na identificação de seu posicionamento altimétrico relativo, no grau de dissecação das superfícies e na forma topográfica.

**Análise morfoestrutural** - O método adotado para a elaboração do mapa morfoestrutural baseou-se na análise dos elementos de drenagem, a qual consistiu basicamente na caracterização das formas e intensidade de estruturação dos seus elementos. Na fase de interpretação procurou-se identificar o significado geológico que as diferentes formas e estruturas da drenagem apresentam, como elementos que refletem as estruturas geológicas.

A combinação das diversas formas de drenagem é um importante fator de análise morfoestrutural, pois individualmente cada forma pode representar apenas um controle morfológico relacionado a topos e formas de

erosão.

Para a análise morfoestrutural, seguiu-se a seguinte sistemática de extração de dados:

- a) Extração da rede de drenagem e análise de assimetria:** a rede de drenagem foi extraída no máximo detalhe permitido pela imagem utilizada, com especial cuidado dirigido à drenagem de primeira ordem. Indicações de direção e sentido do mergulho estrutural foram inferidos através das formas assimétricas da rede de drenagem.
- b) Traçado de linhas de forma:** sobre cópia do mapa da rede de drenagem com as indicações de assimetria, foram traçadas as linhas de forma (linhas de contorno estrutural não cotadas).  
O traçado das linhas de forma baseou-se principalmente na disposição das indicações de assimetria de drenagem, nas formas anelares radiais e suas relações de vizinhança com todas as estruturas identificadas.  
Essas linhas representam a tendência regional da disposição dos estratos em subsuperfície. Localmente, nas áreas onde ocorre uma perturbação do mergulho dos estratos, as linhas de forma refletem a existência da estrutura perturbadora e a disposição geométrica que ela assume em subsuperfície. Também pela disposição espacial das linhas de forma, foram definidos os altos e baixos estruturais da área.
- c) Determinação das zonas homólogas de drenagem (trends de traços de fraturas unidirecionais):** sobre reprodução do mapa de drenagem realizou-se a análise da tropia dos elementos de drenagem de primeira ordem e foram traçados os limites dos principais "trends" que exibiam controles direcionais bem definidos.  
Os "trends" de drenagem foram interpretados como traços de fraturas, reflexo em superfície, de falhas profundas. Quando possível foram identificados os blocos alto e baixo.
- d) Extração e análise de descontinuidades estruturais (lineamentos estruturais):** foram extraídos os alinhamentos de

drenagem e alinhamentos tonais, os quais foram interpretados como lineamentos estruturais, constituindo as principais descontinuidades estruturais regionais da área.

Foram analisadas todas as interseções de lineamentos (sistemas conjugados) dentro de um elipsóide de deformação. Esta análise foi feita para definir as principais direções de  $e_1$  na área e conseqüentemente, as zonas positivas que ocorrem segundo o diedro de fraturamento de uma zona de cisalhamento.

Todas as interseções de lineamentos representativas de um sistema conjugado, tiveram as suas direções do  $e_1$  associado medidas, achando-se a partir daí um médio para cada direção principal. As prováveis direções de  $e_1$  na área foram marcadas para verificação em campo.

- e) Extração de lineações de drenagem (mapa de fraturas):** Para extração das lineações de drenagem, foram considerados os elementos de drenagem fortemente estruturados unidirecionalmente e de formas retilíneas. Essas lineações foram interpretadas como traços de fratura. A foliação cataclástica provocada pelo cisalhamento foi extraída como traço de fratura, por ser uma foliação de rompimento. A foliação metamórfica e traços de acamamento não foram consideradas.
- f) Determinação dos trends de fraturamento:** sobre reprodução do mapa de fraturas, foram analisados e demarcados todos os elementos dispostos como um feixe, exibindo controle direcional bem definido.  
Estas faixas ("trends") foram interpretadas como sendo o reflexo em superfície de falhamentos profundos no embasamento.
- g) Definição dos máximos 1 e 2 de fraturamento e suas zonas de variação:** sobre cópia do mapa de fraturas foram definidos os máximos 1 e 2 de traços de fratura.  
A priori, os dois máximos encontrados são representativos das duas principais frequências de direções de traços de fraturas. Sobre os mapas de máximos 1 e 2 de fraturamento, foram indicadas as zonas onde ocorreram variações na direção geral

destes máximos. As variações na direção dos máximos 1 e 2 foram interpretadas como resultado de anomalias estruturais locais (zonas de maior variação de tensão).

**b) Trabalhos de campo:** foram percorridos todos os acessos da área, efetuando-se medidas estruturais em todos os afloramentos encontrados. Foram levantadas as principais direções estruturais para correlação com as estruturas identificadas na imagem, coletando-se medidas de foliação metamórfica, foliação cataclástica, lineações minerais e de interseção e fraturas (juntas e falhas). Especial atenção foi dada à sinais de movimento e preenchimento de fraturas, às relações entre os diversos sistemas de juntas encontrados e ao posicionamento litoestrutural dos corpos e blocos em relação ao processo deformacional ocorrido.

**RESULTADOS OBTIDOS** - A análise e integração dos dados litogênicos, fisiográficos e morfoestruturais, levaram à composição de um mapa de integração de dados, com a identificação de 17 áreas propícias à pesquisa, em detalhe, para ouro e/ou sulfetos metálicos, correspondendo à zonas de influência da convergência de evidências que levaram à sua demarcação, na escala de trabalho utilizada.

Na definição de áreas favoráveis à prospecção, em primeira instância, foram observados os critérios morfoestruturais.

Observou-se na área, as regiões de intersecção de lineamentos estruturais (sistema conjugado) interpretado dentro de um elipsóide de deformação. Definiu-se assim a principal direção de esforços compressivos ( $e_1$ ) e conseqüentemente, as zonas positivas (altos estruturais) que ocorrem segundo o diedro de fraturamento de uma zona de cisalhamento. A intersecção de lineamentos estruturais definiu lineamentos de mesma geração que se cruzam sistematicamente, obedecendo um padrão regional em um processo cisalhante.

A direção do esforço compressivo regional ( $e_1$ ) foi estimada em torno de N75E, variando localmente. A direção geral da zona de cisalhamento na área trabalhada foi estimada

em torno de N50W, mais ou menos 5°.

Foram analisados também os "trends" estruturais, obtidos à partir das zonas homólogas de drenagem. Esses "trends" foram associados à movimentos verticais (inversos ou normais), agindo como condutos naturais a fluidos mineralizantes. Os blocos alto e baixo associados a cada "trend" foram indentificados, estando o bloco alto em situação mais favorável à concentração dos fluidos.

Os "trends" de fraturamento foram interpretados como reflexo de falhas de grande rejeito horizontal. Estes foram considerados e assinalados no mapa como "trends" direcionais quando interceptaram os cruzamentos de lineamentos estruturais em posição aproximadamente normal ao  $e_1$ .

As zonas de variação de máximos de fraturamento representam a variação local do diedro de rompimento. Estes máximos indicam as principais direções de fraturamento e suas zonas de variação representam anomalias locais. O máximo 1 de fraturamento praticamente não variou na área, mantendo direção quase constante em torno de N40-50W e foi associado diretamente à direção geral do cisalhamento. O máximo 2 por sua vez, apresentou zonas de variação distribuídas por toda a área e foi associado às estruturas originadas no período de deformações frágeis (rúpteis).

Por fim, as linhas de contorno estrutural não cotadas, além de indicarem a tendência regional dos estratos, permitiram a definição dos altos e baixos estruturais. Estas regiões de altos estruturais foram consideradas mais favoráveis à prospecção pela maior proximidade da superfície e por apresentarem estruturas tracionais, abertas, favoráveis a preenchimentos.

Após a análise e interpretações morfoestrutural acima mencionadas, foram consideradas a litogia e a fisiografia na seleção das áreas favoráveis.

A fisiografia, no que diz respeito às unidades mapeadas e seus diferentes graus de dissecação, reflete diretamente o estágio erosional do terreno. Essas informações são de grande valia num processo de tomada de decisão na avaliação do depósito mineral.



Através dessas superfícies pode-se inferir o grau de intemperismo e a dimensão do pacote rochoso existente entre a superfície e as zonas mais ricamente mineralizadas.

**CONCLUSÕES** - A metodologia aqui proposta, definindo um modelo prospectivo para mineralização epigenética em ouro e sulfetos, sob a ótica do sensoriamento remoto, pode direcionar e agilizar os trabalhos de pesquisa e prospecção, principalmente em regiões de difícil acesso, e densa cobertura vegetal.

Numa priorização de áreas para prospecção,

a convergência de evidências deve obedecer a seqüência: existência de intersecção de sistemas conjugados, alto estrutural, variação de máximos, "trend" direcional ou "trend" vertical, litologia favorável e pouco arrasamento.

As áreas selecionadas para constituir um depósito através desta técnica, deverão ser tratadas em semi-detalle e detalhe com técnicas de sensoriamento remoto de maior resolução, incluindo geofísica terrestre e química total do solo antes de se estabelecer locais para furos de sondagem.

#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

IMAGEM, 1992. Mapeamento e integração de dados com uso de técnicas de sensoriamento remoto para a definição de áreas prioritárias à prospecção para ouro na

Serra dos Carajás, 1992, São José dos Campos, SP, 53 p., Relatório técnico final.

## PANORAMA TECTONO-ESTRUTURAL DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ

**JOÃO BATISTA SENA COSTA** - *CG/UFPa*

**ORLANDO JOSÉ BARROS DE ARAÚJO** - *CPRM-Belém*

**XAFI DA SILVA JORGE JOÃO** - *CPRM-Belém*

**RAIMUNDO GERALDO NOBRE MAIA** - *CPRM-Belém*

**EDÉSIO MARIA BUENANO MACAMBIRA** - *CPRM-Belém*

**ARMÍNIO GONÇALVES VALE** - *CPRM-Belém*

**ALFREU DOS SANTOS** - *CPRM-Belém*

**JOÃO INFANTE DE CARVALHO PENA FILHO** - *CPRM-Belém*

**AGILDO PINA NEVES** - *CPRM-Belém*

Em decorrência das investigações geológicas realizadas através do Programa Grande Carajás (CPRM) e dos projetos de pesquisa (UFPa) apoiados pelo PADCT-FINEP, tornou-se possível a caracterização dos eventos termo-tectônicos que edificaram o segmento crustal da região sudeste do Estado do Pará. A natureza desses eventos e os elementos lito-estruturais gerados são apresentados e discutidos neste trabalho (Figura 1).

O evento mais antigo, do final do Arqueano, expressa-se através de três compartimentos tectônicos, denominados Sul, Central e Norte, para fins de descrição.

O compartimento Sul compreende a área situada imediatamente a sul da cidade de Rio Maria, estende-se pelo menos até a região da Serra do Inajá e inclui na sua constituição gnaisses tonalíticos migmatizados, corpos de granitóide estratóides e sequências metavulcano-sedimentares. A ocorrência das rochas supracrustais e dos granitóides como faixas e lentes em meio aos gnaisses, define o acamamento orientado preferencialmente na direção E-W; trata-se de uma geometria resultante de forte deformação por milonitização, cuja movimentação relacionada se concentra nas regiões de contato e gera as principais zonas de cisalhamento. Internamente, todos os tipos litológicos apresentam trama planar subvertical, formada pela orientação preferencial de minerais e agregados de minerais (xistosidade) ou pela alternância de lentes e bandas de rochas de composições distintas (aleitamento composicional). A xistosidade acha-se bem impressa nas rochas

metavulcânicas e nas frações de granulação fina dos gnaisses e granitóides, e o aleitamento composicional é visto com frequência nas formações ferríferas, e onde há corpos de mobilizados quartzo-feldspáticos ou de rochas máficas intercaladas nos gnaisses. Os principais minerais constituintes dos vários tipos petrográficos e os diversos corpos geológicos estão sistematicamente estirados na direção do traço da trama planar, definindo uma lineação sub-horizontal e sugerindo dominância de movimentos direcionais. Por outro lado, em alguns pontos, sobretudo no âmbito das rochas supracrustais, ainda é possível restaurar lineações com fortes mergulhos, indicando movimentos tangenciais pretéritos, os quais podem ter gerado a imbricação das unidades litoestratigráficas que se verifica a nível regional.

O compartimento Central corresponde à área situada entre as cidades de Xinguara e Rio Maria, estende-se para Oeste em direção as cidades de Cumaru e Tucumã, e é constituído por várias faixas de sequências metavulcano-sedimentares, envolvendo corpos de granitóides e frações lenticulares de gnaisses do embasamento. A sua estruturação caracteriza-se pela presença de vários feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes, orientados nas direções E-W, NW-SE e NE-SW, projetados principalmente no domínio das rochas supracrustais e realçados por duplexes transpressivos ao longo de suas direções. O duplex Serra das Andorinhas é formado por um conjunto divergente de zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas concentradas nas interfaces

granitóides-metavulcânicas e metavulcânicas-metassedimentos, e na sua porção central, onde prevalecem rochas metassedimentares, dominam amplas dobras. Essa geometria repete-se no duplex transpressivo de Cumaru, o qual se liga com o duplex Serra das Andorinhas, através de um segmento direcional que passa na cidade de Rio Maria e tem orientação geral E-W. Duplexes transpressivos orientados na direção NW-SE já foram descritos na região de Tucumã (Costa et al, 1993) e Identidade (Souza et al, 1988). No extremo nordeste do compartimento, as zonas de cisalhamento também compõem um duplex, mas com orientação preferencial NE-SW. Vê-se, portanto, que há duplexes desenvolvidos nas direções E-W, NW-SE e NE-SW, os quais devem ter sido controlados pelas geometrias criadas na fase de transtensão; como a cinemática é dextral, vincula-se os duplexes orientados nas direções E-W, NW-SE e NE-SW aos sistemas Y/D, R e P, respectivamente. Nos gnaisses do embasamento essa movimentação direcional se expressa através de zonas de cisalhamento discretas que não impõem fortes modificações na geometria da foliação milonítica orientada preferencialmente na direção N30-50E; esta trama planar se relaciona a um evento compressivo antigo, em condições de fácies anfíbolito.

O compartimento Norte abarca faixas de rochas granulíticas e de seqüências metavulcano-sedimentares em meio a gnaisses diversos migmatizados, além de corpos de granitóides estratóides, e suas estruturas principais são zonas de cisalhamento que compõem sistemas imbricados e transcorrentes. O melhor exemplo de sistema imbricado encontra-se a sul da Serra dos Carajás, é formado por zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas e suavemente inclinadas para Sul, e tem uma lineação de estiramento de direção NNE-SSW mergulhando para SSW. Algumas zonas de cisalhamento tangenciais representam descolamentos, que promoveram o soerguimento de porções da crosta inferior. Os sistemas transcorrentes orientam-se nas direções WNW-ESE (Carajás, Cinzento e Castanheira)

e N-S (Araraquara), e apresentam movimentação sinistral e dextral, respectivamente; nos dois casos, reconhecem-se duplexes que experimentaram transtensão seguida de transpressão na progressão dos movimentos direcionais (Araújo et al, 1988; Costa & Siqueira, 1991; Araújo et al, 1992; Costa et al, 1993).

O desenvolvimento desses compartimentos é entendido através de um evento termo-tectônico que inicia com movimentos tangenciais, transmitidos de Sul para Norte, e evoluem para movimentos essencialmente direcionais.

No Proterozóico, esta região foi afetada por movimentos extensionais que geraram falhas normais e de transferência orientadas respectivamente, nas direções NW-SE e NE-SW. As coberturas vulcânicas e sedimentares, as intrusões básico-ultrabásicas e os granitos anorogênicos estão intimamente relacionados a este evento termo-tectônico.

O outro evento termo-tectônico expressa-se através do Cinturão Araguaia, ocupando o extremo Leste-Sudeste da área. Na sua constituição distinguem-se faixas de ardósias, filitos e quartzitos, e corpos de rochas máficas e ultramáficas orientadas na direção N-S e relacionados através de zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas inclinadas para Leste; existem, também, zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção NNW-SSE e interpretadas como rampas laterais. Segundo Hasui & Costa (1990), este evento refere-se a um ciclo distensivo-compressivo: a fase distensiva gerou uma bacia assimétrica preenchida por sedimentos marinhos e rochas máficas e ultramáficas; a fase compressiva criou sistemas imbricados e impôs modificações importantes no quadro estratigráfico. Na área estudada, os dados litoestruturais corroboram esta interpretação.

No Fanerozóico, a região Sudeste do Estado do Pará funcionou como área fonte de parte dos sedimentos instalados nas bacias paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas adjacentes.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMERICANO GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém: SBG. p.324-331
- ARAÚJO, O.J.B.; COSTA, J.B.S., PINHEIRO, R.V.L.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SIQUEIRA, J.B. 1992. Arcabouço estrutural do Complexo de bacias transcorrentes Arqueanas da Região da Serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Resumos Expandidos ... São Paulo: SBG. v.1, p.547-549.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; ARAÚJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; JORGE JOÃO, X.S. 1993. Evolução lito-estrutural da Região de São Felix do Xingu - Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc, 12 (2). no prelo.
- 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(1/4): 234-238.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. 1990. O cinturão Araguaia: o novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal. SBG, v.6. p.2535-2549.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do "Greenstone Belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, Sul do Pará. In CONG. BRAS. DE GEOL., 35, Belém, 1988. Anais ...Belém. SBG, v.3. p.1453-1467.

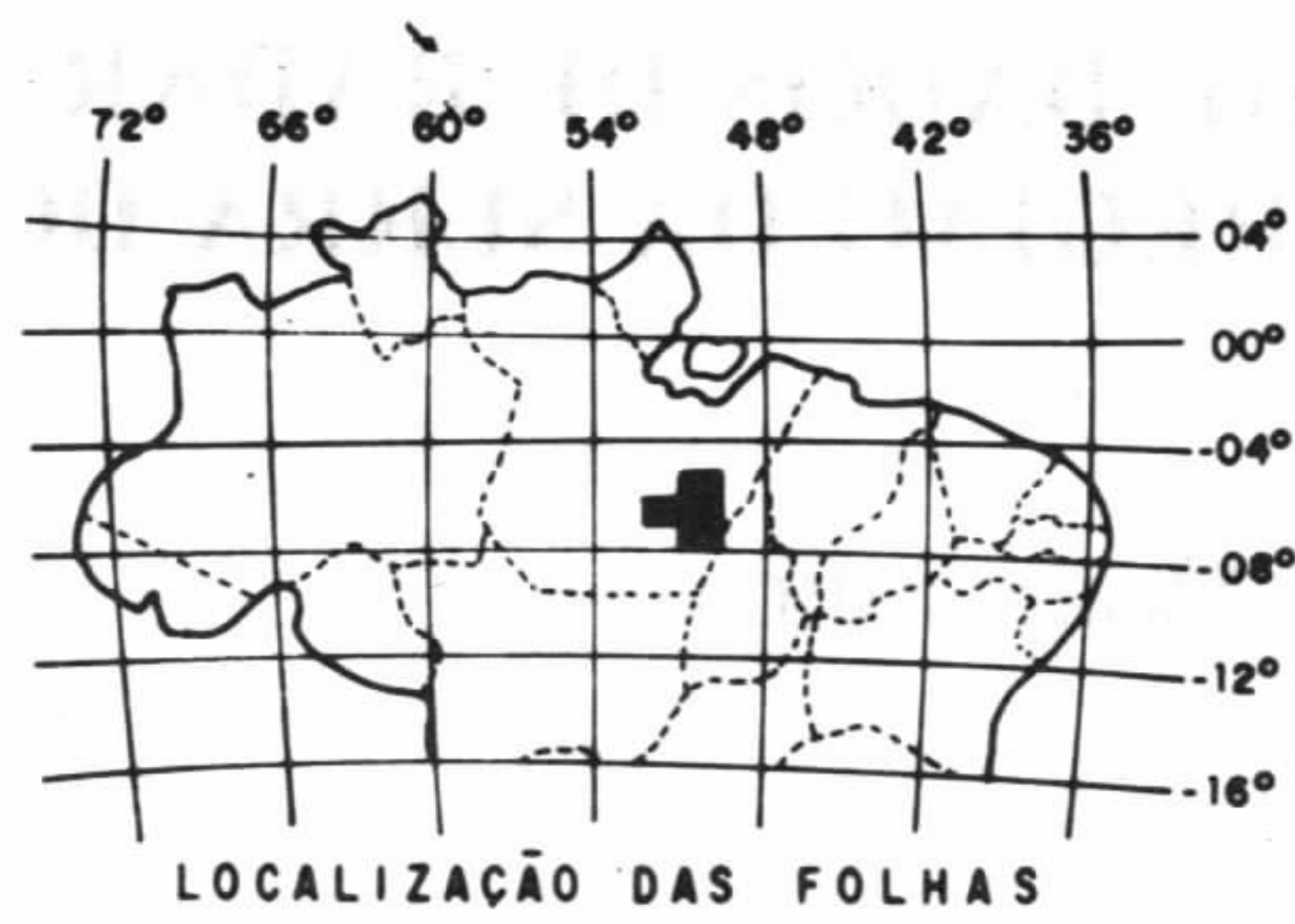
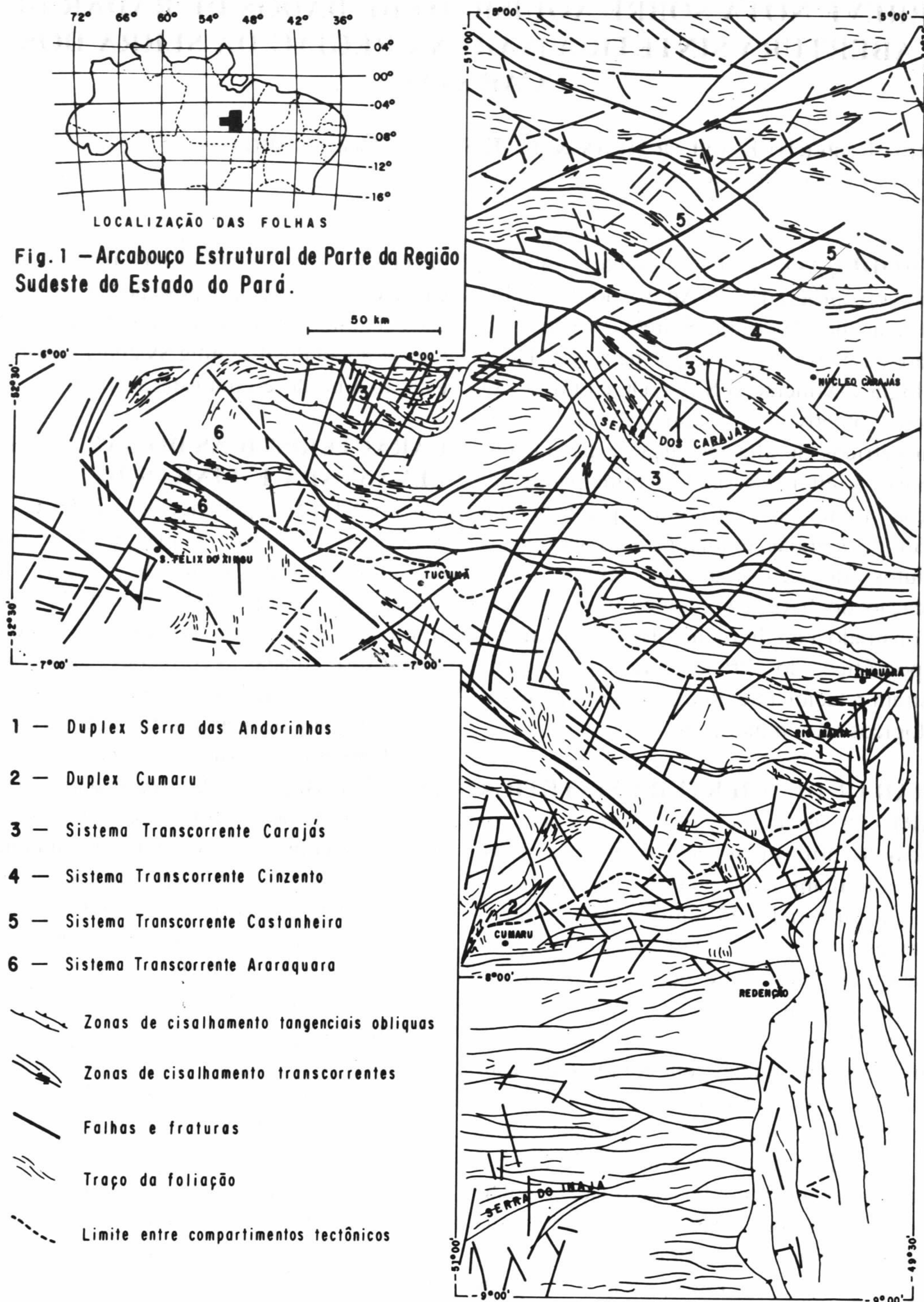


Fig. 1 – Arcabouço Estrutural de Parte da Região Sudeste do Estado do Pará.



- 1 — Duplex Serra das Andorinhas
- 2 — Duplex Cumaru
- 3 — Sistema Transcorrente Carajás
- 4 — Sistema Transcorrente Cinzento
- 5 — Sistema Transcorrente Castanheira
- 6 — Sistema Transcorrente Araraquara
- Zonas de cisalhamento tangenciais obliquas
- Zonas de cisalhamento transcorrentes
- Falhas e fraturas
- Traço da foliação
- Limite entre compartimentos tectônicos

\* Este mapa é baseado nos trabalhos de Araújo et Maia (1991), Macambira et Vale (no prelo), Oliveira et al (no prelo), Pena Filho et Santos (em preparação), Neves et Vale (em preparação).

## BREVE NOTA SOBRE AQUISIÇÃO DE DADOS DE RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA (SAR) NA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS

SÉRGIO ROBERTO BACELAR HUHNS & JOSÉ SANTOS MORETZSHON

*Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO*

**INTRODUÇÃO** - O presente trabalho descreve o programa de Aquisição de Dados de Radar de Abertura Sintética (SAR) na região da Serra dos Carajás pela Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO. O projeto objetivou a aquisição de dados radarmétricos de alta resolução espacial (6m x 6m), digitais, visando, principalmente, realçar as feições estruturais presentes na região de Carajás e integração com outros produtos de sensoriamento remoto. A aplicação do SAR em regiões tropicais tem demonstrado a melhoria nos aspectos texturais e topográficos do terreno imageado, os quais mostram relacionamento direto com processos geológicos (Koopmans, 1983).

**O RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA (SAR)** - Os sistemas comuns de sensoriamento remoto utilizam-se de sensores passivos, que se limitam a detectar a radiação solar refletida ou a radiação emitida pelos objetos presentes na superfície terrestre. Dependem, portanto, de uma fonte de radiação externa para que possam operar.

O SAR é um sensor ativo, que produz sua própria energia radiante, que irá interagir com objetos na superfície terrestre. Esta capacidade é muito útil em regiões tropicais pela vantagem de poder operar igualmente, de dia e à noite, independente da iluminação solar. Outro aspecto do SAR é que, sendo sua energia na porção microondas do espectro eletromagnético, seus raios passam através das nuvens e bruma, o que torna virtualmente independente das condições meteorológicas. Outra vantagem é o fato de ser permitido ao usuário a escolha do ângulo de visada e direção da iluminação, facilitando o realce das feições estruturais preferenciais da área a ser voada.

No levantamento foi utilizado o sistema de

navegação por plataforma inercial, com capacidade de medir a posição da aeronave a cada segundo, através dos satélites do sistema GPS (Global Positioning System), sendo uma estação a bordo e uma estação fixa.

**CARACTERÍSTICAS DO SAR - ÁREA LEVANTADA E LINHAS DE VÔO** - O sistema STAR-1, pertencente à *Intera*, é um SAR que opera na banda X do espectro (comprimento de onda de 3,2cm), com polarização do tipo HH. No modo de alta resolução, cada pixel da imagem coletada, depois de efetuadas as correções radiométricas e geométricas, mede 6m x 6m.

Na região de Carajás foi recoberta pelo levantamento radarmétrico um total de 28.000km<sup>2</sup> (Fig. 1). A direção das linhas de vôo foi leste/oeste, com visada para sul. A faixa de recobrimento é de aproximadamente 23km de largura, com superposição de 60%, para fins de uso de estereoscopia. O ângulo de depressão médio é de 18°. O STAR-1 opera na frequência de 9.4 GHz.

O Sistema STAR-1 difere do sistema GEMS (Goodyear Electronic Mapping System), utilizado pelo Projeto Radam, fundamentalmente pela melhoria no grau de resolução espacial e pelo fato de ser digital. Esta melhor qualidade é obtida pelo registro ponto a ponto dos sinais captados pela imagem de radar e pelo subsequente processamento, o qual recria a imagem no momento do sobrevôo, permitindo sua análise detalhada. O produto decorrente desta operação são imagens produzidas em tempo real, a bordo da aeronave, em papel térmico (dry silver paper).

No sistema GEMS a área imageada no terreno tem uma largura de 37km, com ângulos de depressão variando de 50° (near range) e 13° (far range). O GEMS operou na frequência de 9.6 GHz (Banda X). A orienta-

ção das linhas de vôo foram N-S, com iluminação para oeste.

Os dados digitais do sistema STAR-1 foram gravados em discos CD-ROM e fitas magnéticas. Mosaicos digitais em preto e branco, que retratam as faixas de vôo, cada uma delas contendo uma área de 25 x 100km, foram geradas na escala de 1:100.000. Os dados digitais de radar podem ser combinados a dados digitais de outras fontes e também incorporados a sistemas geográficos de informações (GIS).

**AValiação PRELIMINAR DO SAR NA REGIÃO DE CARAJÁS** - Avaliação preliminar dos dados gerados pela banda X do sistema STAR-1 tem indicado que o produto é bastante útil no mapeamento geológico e em exploração mineral, principalmente quando integrado a outros dados de sensoriamento remoto.

Os dados gerados pelo sistema STAR-1 têm recalçado consideravelmente as informações concernentes aos lineamentos estruturais presentes na região da Serra dos Carajás. Lineamentos podem ser agrupados em dois grandes grupos, baseado nas características de

retorno do radar e pelo conhecimento geológico da região:

- a) Lineamentos NW-SE, que mostram, em geral, relevo positivo, estão relacionados a zonas de cisalhamento dúcteis com domínio de tectonitos LS;
- b) Lineamentos NE-SW, que mostram, freqüentemente, relevo negativo, estão relacionados a zonas de cisalhamento rúpteis com domínio de tectonitos S.

Quando superpostos os dados de SAR a dados geofísicos aeromagnéticos, utilizando transformação do tipo IHS, as informações geradas facilitam sobremaneira a comparação entre dados de superfície e sub-superfície, provendo o geólogo de exploração mineral de informações valiosas durante o mapeamento.

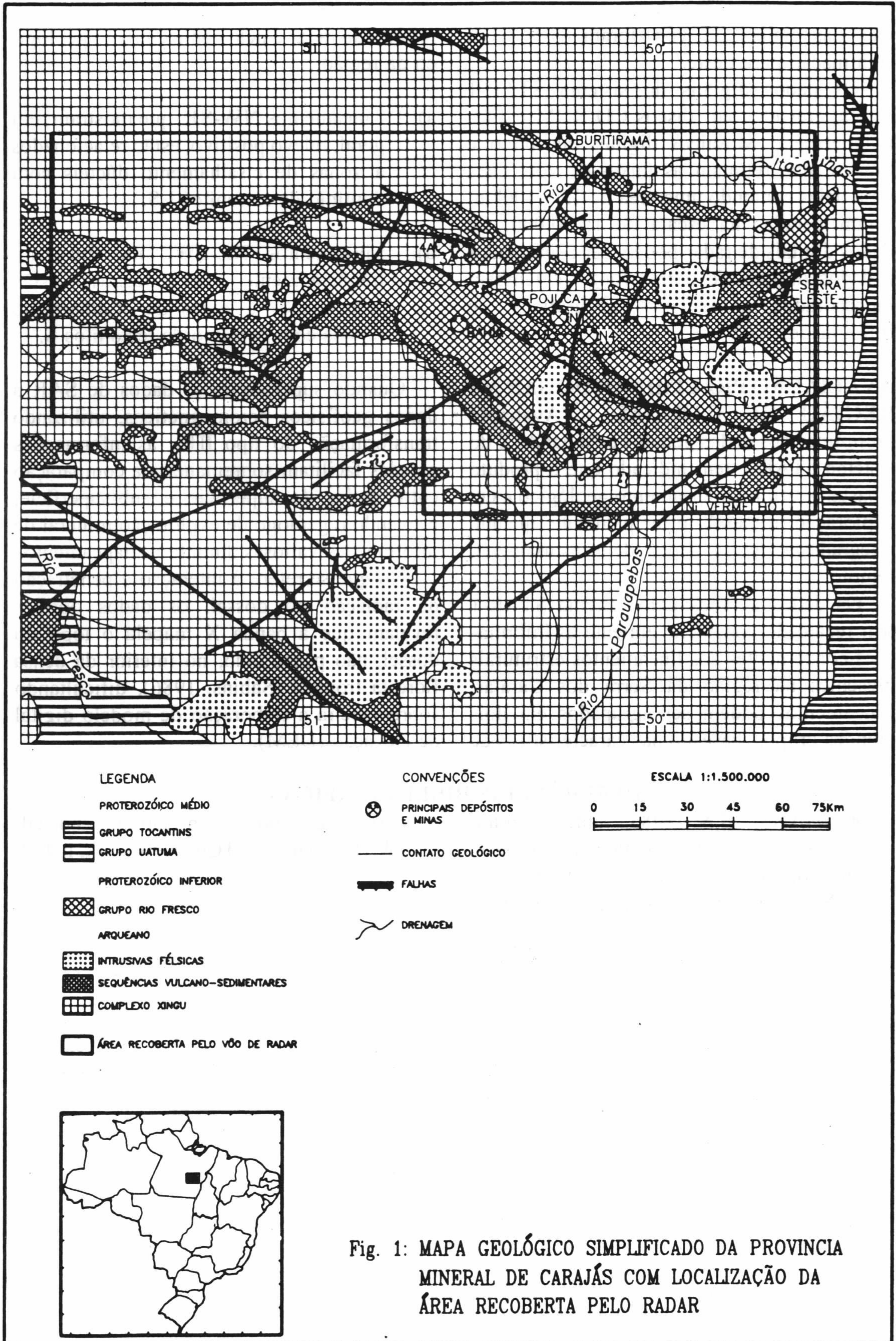
No que se refere à interação e penetração da radiação no dossel, os dados obtidos revelam que a banda X mapeia o topo do dossel, não penetrando, no interior da densa floresta tropical (Sabins, 1986), dificultando sobremaneira a elaboração de modelo digital de elevação (DEM).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

KOOPMANS, B.N. 1983. Side Looking radar, a tool for geological surveys. Remote Sensing Reviews, 1:19-26.

SABINS, Jr.F. 1986. Remoting Sensing -

Principles and Interpretation, 2nd ed. W.H. Freeman and Co., New York, p.449.





## GEOCROLOGIA Pb/Pb EM ZIRCÃO DO GRANODIORITO CUMARU, SERRA DOS GRADAÚS, PA

**JEAN-MICHEL LAFON & THOMAS SCHELLER**

*Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará*

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL -

A região da Serra dos Gradaús, no sudeste do Estado do Pará, localiza-se na porção sudeste da Província Mineral de Carajás (fig. 1). O empilhamento lito-estratigráfico (Macambira et al., 1986) inicia com os ortognaisses e migmatitos do Complexo Xingu. O Grupo Gradaús representa uma sequência meta-vulcanossedimentar de tipo greenstone belt metamorfisada no fácies xisto-verde. O Granodiorito Cumaru é intrusivo nas rochas do Grupo Gradaús. A suite intrusiva Guará-Pará, de idade desconhecida, é representada por peridotitos e dunitos serpentinizados e por gabros e diabásios hidrotermalizados. Uma sequência sedimentar (Grupo Rio fresco) recobre discordantemente as unidades descritas. O Granito Gradaús, batólito de forma sub-circular, é intrusivo no Grupo Rio Fresco e nele desenvolve auréola de metamorfismo de contato. Apesar das unidades litológicas da região de Gradaús terem sido correlacionadas com unidades equivalentes e melhor estudadas da Província Mineral de Carajás, em particular na região de Rio Maria, os dados geocronológicos disponíveis para a região estudada são ainda bastante limitados.

**O GRANODIORITO CUMARU** - O Granodiorito Cumaru é constituído de três corpos arredondados, aflorando nas áreas de ocorrência do Grupo Gradaús. Os primeiros estudos realizados sobre o Granodiorito Cumaru (Vale et al., 1982; Vale & Pereira, 1983) levaram a considerá-lo como sendo de idade proterozóica inferior, correlacionando-o aos granitos tipo Juruena de idade de 1974 Ma obtida pelo método Rb-Sr (Santos & Reis Neto 1982). Por outro lado, Macambira et al. (1986) sugeriram a partir de critérios estratigráficos, uma idade arqueana para o Granodiorito Cumaru. Lafon & Macambira (1990) apresentaram uma isócrona Rb-Sr elaborada a

partir de 6 amostras de rocha total que forneceu uma idade de  $2543 \pm 53$  Ma ( $1\sigma$ ) e razão isotópica inicial  $I_{Sr}$  de  $0,70311 \pm 34$  (MSWD = 1,87). Esse resultado foi interpretado como sendo a idade de cristalização do Granodiorito Cumaru devido a ausência de deformação, confirmando assim a idade tardi-arqueana do corpo. Lafon et al. (1990) apresentaram para o Granodiorito Cumaru uma idade Rb-Sr em minerais separados de  $2577 \pm 27$  Ma ( $1\sigma$ ) mostrando que não houve reabertura do sistema isotópico Rb-Sr dos minerais após a cristalização do corpo, ao contrário do que acontece mais a leste, na região de Rio Maria, onde as idades Rb-Sr em minerais das diversas unidades forneceram valores do Proterozóico Inferior (2,0 - 1,7 Ga). Estudos mais recentes realizados pelo método U/Pb em zircão de rochas granitóides e ortognaisses da região de Rio Maria (Macambira & Lancelot, 1991; Macambira et al., 1993; Lafon et al., 1994) mostraram que as idades Rb-Sr em rocha total obtidas para essas rochas, devem ser interpretadas em termos de idades rejuvenescidas, provavelmente pelo evento tectono-metamórfico tardi-arqueano que afetou essa região e que foi também registrado na região de Carajás (Machado et al., 1991). No caso do Granodiorito Cumaru, Lafon et al. (1990) chamaram atenção sobre as limitações do cronômetro Rb-Sr e levantaram a possibilidade da idade obtida também indicar apenas uma idade de rejuvenescimento, apesar do corpo não apresentar nenhum registro de metamorfismo ou deformação.

**RESULTADOS ANALÍTICOS** - Com o objetivo de confirmar a idade de cristalização do Granodiorito Cumaru e avaliar os dados Rb-Sr anteriores, foram separados e analisados pelo método de evaporação de Pb em filamento simples, 22 cristais de zircão não magnéticos. Este método foi desenvolvido por Kober

(1986, 1987) e modificado por Olszewski et al. (1990). O procedimento experimental utilizado no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa foi descrito anteriormente por Gaudette et al. (1993). Os zircões utilizados para a datação apresentam-se bem cristalizados, geralmente alongados, porém com pouca transparência além de fraturas e inclusões. A análise destes zircões permitiu a obtenção de 413 blocos de razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  que forneceram uma idade de  $2817 \pm 4$  Ma ( $2\sigma$ ). O histograma de idades para todos os cristais analisados é apresentado na figura 2. O baixo erro sobre a idade é devido ao grande número de análises realizadas e qualquer tipo de tratamento estatístico (média ponderada, média aritmética, eliminação de blocos de medidas) não afetaria significativamente o resultado final.

**INTERPRETAÇÃO E CONCLUSÕES** - A idade de  $2817 \pm 4$  Ma é significativamente mais antiga que as idades Rb-Sr ( $2543 \pm 53$  Ma e  $2577 \pm 27$  Ma), anteriormente obtidas em rocha total e minerais para o Granodiorito

Cumaru. Portanto, as idades Rb-Sr devem ser reinterpretadas em termos de idades rejuvenescidas durante o evento termo-tectônico do final do Arqueano, como já foi demonstrado na região de Rio Maria. A idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em zircões de  $2817 \pm 4$  Ma corresponderia, então, a idade de cristalização do Granodiorito Cumaru. Neste caso, o magmatismo gerador dos granitóides da região da Serra dos Gradaús seria ligeiramente mais recente do que o já reconhecido na região de Rio Maria e datado em torno de 2,87 Ga (Macambira & Lancelot, 1991; Lafon et al., no prelo). Entretanto, não se pode descartar a possibilidade da idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , encontrada nos zircões do Granodiorito Cumaru representar apenas uma idade mínima para a cristalização do corpo, podendo o mesmo ser contemporâneo ao Granodiorito Rio Maria. Com efeito, Macambira & Scheller (neste simpósio) mostraram que para o Granodiorito Rio Maria, os valores da razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em zircão fornecem idades cerca de 40 Ma mais novas que a idade de cristalização determinado pelo método U-Pb.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T., 1993. Datação de monozircão por evaporação de Pb, no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPa: Metodologia e primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4, Brasília, 1993. Vol. de resumos expandidos, p.236-237.
- KOBER, B., 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contr. Mineral. Petrol.*, 93: 482-490.
- KOBER, B., 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contr. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, J.B., 1990. Age archéen de la granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 310: 1635-1641.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. 1990. Geocronologia Rb-Sr em rochas totais e minerais do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal. Anais... Natal, SBG, v.6, p.2929-2940.
- LAFON J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: Un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjémiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318: 643-648.
- MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; SANTOS, M.D.; MOURA, C.A.V.; RAMOS, J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús - sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, V.5, p.1956-1964.

- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J., 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais...Belém, p. 49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARBOSA, A.A.; LAFON J.M. 1993. Uma história geológica complexa em Carajás a partir de estudos de sistemas geocronológicos abertos: Rb-Sr e U-Pb em zircões. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4, Brasília, 1993. Vol. resumos expandidos, p. 238-241.
- MACAMBIRA, M.J.B & SCHELLER, T., 1994. Estudo comparativo entre métodos geocronológicos aplicados em zircões; o caso do Granodiorito Rio Maria, Província de Carajás. (neste simpósio)
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D.; 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49: 329-354.
- OLSZEWSKI, W.J.; GAUDETTE, H.E.; CHEATHAM, M.M. 1990.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages from the Chain Lakes massif, NW Maine using single grain direct thermal ionization. Annual Meeting NE Section Geol. Soc. of America, 27, Syracuse, p.61.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador. SBG, v.1, p. 339-348.
- VALE, A.G.; JORGE JOÃO, X.S.; LEAL, J.W.L.; NEVES, A.P. 1982. Ouro dos Gradaús - Geologia e garipagem. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. , Anais... Belém, SBG, vol. 2, p.116-135.
- VALE, A.G. & PEREIRA, E.R., 1983. Garimpos de ouro da região de Cumaru - Pa. In: SCHMALTZ, W.H. & GUIMARÃES, G. - Garimpos do Brasil, 5, Brasília, DNPM, p.197-236.

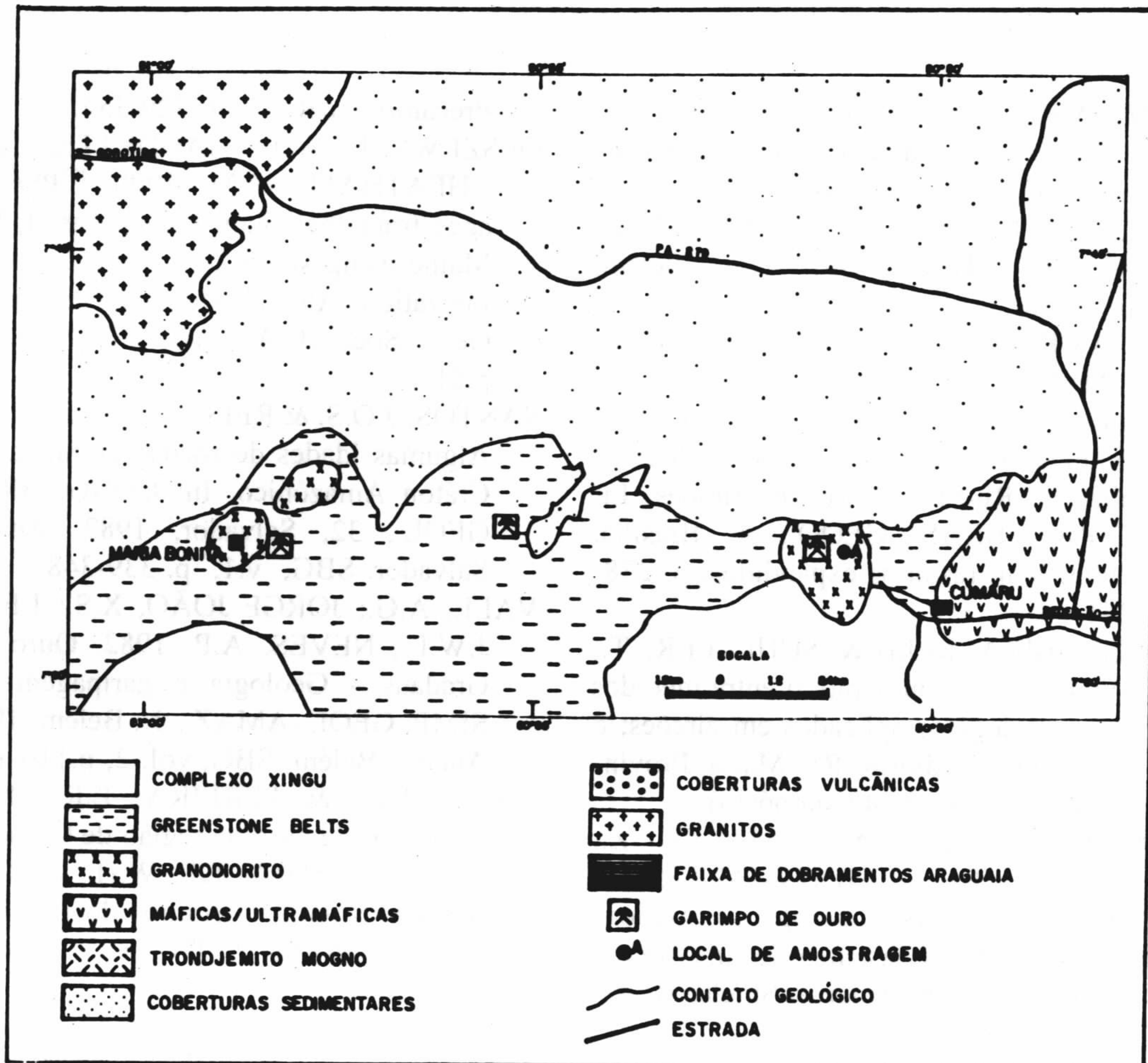


Figura 1: Mapa geológico da região da Serra dos Gradaús

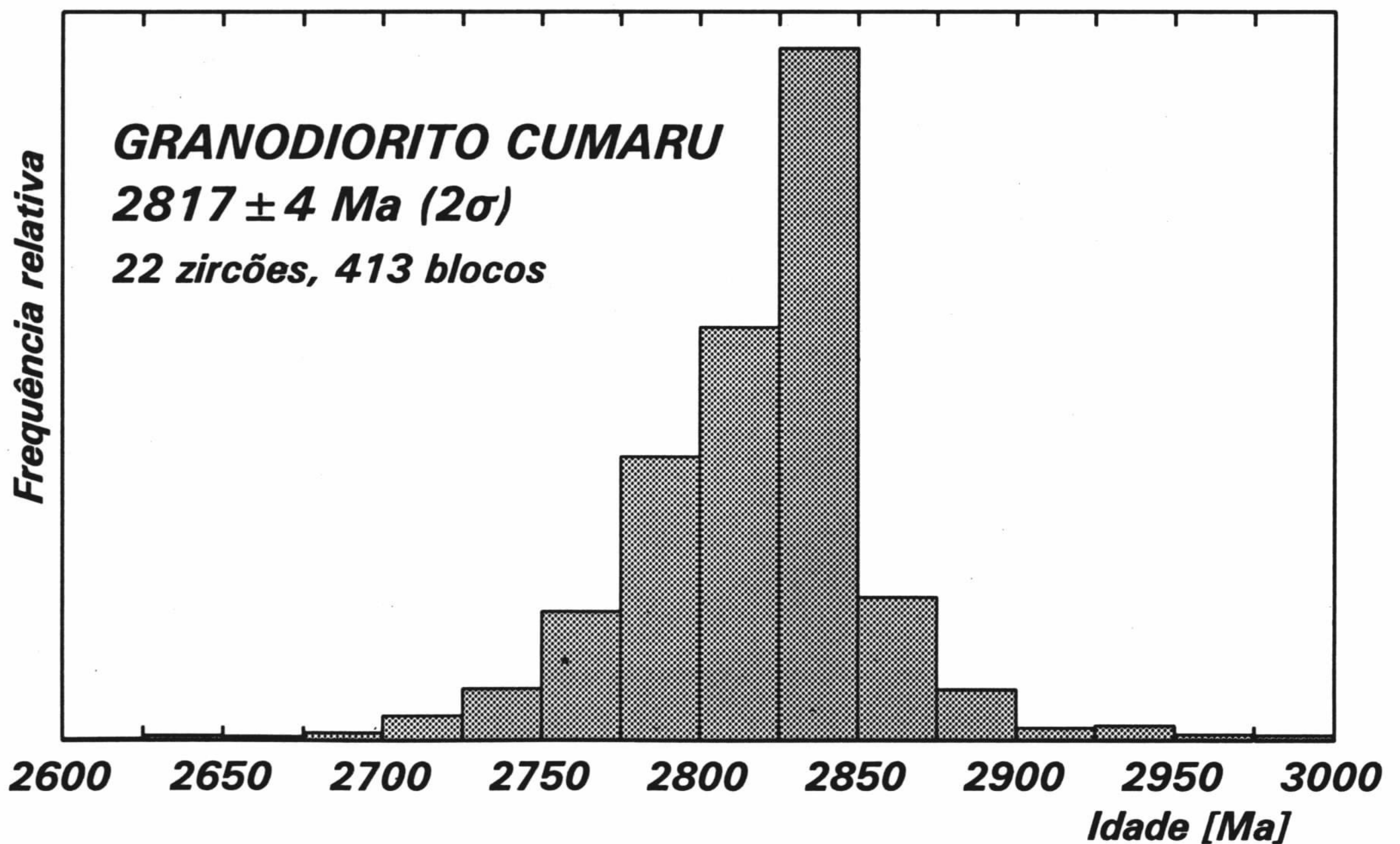


Figura 2: Histograma de idades para os zircões do Granodiorito Cumaru

## ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE OCORRÊNCIA DO GRANITO XINGUARA (SE DO PARÁ)

ALBANO A. DA S. LEITE - *Curso de Pós-Graduação em Geociências. CPGG/UFPA*

ROBERTO DALL'AGNOL - *Depto de Petrologia e Geoquímica. DGP/CG/UFPA*

**INTRODUÇÃO** - A área mapeada está inserida num típico terreno granito-"greenstone" (TGG), formado por rochas metagranitóides (TTG) e sequências "greenstone belts", recoberto por coberturas plataformais e cortado por granitóides anorogênicos (Huhn et al., 1988; Souza et al., 1990) A área localiza-se no limite nordeste do TGG com os Gnaisses Tonalíticos do Complexo Xingu (GTCX), na altura da cidade de Xinguará. Destaca-se na área (Fig. 1) o Granito Xinguará(GX), que secciona os GTCX e o Granodiorito Rio Maria(GDRM). Lentes de "Greenstone Belts"(GB) ocorrem na porção sudeste da área. Estão em contato direto com dois "stocks" graníticos anorogênicos, anteriormente considerados como parte integrante do GX por Huhn et al.(op.cit.) e Souza et al.(op.cit.). Eles foram individualizados por Ferreira Jr. (1993) que os denominou de Granito Barreiro Preto(GBP). Huhn et al.(op.cit.) consideram os GB como a unidade mais antiga, enquanto os GTCX seriam formados pelo retrabalhamento dos metagranitóides tipo GDRM no final do Arqueano. O GX foi apresentado por estes autores como anorogênico. Souza et al.(op.cit.), por sua vez, consideram os GTCX como embasamento regional, sendo seguidos pelos GB, que são cortados pelo GDRM e pelo Thondhemito Mogno(TM). O GX foi posicionado no Arqueano com respaldo em dados geocronológicos (Macambira et al., 1991; Macambira, 1992).

**ESTRATIGRAFIA** - Os GTCX de acordo com Souza et al.(op.cit.) correspondem a unidade mais antiga da área e são cortados pelo GDRM e o GX. As lentes de GB são correlacionadas com os GB do Supergrupo Andorinhas que, por sua vez, são cortados pelo GDRM e o TM (Huhn et al., op.cit.; Souza et al., op.cit.) e mais antigos que o primeiro (Macambira, 1992). As relações de contato entre os GTCX e o GDRM não foram visualizadas diretamente no campo, mas percebe-se que a zona de contato é marcada por rocha com forte foliação milonítica, sugerindo um

contato por cisalhamento.

O GX possui contatos bem definidos com suas encaixantes e características francamente intrusivas, englobando xenólitos dos GTCX e do GDRM, atestando seu posicionamento estratigráfico posterior. Verifica-se ainda veios e diques aplíticos, veios e bolsões pegmatíticos, bem como corpos leucomonzograníticos relacionados ao GX cortando as encaixantes. O GBP possui similaridades texturais e composicionais com os granitos anorogênicos, que ocorrem na região de Rio Maria. Desta forma correlaciona-se o GBP com este tipo de magmatismo de idade proterozóica como sugerido por Ferreira Jr. (1993) e por geólogos da CPRM/Belém (A. Santos e J.I.C. Pena Filho inform. verbais). Diques ácidos a básicos, cortam as unidades anteriormente citadas, situando-se, portanto, no topo da coluna estratigráfica.

**ASPECTOS GEOLÓGICOS** - Várias zonas de cisalhamento de direção preferencial NW-SE e WNW-ESE, controlam diversos contatos litológicos, onde verifica-se uma redução da granulação e uma forte foliação das rochas, sendo, inclusive gerados a partir do GX proto a ultramilonitos. Outras zonas de cisalhamento com 10 a 15 m de espessura cortam o referido corpo, gerando uma rocha extremamente foliada com aspecto xistoso, rica em sericita-muscovita, indicando a presença de água abundante. No contato dos GTCX com o GDRM, desenvolve-se neste último uma foliação milonítica marcante, ausente em outros locais.

Em linhas gerais a foliação tanto do GX como de suas encaixantes, mostra orientações similares, que oscilam preferencialmente em torno da direção WNW-ESE, com mergulhos variáveis ora para NE ou NW, ora para SW; os valores variam de 45 a subverticais. A lineação mineral é sub-horizontal com leves mergulhos para WSW. Estatisticamente a maioria dos marcadores cinemáticos observados no campo, revela uma movimentação dextral.

Xenólitos dos GTCX são encontrados em vários locais do corpo, sempre com formas

extremamente irregulares, angulosas e quadráticas. Localmente o GX engloba xenólitos do GDRM com características análogas as mencionadas. A forma destes xenólitos revela um alto contraste de viscosidade entre o GX suas encaixantes. Entretanto encraves quartzo-dioríticos(?) e "clots" biotíticos de formas amendoadas ou lenticularizadas, indicando um menor contraste de viscosidade com o GX, ocorrem localmente próximo ao contato SW do GX com os GTCX. A origem desses encraves é desconhecida.

O GX possui uma forma alongada segundo a direção WNW-ESE, tendo eixo maior de aproximadamente 32 km e eixo menor com 11 Km. Possui evidências de deformação, materializada por uma foliação milonítica marcante próximo dos contatos com as encaixantes e incipiente e pouco penetrativa no centro do corpo. Apresenta variações de granodioritos(Gd) a monzo a sienogranitos (MSg), com aplitos(Ap) e pegmatitos(Pg) subordinados. Os Ap e Pg cortam indiscriminadamente o Gd e o MSg. A nível microscópico tanto o Gd como o MSg, possuem similaridades, sendo caracterizados por uma textura equigranular média a grossa, podendo variar para termos mais finos, principalmente próximo dos contatos. A textura ígnea acha-se preservada em muitos locais, porém em outros, há obliteração parcial e até completa da mesma. Mineralogicamente estas fácies são

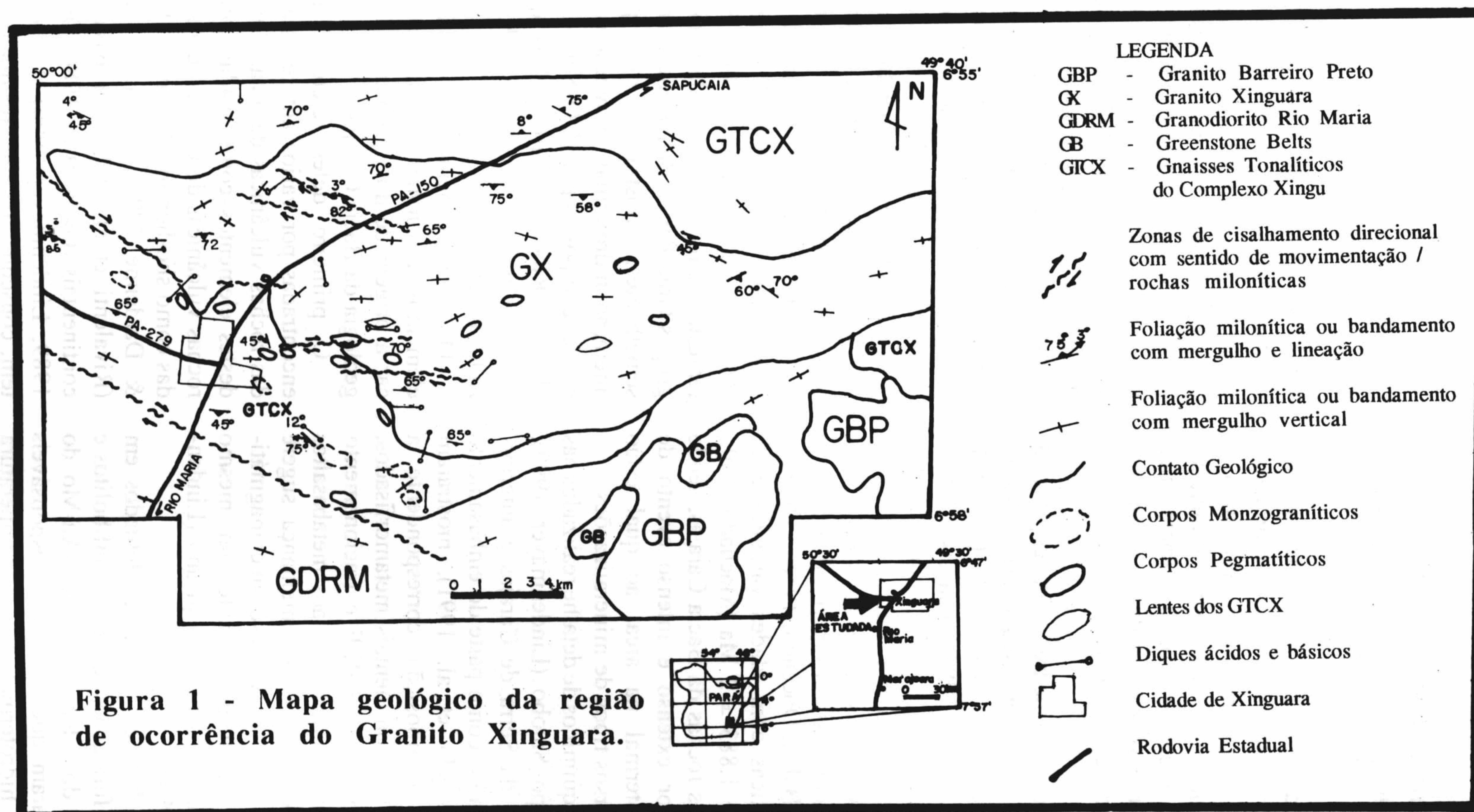
constituídas essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo. A biotita constitui a principal fase máfica. Ocorrem em menores quantidades muscovita, alanita, opacos, titanita, zircão e apatita. Sericita, epidoto e carbonato representam as fases secundárias, que substituem o plagioclásio, enquanto a clorita substitui a biotita.

**CONSIDERAÇÕES FINAIS** - Os dados geológicos e estruturais obtidos no mapeamento, somados com os disponíveis na bibliografia, colocam o GX como importante marcador da transição do bloco do TGG para o bloco do Cinturão Itacaiúnas. Os dados de foliação e lineação tanto internos como externos ao corpo, sugerem que a colocação do GX foi controlada pelo cisalhamento, o qual possui características direcionais, com sentido de movimentação dextral.

A presença dos xenólitos dos GTCX e do GDRM no GX, atestam seu caráter intrusivo nestas unidades e justificam o posicionamento estratigráfico do referido corpo acima das mesmas. A forma destes xenólitos indica que, suas encaixantes, já estavam formadas e frias, quando da colocação do GX. Por outro lado, as feições deformacionais do GX, somam-se aos dados geocronológicos, e confirmam a sua idade arqueana.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FERREIRA Jr., C.A.P. 1993. Relações estruturais entre o terreno granito-greenstone do sul do Pará e o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas na região de Xinguara, sudeste do estado do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso. Depto de Geologia, CG/UFPa. 116p.
- HUHN, S.R.B., SANTOS, A.B.S., AMRAL, A.F., LEDSHAN, E.J., GOUVÉA, J.L., MARTINS, L.P.B., MONTALVÃO, R.G.M., COSTA, V.G. 1988. O terreno "granito-greenstone" da região de Rio Maria. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.3, p. 1438-1452.
- JARDIN DE SÁ, E.F. 1984. Aspectos estruturais dos granitóides. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1982. Anais...Rio de Janeiro, SBG. v. p.2707-2814.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sudest: exemple de la region de Rio Maria, Province de Carajás, Brazil (These de Doctorat - Universite Montpellier II - France).
- MACAMBIRA, M.J.B, LAFON, J.M., BARRADAS, J.A. 1991. Le Granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'amazonie orientale, Brésil. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, II, p.781-785.
- MARRE J. 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoides. Bar. Rech. Géol. Min.. Man. & Méthodes, 3:128p.
- SOUZA, Z.S., MEDEIROS, H., ALTHOFF, F.J., DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL.,36, Natal, 1990. Anais...Natal, SBG. v. 6. p. 2913-2927.



## O PAPEL DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NAS ROCHAS DA BACIA CARAJÁS

ZARA GERHARDT LINDENMAYER - UNISINOS

JORGE HENRIQUE LAUX - Bolsista de iniciação científica - CNPq-PIBIC

Na Bacia Carajás, a maior província mineral brasileira, os processos de alteração hidrotermal foram intensos e generalizados, resultando na formação de importantes depósitos minerais e imprimindo às rochas regionais características geoquímicas complexas, dificultando as interpretações dos dados geotectônicos e geocronológicos.

Esta Bacia compreende três unidades principais constituídas por uma seqüência vulcânica bimodal de caráter continental (Formação Parauapebas, Docegeo, 1988), datada de  $2759 \pm 2$  Ma (Machado et al., 1991), uma unidade intermediária composta por formação ferrífera (Formação Carajás, Beisiegel et al., 1973) e uma unidade sedimentar clástica superior (Grupos Rio Fresco, Azul e Bahia, Docegeo, 1988). Diversas intrusões graníticas com idades variando entre  $1874 \pm 2$  Ma e  $1.883 \pm 2$  Ma (Machado et al., 1991) cortam as rochas da Bacia Carajás, sendo responsáveis por extenso e intenso evento de alteração hidrotermal na área, ao qual estão associados diversos tipos de mineralizações.

Estudos geoquímicos de detalhe realizados nas rochas do Grupo Salobo (Lindenmayer 1990), situado a norte da Serra de Carajás e anteriormente interpretados como parte do embasamento da bacia (Machado et al. 1991), mostraram anfíbolitos de composição correspondente a basaltos toleíticos continentais metamorfisados, enriquecidos em LILE e REE e fracionamento das LREE, muito semelhantes aos metabasaltos do Grupo Grão Pará. Esta semelhança sugere fortemente que ambas as suites sejam comagmáticas, tendo se originado durante um mesmo evento, ocorrido no final do arqueano (Lindenmayer et al. 1994).

Estudos de balanço de massa efetuados em trondhjemitos, formações ferríferas, anfíbolitos e metagrauvacas do depósito de Cu-Au-Mo do Salobo, mostraram que os fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal de alta temperatura ( $650-550^\circ\text{C}$ ), associada à intrusão granitóide jovem (GJS) que ocorre na área (Lindenmayer et

al. 1994), datada de  $1.880 \pm 80$  Ma (Rb/Sr, Cordani 1981), eram ácidos e altamente salinos, possuindo  $f_{\text{O}_2}$  baixa e  $P_{\text{H}_2\text{O}} \gg P_{\text{CO}_2}$ . Este fluido era ainda subsaturado em Ca e saturado em Si, Na, K e B, tendo ocasionado uma lixiviação de Ca e Sr (Figuras 1 e 2), que provocou uma albitização do plagioclásio cálcico, transformação da hastingsita em grunerita ou cumingtonita e formação de turmalina e biotita.

A alteração hidrotermal subsequente, de temperatura baixa ( $370^\circ\text{C}$ ), foi ocasionada pela percolação de fluidos também ácidos e moderadamente salinos, subsaturados em Ca, Na, K e Mn, e saturados em F, originando uma cloritização e/ou greenalitização intensa e generalizada nestas rochas, além da formação de fluorita.

Estudos de inclusões fluidas (Ribeiro & Villas 1986; Zang et al, 1994) ou balanço de massa (Meirelles & Dardenne 1991; Sachs, 1993), realizados em outros locais da Bacia Carajás, nos grupos Grão Pará e Bahia, chegaram a resultados semelhantes, mostrando que processos de alteração hidrotermal, provocados por soluções salinas compostas por  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  (Zang et al. 1994; Ribeiro & Villas 1986), que lixiviam Ca e Sr e mobilizaram Na, Si e K, são generalizados na área.

O reconhecimento da mobilidade destes elementos em caráter regional, leva a diagnosticar a origem de dois problemas importantes da geologia da Bacia Carajás.

O primeiro deles refere-se as diferenças encontradas por vários autores, na classificação das rochas vulcânicas da área. Com a utilização destes elementos comprovadamente móveis, as rochas vulcânicas de Carajás têm sido classificadas como shoshonitos (Meirelles 1986; Meirelles & Dardenne 1991), vulcânicas calco-alcálicas (Rivalenti et al. 1992), ou basaltos toleíticos continentais (Gibbs et al. 1986; Olszewski et al. 1989; Lindenmayer 1990). Estas classificações têm, conseqüentemente, resultado em interpretações geotectônicas controversas para a área, tais como arcos insulares (Meirelles & Dardenne



1991) ou rifts continentais (Gibbs et al. 1986; Olszewski et al. 1989; Lindenmayer 1990). Este problema é minimizado com o uso dos elementos HFS, pouco móveis neste processo, que apontaram para uma afiliação toleítica continental para as rochas vulcânicas de Carajás.

O outro problema refere-se as idades radiométricas Rb/Sr das rochas de Carajás, as quais, com exceção dos granitos anorogênicos, têm dado

resultados sistematicamente mais jovens do que aqueles obtidos pelo método U/Pb em zircões.

A intensa lixiviação de Sr, junto com o Ca, havida durante o evento de alteração hidrotermal generalizado na área, associada a mobilidade do K e Rb, deve ser responsável pelos resultados sistematicamente diferentes, obtidos pelos métodos radiométricos citados.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMONT, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* 3: 215-242.
- CORDANI, U. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Região da Serra dos Carajás. USP-DOCEGEO, (Relatório inédito).
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anexo aos Anais. Belém, SBG. p. 11-54.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr.; W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* 16 (2): 201-211.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Tese de Doutorado. Univ. Western Ontário, Canadá. 406 p.
- LINDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. 1994. Contribuição a petrologia dos metabasaltos do Grupo Salobo. Submetido a *Acta Geologica Leopoldensia*.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49: 1-26.
- MEIRELLES, M.R. 1986. Geoquímica dos jaspelitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará - Serra dos Carajás, PA. Univ. Brasília, Diss. Mestrado., 170 p.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pará. *Rev. Bras. Geoc.* 21 (1): 41-50.
- OLSZEWSKI Jr. 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.
- RIBEIRO, A.M.R. & VILLAS, R.N.N. 1986. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Sequência Bahia, Carajás, PA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v. 3, p. 1193-1204.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, C.T.; CORREIA, M.; MOLESINI, M.; FINATTI, M.C. 1992. Mafic Magmatism in the Carajás Region: a Petrological Reconnaissance. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Anais... São Paulo, SBG. v. 1, p. 481-487.
- SACHS, L.L.B. 1993. O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil. UNICAMP, Diss. Mestr. 142 p.
- 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).

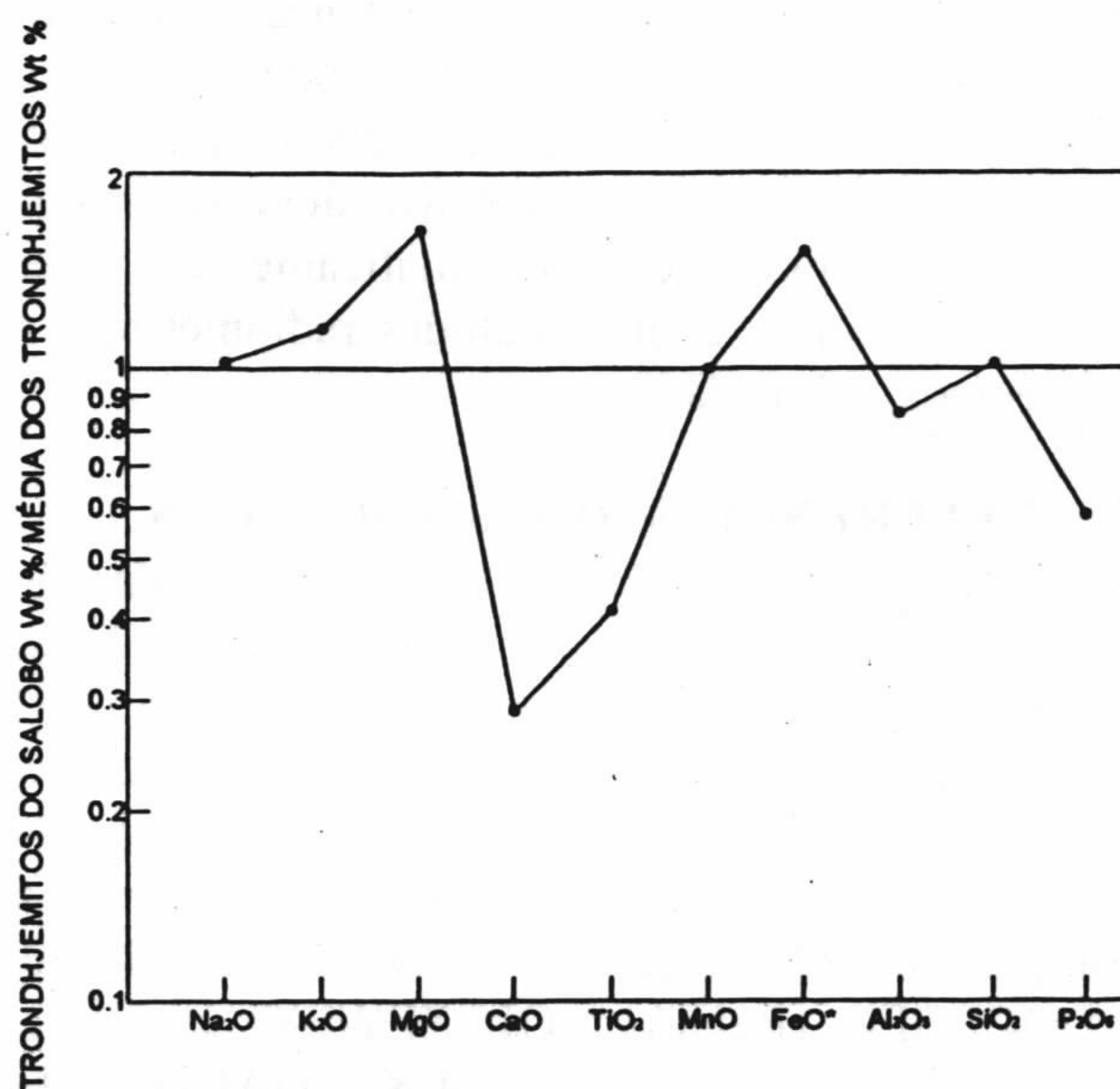


Figura 1 - Diagrama mostrando os óxidos dos elementos maiores dos gnáisses trondhjêmíticos do Salobo, normalizados pela média dos trondhjêmíticos mundiais. Note a grande depleção em CaO.

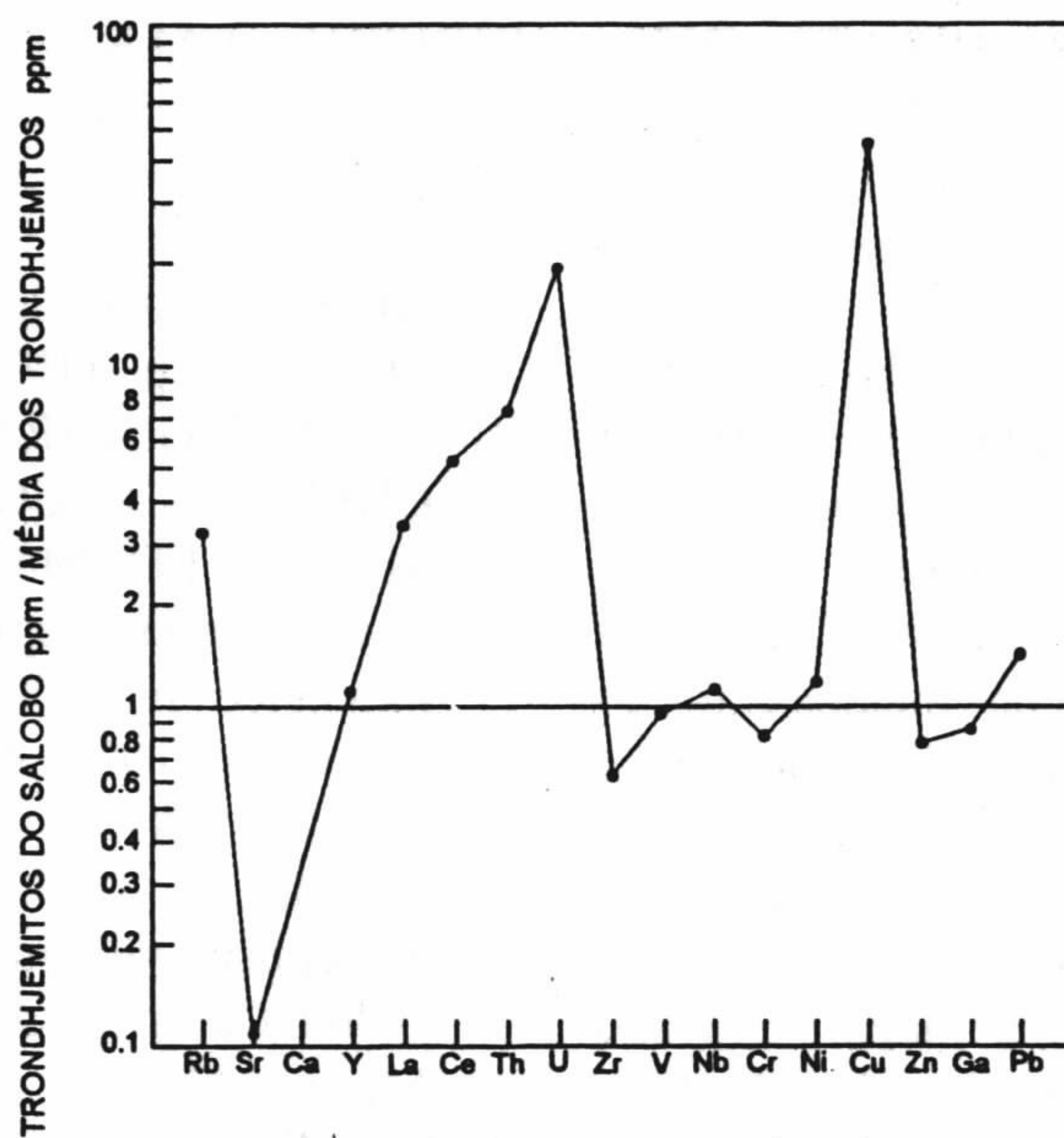


Figura 2 - Diagrama mostrando os elementos traço dos gnáisses trondhjêmíticos do Salobo, normalizados pela média dos trondhjêmíticos mundiais. Note a depleção em Sr e os altos conteúdos de Ce, Th, U e Cu.

## ARRANJO ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO CARAJÁS NA JAZIDA N4E

JOEL BUENANO MACAMBIRA & ANTONIO WANDERLEI GOMES BORGES - *Centro de Geociências-UFPA*

**INTRODUÇÃO** - A área de trabalho compreende a Mina de Ferro N4E, da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) e a parte imediatamente a norte desta, na Serra dos Carajás-PA, no sudeste do Pará, Município de Parauapebas (Fig. 1). O trabalho foi baseado na interpretação foto-geológica de fotografias aéreas (1:40.000) e imagens de satélite LANDSAT (1:100.000 e 1:250.000), mapeamento geológico, cartas planialtimétricas, mapas de lavra da Mina N4E e furos de sondagens.

**ASPECTOS GEOLÓGICOS** - Segundo Macambira et al. (1990), o Complexo Xingu constitui o embasamento da região, ao qual se sobrepõe o Grupo Igarapé Pojuca, uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada no fácies anfíbolito. Essas unidades serviram de substrato para a deposição do Grupo Grão Pará (CVRD/CMM, 1972), uma sequência vulcano-sedimentar não (ou pouco) metamorfisada. Segundo Macambira et al. (op cit), o Grupo Grão Pará é constituído, da base para o topo, pelas Formações: Parauapebas (basaltos com andesitos e riolitos subordinados), Carajás (jaspilitos com bandamento rítmico, constituído por bandas de jaspe, alternadas por bandas de hematita e/ou magnetita), Igarapé Cigarra (basaltos e rochas sedimentares clásticas e químicas) e Igarapé Boa Sorte (rochas sedimentares carbonáticas da jazida de Mn do Azul). Essas unidades são recobertas por arenitos fluviais da Formação Igarapé Azul, e são cortadas pelo Granito Carajás datado em 1820 Ma (Wirth et al., 1986).

Do ponto de vista estrutural, a Serra dos Carajás (englobando Serras Norte e Sul), foi entendida por Resende & Miranda Barbosa (1972) e Silva et al. (1974), como um sinclínio falhado, com eixo na direção WNW-ESE, com caimento para WNW. Ladeira e Cordeiro (1988), descreveram três tipos de dobras na jazida N4E, que estariam ligadas a três fases de dobramentos distintos. A posição espacial dos corpos de minério N4E e N4W, seria uma repetição causada por dobras assimétricas com tendência a recumbentes. Araújo et al. (1988), interpretaram a

mega-estruturação de Carajás como uma "flor positiva", que estaria associada a um sistema transcorrente sinistral, formado por um feixe do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, de carácter dúctil-rúptil. Nesse contexto, a configuração da jazida N4 estaria ligada a atuação de um binário dextral N-S, com componente compressiva NE-SW. Marçal (1991), ratificou as interpretações de Araújo et al. (op cit), e discute três hipóteses para a disposição estrutural das jazidas N4E e N4W, sugerindo que a mais provável seria o modelo que desenha uma dobra em "S" invertido, produzido por duas zonas transcorrentes sinistrais N-S, uma a oeste (N4W) e outra a leste de N4E.

A compreensão do arranjo espacial da Formação Carajás na jazida N4E é dificultada pela falta de consenso, entre os trabalhos já publicados, sobre a estruturação da Serra dos Carajás. Particularmente quanto a continuidade do corpo de minério na direção norte, como também quanto às possíveis relações espaciais com a jazida N4W; outros aspectos, são os tipos e sentidos dos movimentos que levaram à compartimentação dessas jazidas. Tais situações estão gerando para a CVRD, problemas no planejamento do avanço da frente de lavra da Mina de Ferro. Nesse sentido, este trabalho apresenta a opinião dos autores a respeito do arranjo estrutural da Formação Carajás na jazida N4E.

**GEOLOGIA ESTRUTURAL** - As rochas do Grupo Grão Pará foram fortemente afetadas pela Falha Carajás, que tem carácter sinistral e desenvolveu uma estruturação em "splays" (transcorrências sinistrais com componente de cavalgamento) (Fig. 2), interpretada a partir de imagens de satélite LANDSAT (1:250.000 e 1:100.000). Esses "splays" iniciam no bloco norte da Falha Carajás, com direção N40°E e vão infletindo até a jazida N4W, onde tem direção N20°W (Fig. 3). O plano dos "splays" mergulha para NE, conforme pode ser observado em furos de sondagem (furos: N4F82, N4F114, N4F128, N4F214, N4F286). Essas estruturas refletem-se tanto no corpo N4E como no N4W e são bem definidas tanto nos perfis geológicos, confeccio-

nados a partir de furos de sondagem, como no mapa geológico da frente de lavra da Mina N4E.

As bordas E e W dos platôs N4E e N4W, estão marcadas por falhas transcorrentes de caracter dextral e com direção geral N-S, as quais são entendidas como zonas antitéticas, tipo R', já descritas por Araújo (1991).

A camada de minério da jazida N4E tem a forma de "J", que é ressaltada através do mapa magnetométrico e dos furos de sondagem da CVRD. A curva do "J" é claramente verificada como uma dobra de arrasto, produzida por uma falha transcorrente N-S de caracter dextral, de tipo R' com importante componente normal, cujo plano mergulha para leste. Esta falha que tem rejeito horizontal de cerca de 3 Km, paralelizou as jazidas N4E e N4W (Fig. 3).

O acamamento no corpo N4E descreve uma ondulação com eixos mergulhando 20°-30°, na direção S80°W, e que Ladeira e Cordeiro (1988), descreveram como dobras "B3". Não foram observadas foliações nas rochas da Formação Carajás, ocorre apenas o desenvolvimento de minerais placosos (especularita) no plano do acamamento do jaspilito (que apesar da dissolução das bandas de jaspe, acha-se bem preservado), dando a falsa impressão de foliação paralela ao acamamento. Esta feição é interpretada como resultado do processo de enriquecimento supergênico sobre o jaspilito.

O norte das jazidas N4E e N4W encontra-se bem marcado por uma zona de cisalhamento, caracterizada por uma foliação milonítica com direção variando de W-E a S80°W, mergulhando 44°NW e com lineação de estiramento mergulhando 39° na direção N20° e que, dependendo do tipo litológico atingido, pode ser descrita como foliação milonítica nas metavulcânicas e bandamento tectônico nos itabiritos. Essa zona de cisalhamento, posterior às movimentações tipo R', deslocou a parte ao norte de N4W, impedindo de se localizar a continuidade entre N4E e N4W.

**CONCLUSÕES** - O sistema de "splays" que são projetados da Falha Carajás, com direção aproximada N40°W, são transcorrências sinistrais

com componente de cavalgamento (transporte de NE para SW), e são as responsáveis pela arquitetura atual das jazidas N4 a N8. Esses "splays" são perfeitamente compatíveis com o comportamento de uma falha principal, tida como PDZ (Principal Displacement Zone), (Tchalenko, 1970), no caso, a Falha Carajás;

- A configuração do corpo N4E, em forma de "J", é produto do arrasto de uma falha transcorrente dextral, que passa a leste do corpo N4W, com direção N-S mergulhando para leste e entendida como falha antitética, tipo R', já descrita por Araújo (1991), tardia em relação aos "splays";

- Não há evidências de foliação metamórfica nas jazidas N4E e N4W, porém o acamamento é bem nítido;

- A zona de cisalhamento ao norte da Mina tem caracter sinistral e é responsável pelo deslocamento e dificuldade de recuperação da continuidade entre N4E e N4W;

- A intensidade de deformação, essencialmente de transcorrências e cavalgamento de pequeno rejeito, não impedem de se recompor a posição das camadas. Consequentemente o arranjo estratigráfico pode ser plenamente restabelecido.

**AGRADECIMENTOS** - Ao CNPq/PROPESP-UFPA, pela Bolsa de Iniciação Científica de A.W.G. Borges e pelo apoio financeiro nas viagens de campo;

- Ao CG/UFPA, pelo suporte material e de laboratórios para a execução das tarefas de gabinete;

- A Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), pelo apoio no campo, cessão de seu acervo bibliográfico e sondagens;

- Aos geólogos da CVRD José Roberto Centeno Cordeiro e Edison Fernandes pela colaboração e discussão no campo.

- Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges (CG/UFPA), pela valiosa colaboração e discussão dos aspectos estruturais da área.

- A CPRM, pela autorização para consulta as imagens de satélite LANDSAT 1:250000 e 1:100000.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, O.J.B. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do

Pará. DNPM/CPRM. 164p. 2 mapas.

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. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, p. 324-338.
- CVRD/CMM. 1972. Distrito Ferrífero de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 26, Belém, 1972. Anais... Belém, SBG. Resumo das Comunicações. p. 78-80. (Boletim nº 2).
- LADEIRA, E.A. & CORDEIRO, J.R.C. 1988. Jazida N4E: Reavaliação dos corpos de hematita dura e Jaspilitos. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. Anexo, p.55-69.
- 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. Dept. de Geol. CG, UFPA. 150p.
- MARÇAL, M.S. 1991. Aspectos Litoestruturais da Mina de Ferro N4E e Manganês do Azul, Serra dos Carajás-PA. Dissertação de Mestrado. Belém, UFPA, CG, 135p. 1 mapa.
- REZENDE, N.P. & MIRANDA BARBOSA, A.L. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Estado do Pará. v.1. Texto, 250p. v. 2, mapas e seções geológicas, 119p.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro. DNPM-MME, v.4, p.1-143.
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. of Amer. Bull., 81:1625-1640.
- 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: 195-200.

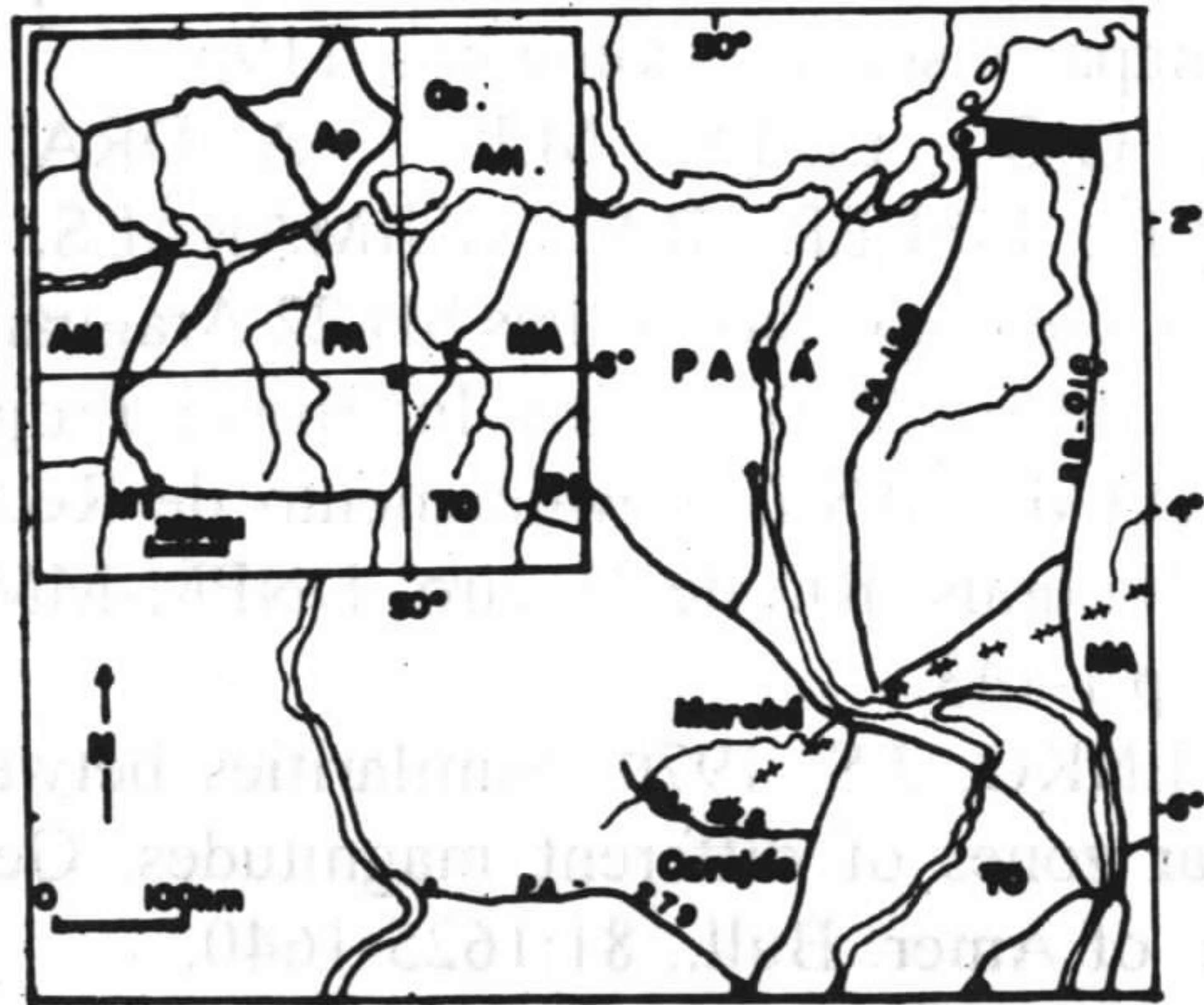
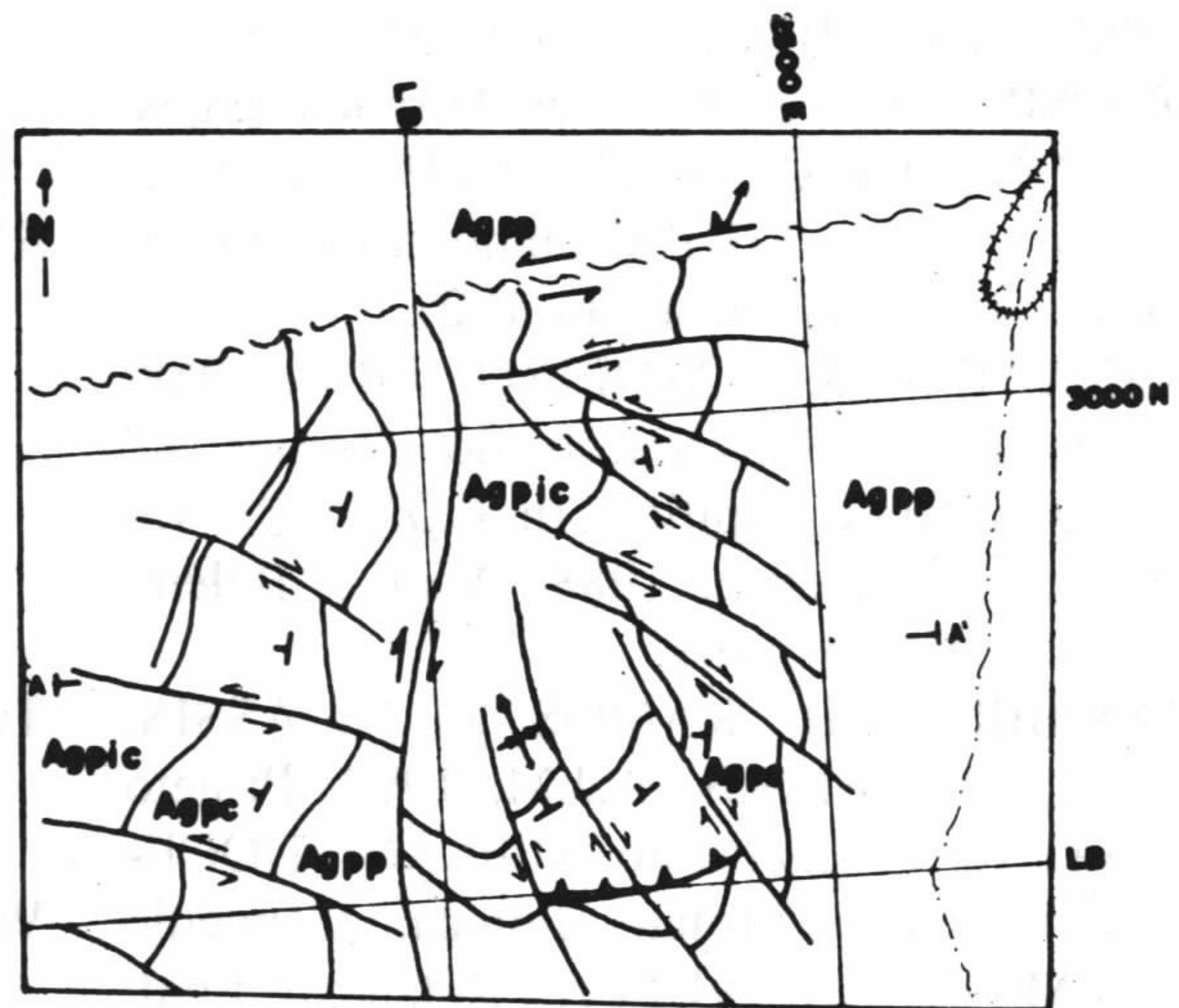
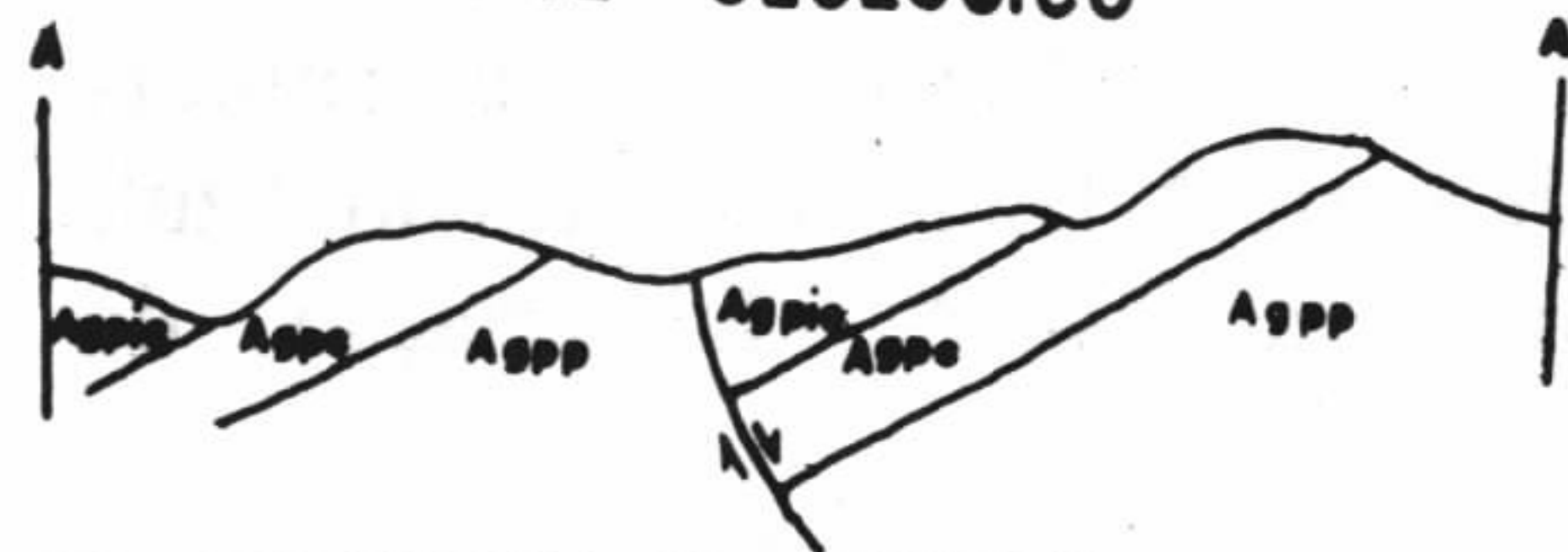


Figura 01 - Mapa de localização do Distrito de Carajás - PA



PERFIL GEOLÓGICO



OBS: COM EXAGERO NA VERTICAL

Figura 03 - Mapa Geológico-Estrutural dos jazidos N4E e N4W.

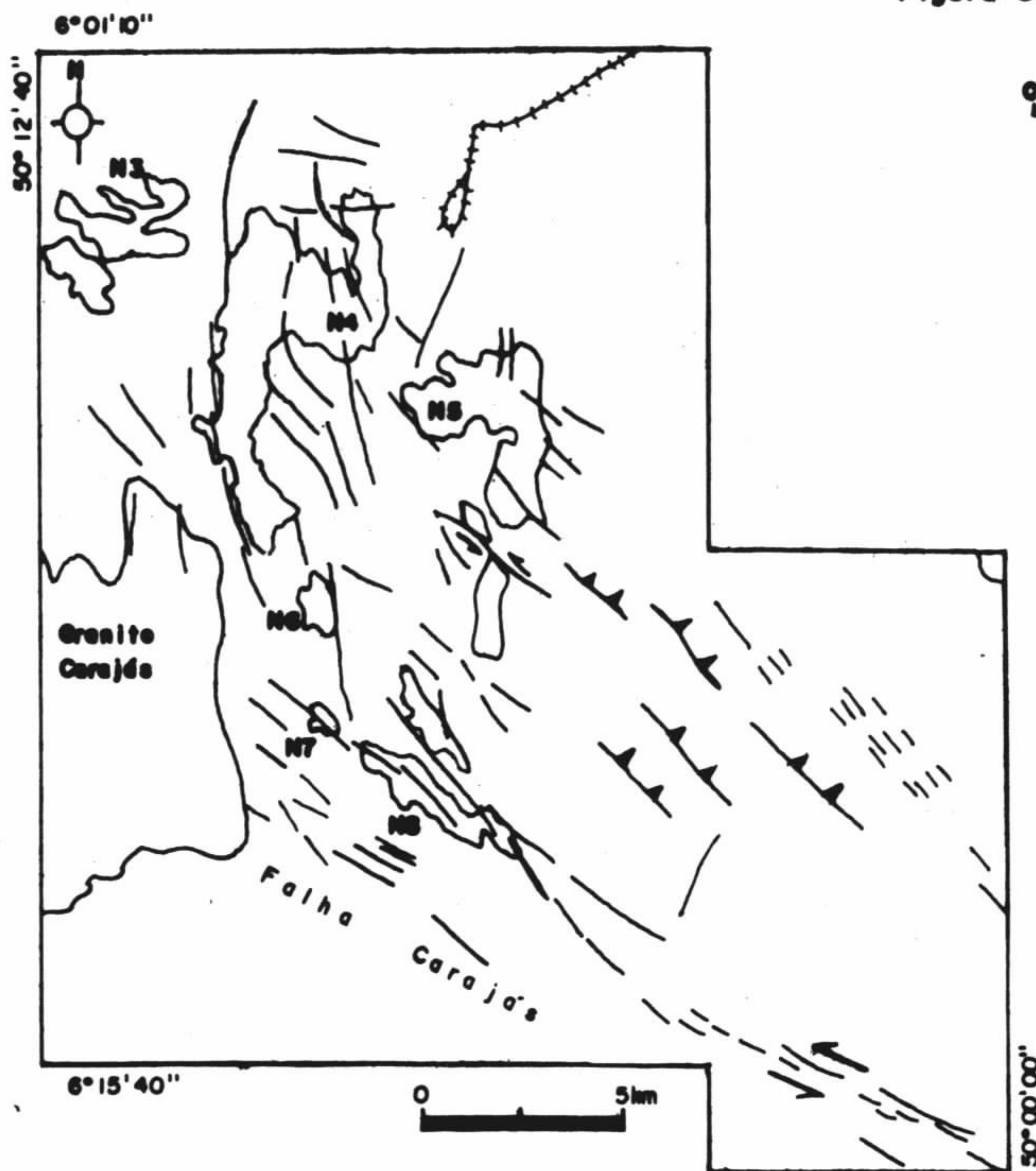


Figura 02 - Principais estruturas fotointerpretadas de imagem de satélite LANDSAT-5 na escala 1:250.000.

- LEGENDA**
- |                 |       |                          |
|-----------------|-------|--------------------------|
| GRUPO GRÃO-PARA | Agpic | Formação Igarapé Cigarra |
|                 | Agpc  | Formação Carajás         |
|                 | Agpp  | Formação Parauapebas     |
- CONVENÇÕES**
- Breagem
  - Para ferroviária
  - Contato geológico
  - Falha com mov. indicada
  - Falha e/ou fratura
  - Falha de empilhamento
  - Eixo de dobra
  - Zona de cisalhamento
  - Atitude de empamento
  - Atitude de foliação

## ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E DIAGENÉTICAS PRESERVADAS NA FORMAÇÃO CARAJÁS-PARÁ

JOEL BUENANO MACAMBIRA E VALTER FERNANDES SILVA - *Centro de Geociências/UFPa*

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho foi desenvolvido como Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) em Geologia e Bolsa de Iniciação Científica CNPQ /PROPESP/UFPa. Foram enfocados aspectos petrológicos dos jaspilitos da Formação Carajás. Estas rochas foram estudadas na área da Mina N4E e em torno do depósito N4W na Serra dos Carajás. A Mina N4E e o depósito N4W localizam-se no Município de Parauapebas, distando 130 Km da cidade de Marabá e 550 Km da cidade de Belém (Fig. 1).

### ESTRATIGRAFIA DO GRUPO GRÃO PARÁ

- Segundo Macambira et al. (1990), o Grupo Grão Pará representa uma sequência vulcano-sedimentar, composta por rochas vulcânicas máficas com intercalações de vulcanitos félsicos compondo a Formação Parauapebas. Esta é sobreposta por rochas sedimentares químicas (jaspilitos), pertencentes à Formação Carajás, que, por sua vez, é sotoposta, em contato gradacional, por rochas vulcânicas e sedimentares clásticas e químicas que compõem a Formação Igarapé Cigarra. No topo do Grupo Grão Pará esses autores descrevem siltitos e folhelhos carbonáticos da jazida de Mn do Azul pertencentes à Formação Igarapé Boa Sorte, fechando o ciclo vulcano-sedimentar.

Wirth et al. (1986) dataram, pelo método U/Pb, zircões das rochas vulcânicas pertencentes à Formação Parauapebas, obtendo idade de  $2.758 \pm 39$  Ma, colocando o Grupo Grão Pará como de idade Arqueana.

A escassez de dados petrográficos, mineralógicos e químicos sobre os jaspilitos da Formação Carajás tem causado opiniões e interpretações diversificadas e controversas, principalmente no que se refere ao metamorfismo e estruturas primárias/diagenéticas e tectógenas.

Meireles et al. (1984) comentam que o metamorfismo regional que atingiu essas rochas seria de fácies xisto verde, porém Lemos e Villas (1982) afirmam que as evidências de metamorfismo nessas rochas não são claras.

Alguns autores acham que o bandamento

descrito nessas rochas é de origem tectônica e não sedimentar e ainda que existe uma foliação desenvolvida nessas rochas (Ladeira & Cordeiro, 1988)

Entre os trabalhos sobre petrografia/mineralogia mais importantes destaca-se Meireles (1986), que descreve a composição e o comportamento do bandamento, caracteriza estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas nessas rochas e analisa elementos maiores e menores em quatro amostras de dois furos de sondagem na Mina N4E.

Macambira et al. (1990) descrevem essas rochas identificando o bandamento composicional, descrevem a mineralogia das bandas e caracterizam lentes de material clástico.

### GEOLOGIA DA FORMAÇÃO CARAJÁS - A

Formação Carajás é composta por um pacote de rochas jaspilíticas com aproximadamente 300 a 400m de espessura, na área da Mina N4E. Esses jaspilitos são caracterizados por um bandamento definido por bandas alternadas de coloração escura constituídas, principalmente, por hematita, subordinadamente magnetita e eventualmente caulinita e por bandas de coloração avermelhada de jaspe compostas por quartzo criptocristalino com pigmentação de hematita. Essas bandas têm espessura variando entre 0.5 até 3 cm, são bastante regulares e contínuas lateralmente. Sills de rochas máficas com 5 a 10cm e até de 50 a 70cm de espessura ocorrem concordantes ao bandamento, bem como diques com espessuras de 10 a 20m ocorrem discordantes ao bandamento. Esses corpos desenvolveram auréolas de metamorfismo de contato nos jaspilitos.

Neste trabalho foram estudadas cerca de 80 amostras de mão dos jaspilitos além de inúmeros afloramentos na área da Mina N4E das quais foram selecionadas 06 amostras, que mostram feições características de estruturas sedimentares primárias e diagenéticas para exemplificar.

Além do bandamento composicional típico dessas rochas, observa-se uma laminação plano-paralela definida por lamina alternadas de

hematita/magnetita e jaspe (Fig.2). Outra estrutura sedimentar observada refere-se a feições de erosão e preenchimento, onde a laminação é truncada e recoberta por outra banda discordantemente (Fig. 3, 5). Essas estruturas foram geradas por correntes de fluxo que escavavam a superfície dos sedimentos.

Estruturas desenvolvidas durante a fase de diagênese desses sedimentos são descritas como estruturas "pods", são bandas depositadas irregularmente que durante a compactação mecânica foram isoladas, gerando pequenos nódulos com formas ovais ou lenticulares (Fig. 4). Estruturas descritas como contatos interpenetrativos foram observadas em lâmina delgada e amostra de mão, onde porções das bandas de jaspe invadem as bandas de opacos subjacentes. Isso ocorre devido à pressão litostática das bandas sobrepostas (Fig. 5).

Estruturas desenvolvidas durante a diagênese, onde o pacote de rochas jaspilíticas encontrava-se no estado hidroplástico referem-se a pequenos dobramentos descritos pelo bandamento, que ocorrem em horizontes isolados sem afetar as camadas subjacentes e sobrejacentes (Fig. 6). Esses tipos de estruturas mostram que alguns horizontes tinham comportamento mais plástico dentro do pacote. Feições de adelgaçamento e rompimento de bandas são observadas e atribuídas a um comportamento mais rígido das bandas em certos horizontes dentro do jaspilito (Fig. 7, 8). Essas estruturas possivelmente se desenvolveram como consequência de pequenos basculamentos sofrido pelas camadas de sedimentos durante a diagênese.

O estado de preservação das estruturas permite a análise das feições como nitidamente sedimentares e diagenéticas.

**CONCLUSÕES** - Com base nas observações pode-se chegar às seguintes conclusões:

a) Os jaspilitos de Carajás são rochas de origem sedimentar química, sendo que o chert sofreu recristalização incipiente e não homogênea;

b) As estruturas primárias e diagenéticas mostram-se bem preservadas e a recristalização do chert de forma não homogênea demonstra que a atuação dos processos metamórficos, se existiram, afetaram essas rochas de forma muito incipiente, assim, essas rochas não devem ser classificadas como rochas metamórficas e sim como rochas sedimentares;

c) As estruturas de erosão e preenchimento evidenciam a atuação de finas correntes de fluxo sobre a superfície dos sedimentos, mostrando que o ambiente deposicional dessas rochas não era tão calmo quanto se imagina até o presente;

d) As estruturas "pods" e os contatos interpenetrativos mostram a atuação da pressão litostática durante os processos diagenéticos que atuaram nesses sedimentos;

e) As estruturas de dobramentos, adelgaçamentos e rompimento de bandas evidenciam que as camadas sofriam leves movimentos que basculavam-nas, sendo que, as camadas com um comportamento mais plástico dobravam-se e adelgavam-se, e bandas com comportamento mais rígido rompiam-se. Esse comportamento diferenciado em alguns horizontes dentro dos jaspilitos evidencia um comportamento mecânico diferente das bandas, como resposta ao basculamento dos estratos. Essa deformação é função da maior ou menor plasticidade dos sedimentos que depende da quantidade de água existente nas bandas e da composição mineralógica.

**AGRADECIMENTOS** - Ao CNPQ/PRO-PESP/UFPa, pela bolsa de Iniciação Científica que possibilitou o desenvolvimento e conclusão deste trabalho;

- Ao Centro de Geociências, pelo uso de equipamentos e laboratórios durante os estudos petrográficos e mineralógicos;

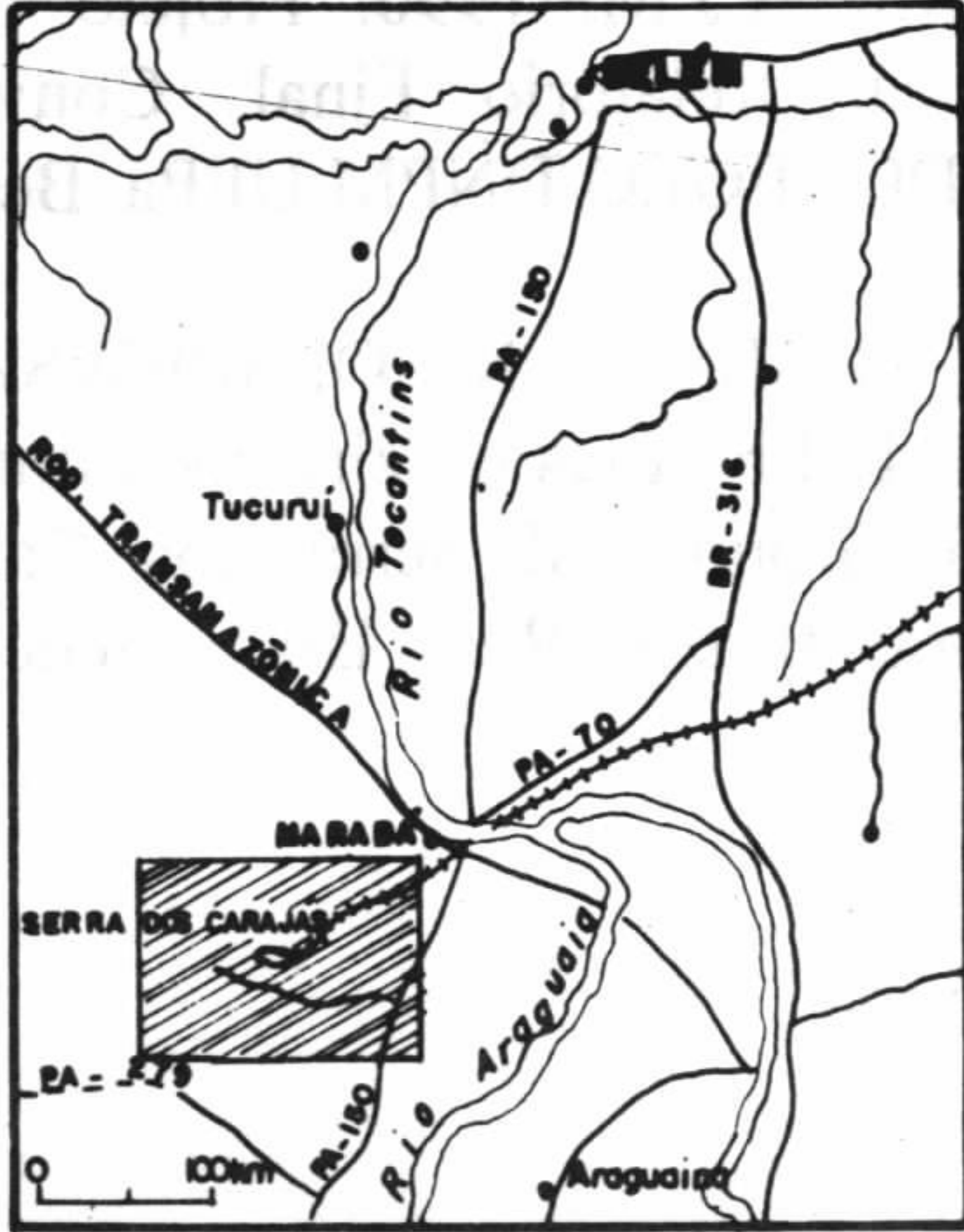
- A CVRD, em especial, aos geólogos José Roberto Cordeiro e Edson Fernandes e aos Técnicos Juscelino e Mauro pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo na área da Mina N4E.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- LEMOS, V.P. & VILLAS, R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará - Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 13 (3): 165-177.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO,



- W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL.; 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.5, p. 2164-2174.
- MEIRELLES, M.R. 1986. Geoquímica e Petrologia dos Jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília. 150p.
- MACAMBIRA, J.B; RAMOS, J.F; ASSIS, J.F.P; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte/Pojuca. Relatório Final. Convênio SEPLAN/DOCEGEO/DNPM UFPa. Belém, Pa. 150p.
- WIRTH, K.R; GIBBS, A.K; OLSZEWSKI, 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): 195-200.



Fonte: MEIRELES (1986)

Figura 01- Mapa de localização da área de trabalho.

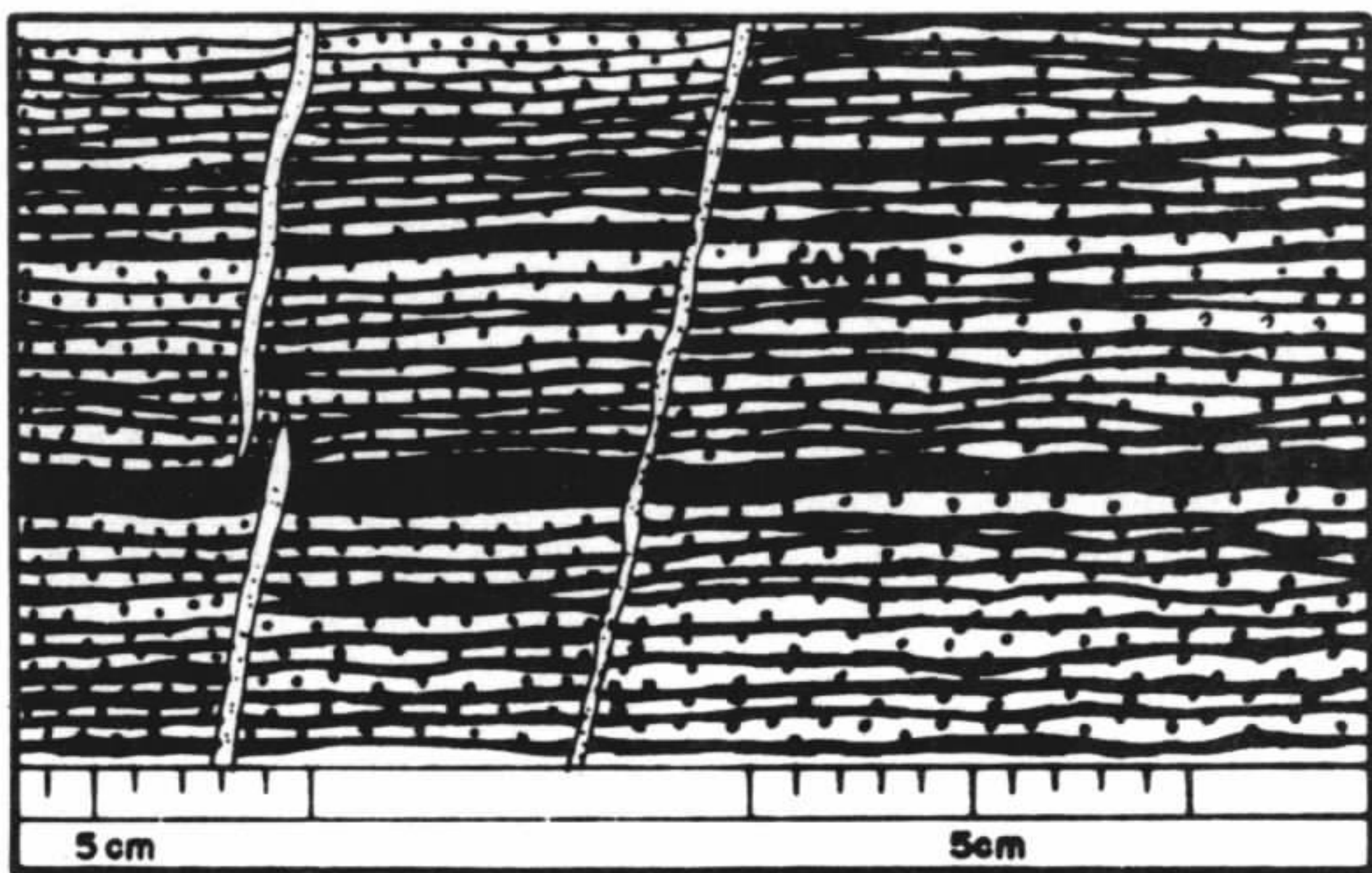


Figura 02- Caracterização de laminação plano-paralela. (desenhado a partir de fotografia).

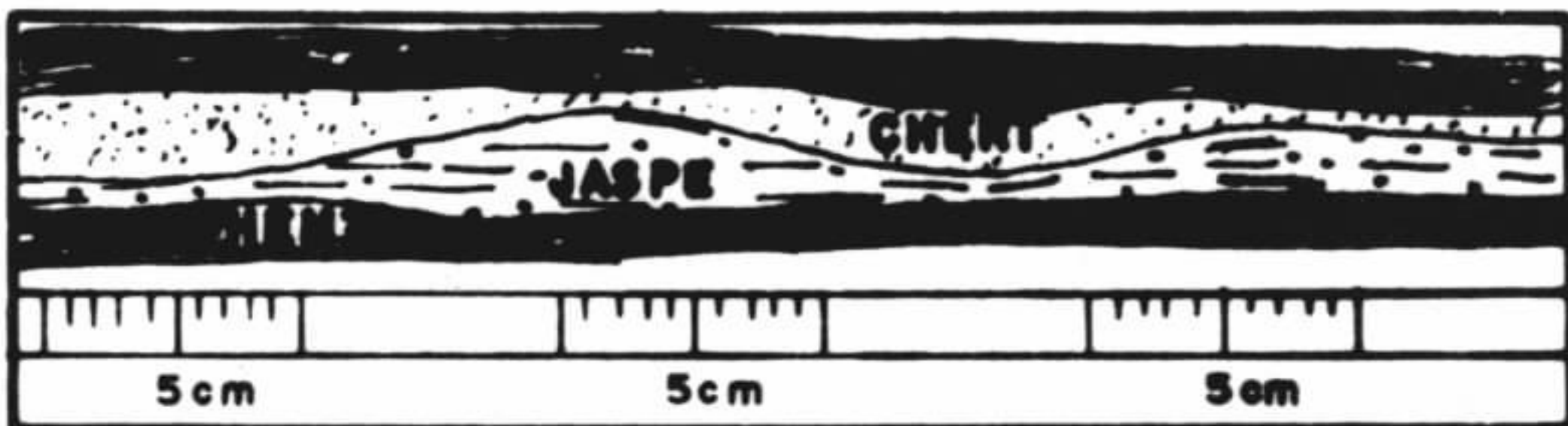


Figura 03- Estruturas de erosão e preenchimento. Note o truncamento da laminação. (desenhado a partir de fotografia).

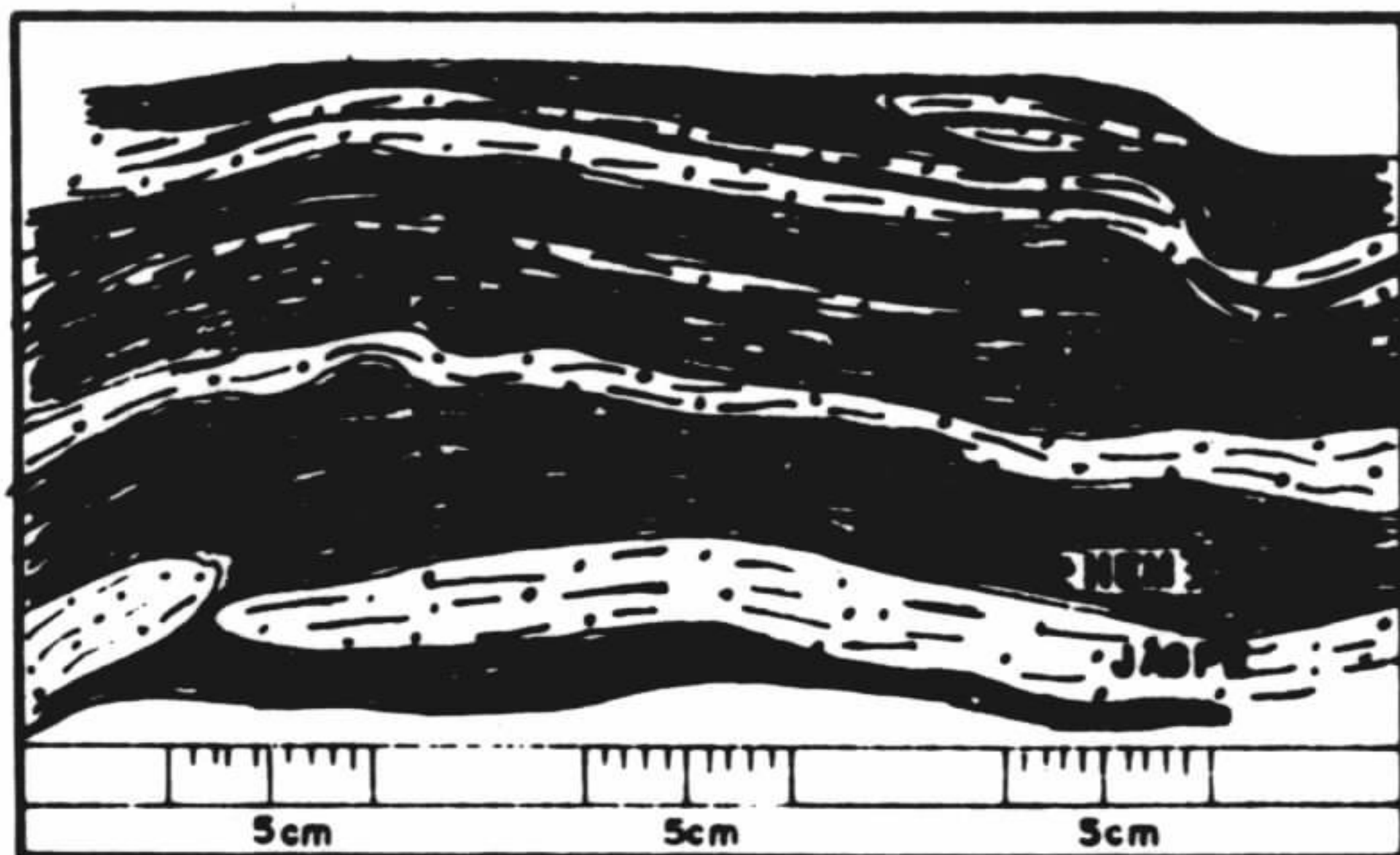


Figura 07- Rempimento de bandas. (desenhado a partir de fotografia).

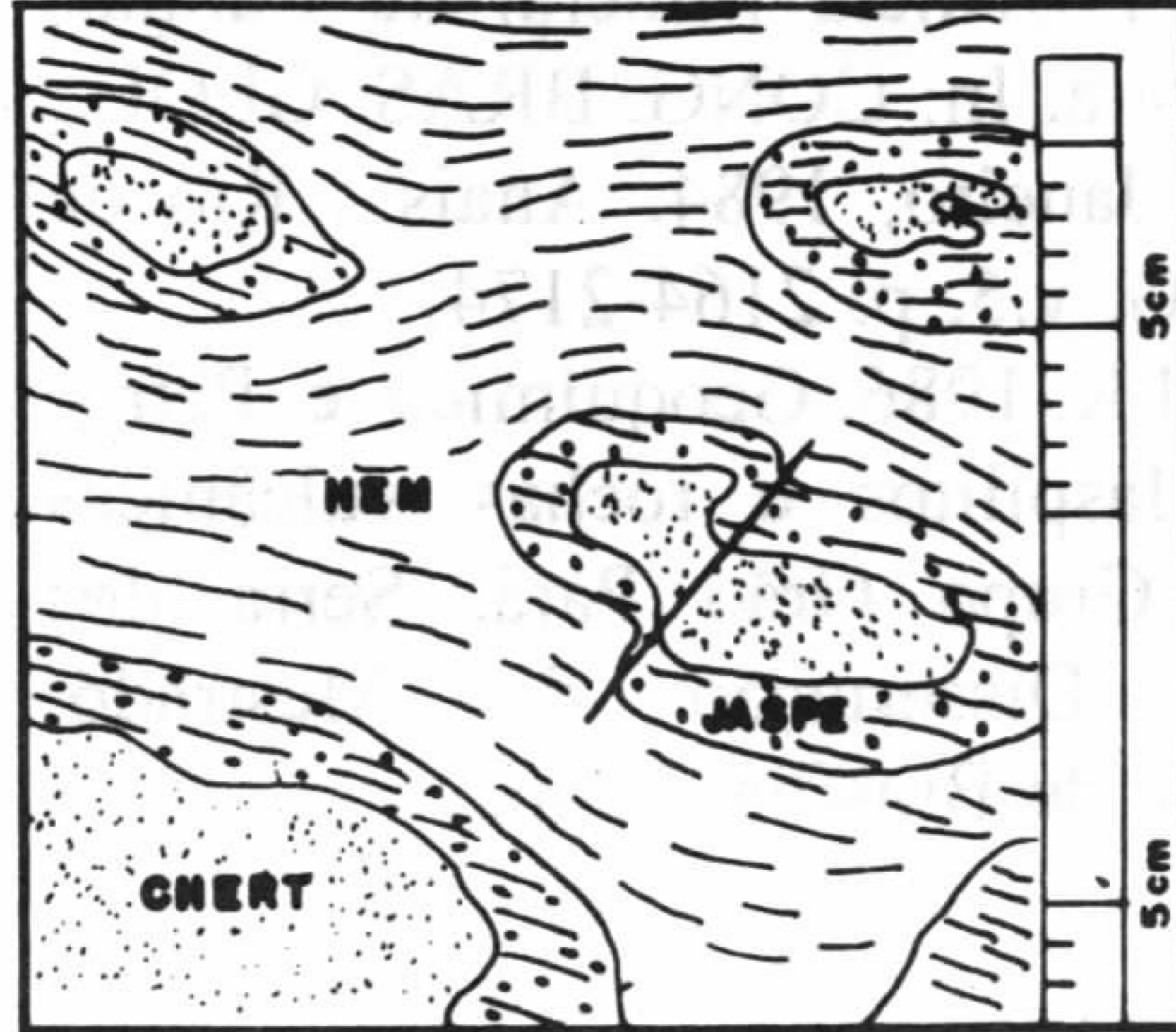


Figura 04- Estruturas "PODS" em seção transversal ao bandamento. (desenho a partir de fotografia).

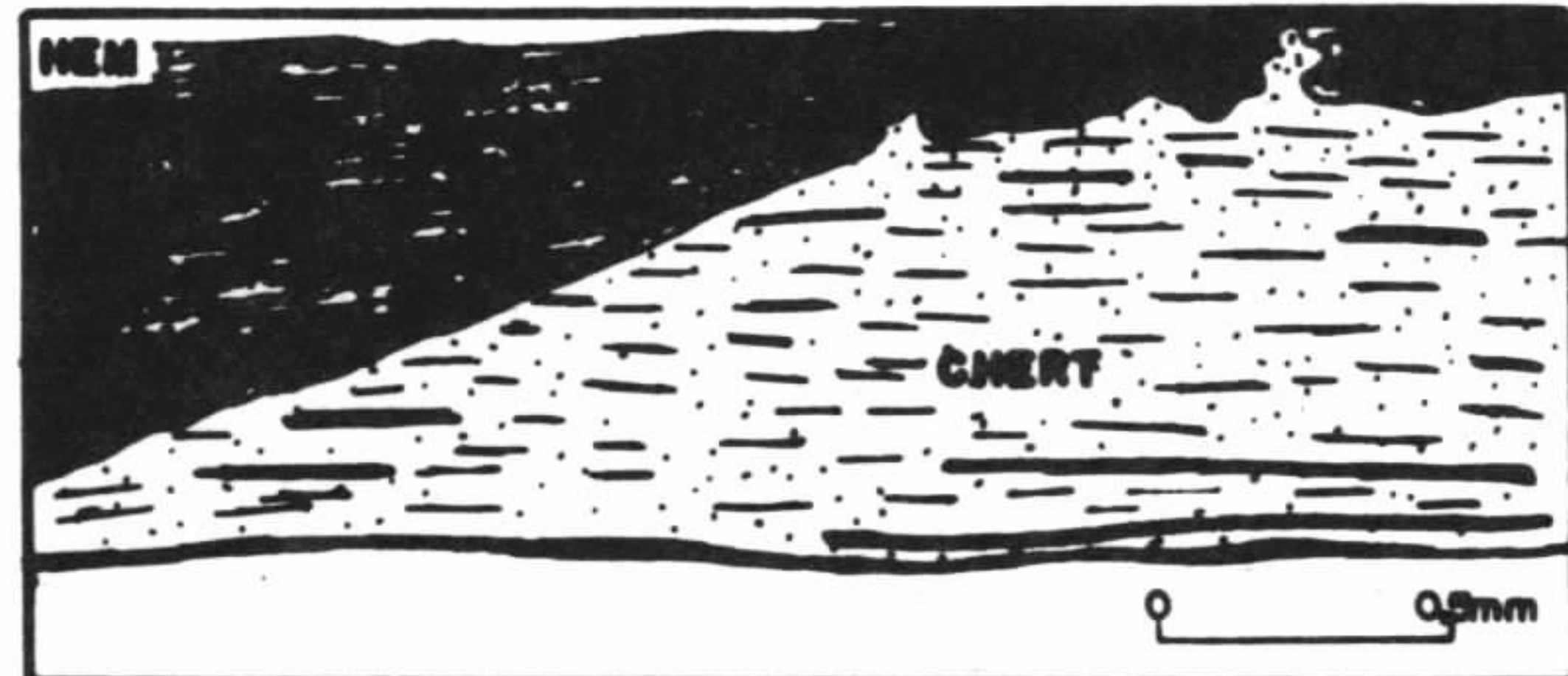


Figura 05- Contatos interpenetrativos e o truncamento da laminação por uma superfície de erosão. (desenho a partir de microfotografia).



Figura 06- Bandamento dobrado restrito a horizontes dentro da concha de jaspilito. (desenho a partir de fotografia).

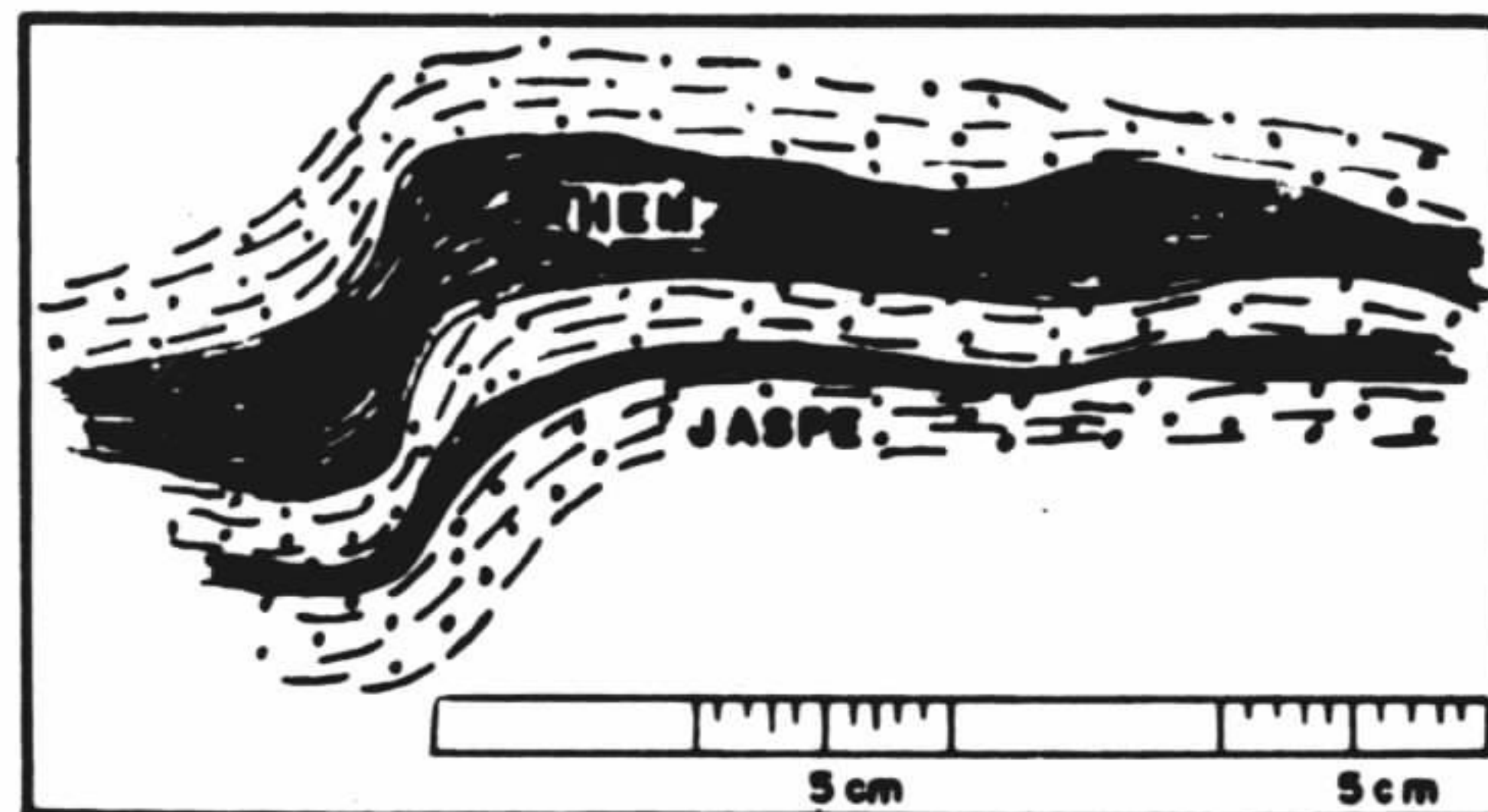


Figura 08- Adesamento de bandas. (desenho a partir de fotografia).

## GEOCRONOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS; SÍNTESE DOS DADOS E NOVOS DESAFIOS

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA E JEAN-MICHEL LAFON

*Laboratório de Geologia Isotópica - Centro de Geociências/UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Passados cerca de vinte anos do início dos trabalhos geocronológicos na Província Mineral de Carajás, cabe uma avaliação dos dados e a definição de novas metas a serem alcançadas com base no contexto geológico atualmente estabelecido. Na primeira década (1974-1984), os dados geocronológicos foram obtidos principalmente pelas metodologias Rb-Sr em rocha total e K-Ar em minerais e rocha total. Com base nesses dados, foram propostos modelos evolutivos onde a estruturação principal com a formação, preenchimento e deformação de bacias, especialmente da região de Carajás propriamente dita, teria se dado no Proterozóico Inferior. Na década seguinte (1984-1994), metodologias de maior potencial (U-Pb em rocha total e em minerais, especialmente zircões; Rb-Sr e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em minerais, Pb-Pb por evaporação em zircões) foram empregadas e um novo quadro se definiu. Comprovou-se que a crosta da Província de Carajás é predominantemente arqueana. O Proterozóico é marcado principalmente por granitos anorogênicos, diques e vulcânicas associados. Neste trabalho apresentaremos uma síntese do conhecimento atual da Província de Carajás com base nos dados geocronológicos mais significativos e os novos desafios que se definem a partir desse quadro.

**OS DADOS GEOCRONOLÓGICOS E O CONTEXTO GEOLÓGICO** - As rochas mais antigas definidas até então na Província de Carajás são o Metatonalito Arco Verde da região de Rio Maria (2957  $\pm$  16/-19 Ma, U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1991a; Macambira, 1992) e os granulitos do Complexo Pium na área de Cateté (3050  $\pm$  114 Ma, Pb-Pb em rocha total; Rodrigues et al., 1992). Contudo, zircões de cerca de 3,2 Ga foram identificados pelo método U-Pb na região de Rio Maria em sedimentos de cobertura plataformal do Grupo Rio Fresco (Macambira & Lancelot, 1991b) e como núcleo herdado de um zircão do Granito proterozóico Musa (Machado et al., 1991), atestando a

existência de rochas mais antigas na Província de Carajás.

O metariodacito do Grupo Lagoa Seca (Supergrupo Andorinhas), que compõe os greenstone belts da região de Rio Maria, foi datado a 2904  $\pm$  29/-22 Ma (U-Pb em zircões, Macambira & Lancelot, 1992). Associada a essa metavulcânica, foram identificadas metagrauvas cujos zircões tiveram como fonte o Metatonalito Arco Verde (Macambira & Lancelot, 1991b). Ainda na região de Rio Maria, o Supergrupo Andorinhas e o Metatonalito Arco Verde foram cortados por granitóides, como o Granodiorito Rio Maria e o Granito Xinguara há 2876  $\pm$  13/-11 Ma (U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1991a; Macambira, 1992), e o Granito Mata Surrão há 2872  $\pm$  10 Ma (Rodrigues et al., 1992). Idades ligeiramente inferiores (2859  $\pm$  4 Ma), foram determinadas pelo método U-Pb em zircões de gnaisses do Complexo Xingu da região de Carajás e interpretadas por seus autores (Machado et al. 1991) como datando a última migmatização sofrida por essas rochas.

A evolução arqueana da região de Carajás seria marcada por eventos tectono-metamórficos significativos (Araújo et al. 1988; Olszewski et al. 1989; Machado et al., 1991). A formação da bacia de deposição do Grupo Grão Pará (de 2757  $\pm$  2 Ma) estaria associada ao primeiro deles (2,77-2,73 Ga). Essa bacia teria uma natureza cisalhante em ambiente de rift continental. O complexo máfico-ultramáfico de Luanga (2763  $\pm$  6 Ma) seria contemporâneo a esse primeiro evento. O segundo evento tectono-metamórfico (2,58-2,50 Ga) provocaria a movimentação de blocos litosféricos, promovendo a deposição dos sedimentos do Grupo Rio Fresco. Esses eventos parecem ter atingido toda a Província de Carajás, como mostram as diversas datações de rochas arqueanas obtidas pelos métodos Rb-Sr em rocha total, K-Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em minerais.

Numerosos corpos graníticos, interpretados como anorogênicos, espalham-se na Província de Carajás e nos seus arredores. A análise de zircões

concordantes a sub-concordantes definiu uma estreita faixa de tempo em torno de 1,88 Ga para essa granitogênese (Machado et al., 1991). Idades obtidas pelo método Pb-Pb em rocha total dos granitos Velho Guilherme (Rodrigues et al., 1992) e Redenção (Barbosa et al., este Simpósio) suportam e ampliam a distribuição desses granitos.

**QUESTÕES GEOCRONOLÓGICAS RELEVANTES** - O acervo de dados geocronológicos da Província Mineral de Carajás ajudou significativamente no entendimento de sua evolução geológica. Entretanto, alguns pontos fundamentais, ainda precisam ser esclarecidos para chegar-se a um quadro evolutivo sintético da Província. Gostaríamos de enfatizar em seguida aqueles pontos onde a geocronologia tem uma contribuição importante a dar.

- Rochas de 3,2 Ga ou mais - Até o momento, apenas zircões com a idade de 3,2 Ga foram identificados na Província de Carajás. Rochas dessa idade, que certamente participaram da fonte do Granito Musa e dos sedimentos do Grupo Rio Fresco na região de Rio Maria, ainda não foram identificadas, se é que ainda existem.

- Idade da crosta inferior - Dentre os granulitos da Província de Carajás, apenas aqueles da região de Cateté dispõem de dados geocronológicos interpretados como datando o protólito ígneo ( $3050 \pm 114$  Ma, Pb-Pb em rocha total; Rodrigues et al., 1992). A idade da granulitização é outra incógnita, embora Renne et al. (1988) tenham proposto idades em torno de 2,7 Ga para esse evento a partir de dados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

- Os complexos máficos e ultramáficos - Até então, o único complexo máfico-ultramáfico datado é o Complexo Luanga ( $2763 \pm 6$  Ma, U-Pb em zircões; Machado et al., 1991). A correlação com aqueles aflorantes na região de Tucumã e Gradaús, e suas evoluções geológicas não estão bem estabelecidas.

- O Complexo Xingu - Com o avanço do conhecimento geológico da Província de Carajás, a medida que novas unidades são descritas e individualizadas, o domínio do Complexo Xingu tem sido reduzido. É o caso do Metatonalito Arco Verde, dos granitóides arqueanos e dos greenstone belts da região de Rio Maria, anteriormente englobados no Complexo Xingu (Hirata et al., 1982). Por outro lado, a correlação entre os

gnaisse das diferentes áreas da Província de Carajás, também tem sido prejudicada pela falta de estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos que, quando existem, são em geral pontuais. É o caso dos gnaisses da região de Carajás e dos granitóides da região de Rio Maria, que têm idades U-Pb similares, porém com interpretações distintas. Para os gnaisses, Machado et al. (1991) propõem que a idade de 2,86 Ga represente a última migmatização sofrida por essas rochas, enquanto que para os granitóides, Macambira & Lancelot (1991a) propõem a idade de 2,87 Ga para sua cristalização.

- Deformações, metamorfismos arqueanos e mineralizações associadas - Os estudos recentes têm conseguido mostrar que vários depósitos de Cu, Zn e Au, como os das áreas Salobo, Pojuca, Igarapé Bahia (em Carajás) e Lagoa Seca (em Rio Maria) estão associados ao metamorfismo e às zonas de cisalhamento (p. ex. DOCEGEO, 1988; Huhn, 1991; Lindenmayer & Fyfe, 1991). As idades do metamorfismo e da deformação são, portanto, fundamentais para entender-se a formação e a remobilização das mineralizações. Para a região de Carajás, Machado et al. (1991) propuseram idades para os eventos tectono-metamórficos (2,77-2,73 Ga e 2,58-2,50 Ga) com base em datações em minerais pelo método U-Pb. Para o restante da província, não se dispõem de datações precisas para os eventos tectono-metamórficos. Contudo, os diversos dados geocronológicos obtidos através dos métodos Rb-Sr em rocha total, K-Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em minerais indicam idades entre 2,5 e 2,75 Ga para esses eventos. As limitações desses sistemas cronométricos e a falta de estudos estruturais sistemáticos, dificultam a individualização dos diferentes eventos arqueanos afetando a Província de Carajás como um todo.

- O Grupo Rio Fresco - A idade das coberturas de plataforma englobadas pela DOCEGEO (1988) no Grupo Rio Fresco mostra-se como uma das grandes controvérsias da geologia da Província de Carajás. Sabe-se que esses sedimentos são cortados pelo Granito Central da Serra dos Carajás de 1,88 Ga (Machado et al., 1991). Certos autores propõem-lhes uma idade arqueana (p. ex. Araújo et al., 1988), enquanto que outros acreditam que o Grupo Rio Fresco depositou-se após o Ciclo Transamazônico, portanto, depois de 2,0 Ga (p. ex. DOCEGEO, 1988). Os únicos

dados geocronológicos disponíveis para o Grupo Rio Fresco são os apresentados por Bonhomme et al. (1982), obtidos em frações finas de folhelhos pelo método K/Ar, que indicam idades entre 1,65 e 1,55 Ga, interpretadas por seus autores como a idade de cratonização da região.

- O Ciclo Transamazônico - Com base nos dados Rb-Sr em rocha total, K-Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em biotita, a região de Carajás tem sido interpretada como tendo sofrido a influência do Ciclo Transamazônico. Contudo, caso esse evento tenha realmente atingido essa região, ele deve ter sido de fraca intensidade, uma vez que o mesmo não foi detectado pelos métodos U-Pb em titanita e

monazita (Machado et al., 1991) e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em anfibólio (Renne et al., 1988). Na região de Rio Maria, métodos sensíveis, como o Rb-Sr em minerais e K-Ar em biotita, indicaram idades entre 1,8 e 2,0 Ga, como provável resultado do aporte calorífico das intrusões dos granitos anorogênicos do Proterozóico. Por outro lado, os dados estruturais dessa região (Souza et al., 1990) e a idade Rb-Sr em minerais ( $2,58 \pm 0,05$  Ga) do Granodiorito Cumaru na região de Gradaús (Lafon et al., 1990), no sudoeste da Província de Carajás, não suportam a hipótese do Ciclo Transamazônico ter atingido a parte sul dessa província.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.; MAIA, R., JORGE JOÃO, X.S., COSTA, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988, Anais...Belém, vol.1, p. 324-333.
- BARBOSA, A.A., LAFON, J.M., NEVES, A., VALE, A.G. 1994. O Granito Redenção (Sul do Pará): Novos dados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. Neste simpósio
- BONHOMME, M.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., MACEDO, M.H.F., THOMAZ FILHO, A., 1982. Radiometrical age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precamb. Res.*, 18: 103-118.
- HIRATA, W.K., RIGON, J.C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A.C.C., MEIRELES, E.M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. Anais...Belém, SBG, v.1; p. 100-110.
- LAFON, J.M., MACAMBIRA, J.B., PEREIRA, E.D., SCHELLER, T., 1990. Geocronologia Rb-Sr em rochas totais e minerais do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal. Anais... Natal, SBG, v.6, p.2929-2940.
- 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 Carajás, Brésil. Tese de Doutorado. Univ. Montpellier II. 212p.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J., 1991a. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991, Anais...Belém, SBG, v.1, p.49-58.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J., 1991b. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais...Belém, SBG, v.1, p.59-69.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J., 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Boletim de resumos expandidos, v.2, p. 188-189.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E., LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49: 329-354.
- 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.
- RENNE, P.R., ONSTOTT, T.C., JORGE JOÃO, X.S., 1988.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: further implications for the nature of the middle-late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988, Anais...Belém, p. 348-362.

RODRIGUES, E.S., LAFON, J.M., SCHELLER, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Boletim de resumos expandidos, v.2, p. 183-184.

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: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais...Natal, SBG, v.6, p.2913-2928.

## ESTUDO COMPARATIVO ENTRE MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS APLICADOS EM ZIRCÕES; O CASO DO GRANODIORITO RIO MARIA, PROVÍNCIA DE CARAJÁS

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA E THOMAS SCHELLER

Laboratório de Geologia Isotópica - Centro de Geociências/UFPa

**INTRODUÇÃO** - A resistência do zircão à abrasão, aos ataques químicos e às transformações metamórficas e deutéricas é bem conhecida. Tal propriedade permite a esse mineral reter suas características isotópicas primárias através de vários ciclos sedimentares, fazendo dos métodos geocronológicos aplicados em zircões, os de maior potencial para datação de eventos formadores de rochas, especialmente de rochas ígneas.

Este estudo compara os resultados obtidos em zircões do Granodiorito Rio Maria (Fig. 1), sul da Província de Carajás, através dos métodos:

- U-Pb em frações multigrãos (p. ex. Tilton et al., 1955, Wetherill, 1956);
- U-Pb em monocristal (Lancelot et al., 1976);
- U-Pb em monocristal polido (Krogh, 1982);
- Pb-Pb por evaporação em monocristal (Kober 1986, 1987, Gaudette et al., 1993).

**O GRANODIORITO RIO MARIA (GdRM) E SEUS ZIRCÕES** - O GdRM pertence a um conjunto de granitóides arqueanos do tipo TTG associado a *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas), coberto por sedimentos do Grupo Rio Fresco e cortado por granitos proterozóicos (p. ex. Huhn et al., 1988, Souza et al., 1990). O GdRM é fraco foliado, preservando texturas ígneas, e orientado paralelamente à foliação regional, relacionada a um evento arqueano de cisalhamento (Medeiros, 1987).

A amostra estudada (RM-69) é um hornblenda-biotita granodiorito constituído de plagioclásio, microclina, quartzo, titanita, opacos, zircão, apatita, epidoto, clorita e sericita. A textura é granular com feições deformacionais. Os zircões formam uma população homogênea de cristais eudrais, opacos, fraturados, zonados, cor marrom a moderadamente branco (metamícticos). Inclusões e zanações oscilatórias, caracterizadas por alterações ricas em Ca e U, foram observadas em imagens de SEM.

**RESULTADOS OBTIDOS** - Os resultados obtidos pelos métodos U-Pb em zircões do GdRM são de Macambira & Lancelot (1990) e Macambira (1992) que propõem uma idade de 2874+9/-10 Ma para a sua intrusão. Os resultados obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação são inéditos.

- Método U-Pb em frações multigrãos (FM) - Os dois pontos analíticos obtidos através do método FM são bastante discordantes (86,7 e 77,7% de discordância) no diagrama concórdia (Fig. 2). De fato, as frações são constituídas de cristais, em geral, bastante metamícticos, em razão de seus altos teores em U (584 e 1274 ppm), causando uma perda significativa de Pb. A reta obtida através desses dois pontos intercepta a curva concórdia em 2700 Ma, idade bastante inferior à admitida para o GdRM. Quando aplica-se o método FM, necessita-se de muitos grãos, tornando praticamente inviável a eliminação de grãos metamícticos que, no caso do GdRM, são bastante numerosos.

- Método U-Pb em monocristal (M) - Os quatro pontos analíticos obtidos pelo método M são também bastante discordantes (Fig. 2), associados aos altos teores de U dos cristais que no caso variam entre 449 e 904 ppm. Como destacam Lancelot et al. (1976), no método M é possível escolher-se os cristais a serem analisados, trazendo vantagens especialmente úteis quando ocorrem misturas de populações. Dessa forma, conseguiu-se um ponto com 46,7% de discordância. Os quatro pontos analíticos fornecidos por esse método indicam uma idade de cerca de 2800 Ma, também inferior à idade admitida para o GdRM.

- Método U-Pb em monocristal polido (MP) - Esse método tem como princípio eliminar, pelo polimento, as partes externas dos cristais, que são, em geral, mais enriquecidas em U e conseqüentemente mais metamícticas. Os núcleos preservados dos cristais conservam o registro

isotópico original e fornecem idades similares ou próximas de suas idades de formação. Os pontos analíticos obtidos pelo método MP forneceram, de fato, pontos pouco discordantes (Fig. 2). Dois pontos mostraram-se bastante discordantes por tratarem-se de zircões intensamente metamícticos. A idade obtida a partir dos três pontos de monocristais polidos, mais o ponto menos discordante dos monocristais não polidos (todos com menos de 50% de discordância) é de  $2874 \pm 9/-10$  Ma ( $2\sigma$ ). É a maior idade obtida para os granitóides arqueanos da Província de Carajás e é interpretada como a idade de cristalização do GdRM.

**Método Pb-Pb por evaporação (E)** - O método E consiste em aquecer gradativamente um zircão em um espectrômetro de massa para liberar e analisar o Pb de seu retículo. Para cada bloco de 6 razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas é calculada uma "idade". Em geral, o Pb liberado no início do aquecimento vem de sítios frágeis do cristal, fornecendo "idades" menores que as "idades" obtidas a mais altas temperaturas, quando as partes do cristal melhor cristalizadas liberam o seu Pb. Essas "idades" mais altas são, portanto, mais próximas da idade real do cristal analisado. Treze cristais de zircão foram analisados pelo método E (Fig. 3). Zircões metamícticos forneceram "idades" menores (p.ex. zircões 1, 2, 4 e 7), enquanto aqueles bem cristalizados forneceram "idades" maiores (p. ex. zircões 8, 9 e 10). O conjunto de zircões analisados, com a eliminação dos blocos obtidos a baixas temperaturas, indica uma idade média de  $2834 \pm 13$  Ma ( $2\sigma$ ), inferior a idade admitida para o GdRM ( $2874 \pm 9/-10$  Ma,  $2\sigma$ ), embora o cristal 10 tenha fornecido uma idade de  $2876 \pm 17$  Ma ( $2\sigma$ ).

**CONCLUSÕES** - As seguintes conclusões podem ser obtidas neste estudo:

1 - A boa escolha dos zircões é um fator fundamental para o sucesso da datação. Zircões metamícticos devem ser evitados, sempre que possível.

2 - Os métodos U-Pb (FM, M e MP) apresentam, nessa ordem, maior potencial para a determinação da idade de cristalização dos zircões. No entanto, as condições laboratoriais são mais delicadas e o emprêgo de técnicas suplementares (polimento) são necessárias.

3 - O método E é muito mais rápido e simples que os métodos U-Pb, não necessitando do tratamento químico prévio, o que evita as contaminações.

4 - O método E fornece idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , faltando uma referência para que se avalie se é a idade de cristalização. Portanto, essa idade deve ser considerada como mínima. Já nos métodos FM, M e MP, quando obtém-se pontos concordantes a subconcordantes em relação ao intercepto superior no diagrama concórdia, a idade de cristalização está relativamente bem definida. Caso os pontos sejam muito discordantes, a idade também deve ser considerada como mínima.

5 - No estudo de rochas arqueanas levemente metamorfisadas, como no presente caso, o método E apresentou resultados satisfatórios, porém em rochas proterozóicas os resultados podem ser complexos e de difícil interpretação. Por sua vez, os métodos FM, M e MP têm sido aplicados com sucesso em rochas de ampla faixa de idades.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. GEOQ., 4. Brasília, 1993. Anais... Brasília, SBG, p.236-237.
- HUHN, S.R.B., SANTOS, A.B.S., AMARAL, A.F., LEDSHAN, E.J., GOUVEA, 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., Anais... Belém, SBG, v.3, p.1438-1452.
- KOBER, B., 1986. Whole-rock grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:482-490.
- KOBER, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96:



63-71

KROGH, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46: 637-649.

LANCELOT, J.R., VITRAC, A., ALLÈGRE, C.J., 1976. Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29: 357-366.

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 Carajás, Brésil. Tese de Doutorado. Univ. Montpellier II. 212p.

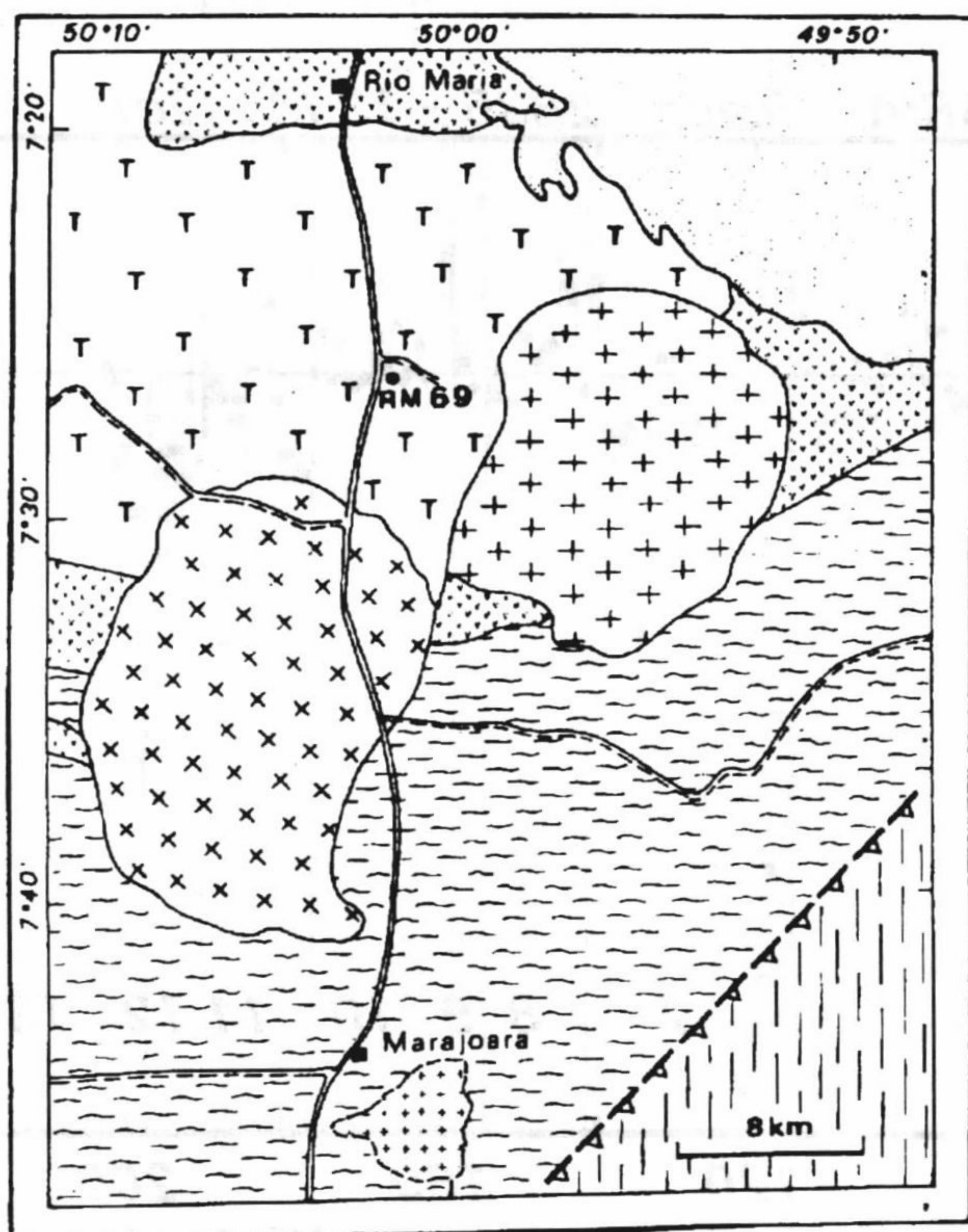
MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J., 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG, p.49-58.

MEDEIROS, H., 1987. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de mestrado, UFPa, 164pp.

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.

TILTON, G.R., PATTERSON, C., BROWN, H., INGRAM, M., HAYDEN, R., HESS, D., LARSON, E., 1955. Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66: 1131-1148.

WETHERILL, G. W., 1963. Discordant uranium-lead ages. II. Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *J. Geophys. Res.*, 68: :2957-2965.



□ Região estudada

## LEGENDA

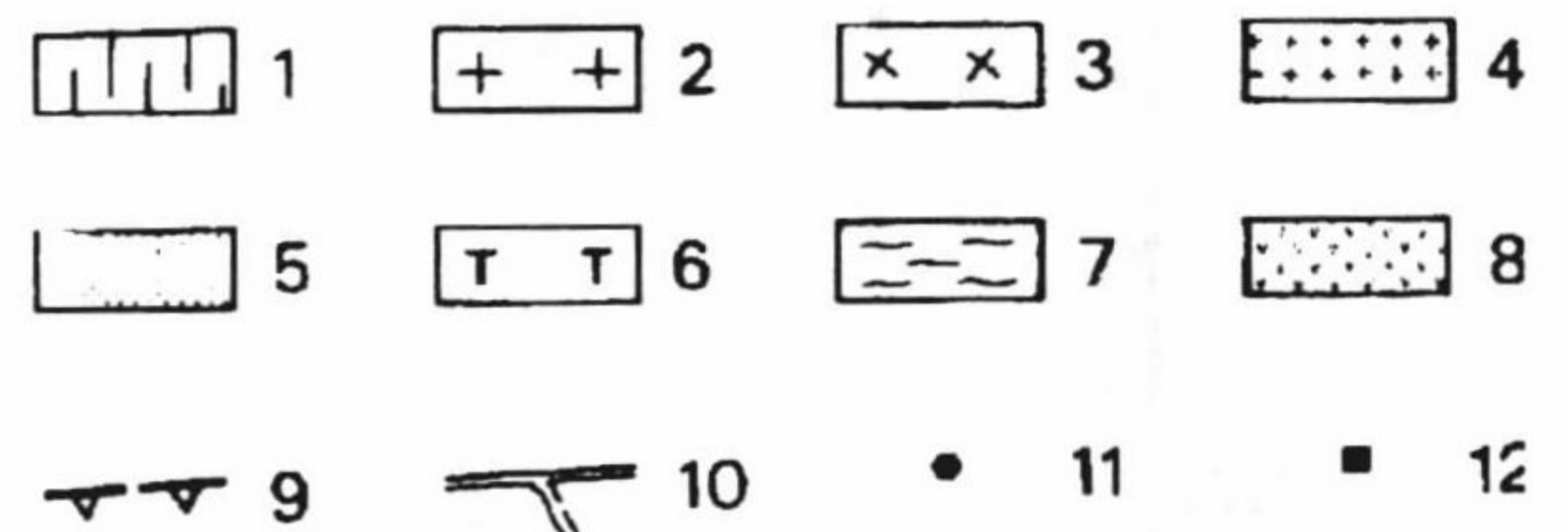


Figura 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO RIO MARIA, PROVÍNCIA DE CARAJÁS (segundo Souza et. al. 1990, modificado). 1- Faixa Araguaia; 2- Granito Jamon; 3- Granito Musa; 4- Granito Marajoara; 5- Grupo Rio Fresco; 6- Granodiorito Rio Maria; 7- Tonalito Arco Verde e granitóides associados; 8- Supergrupo Andorinhas (greenstone belt); 9- Falha de Empurrão; 10- Estradas; 11- Ponto de amostragem; 12- Cidade ou vila.

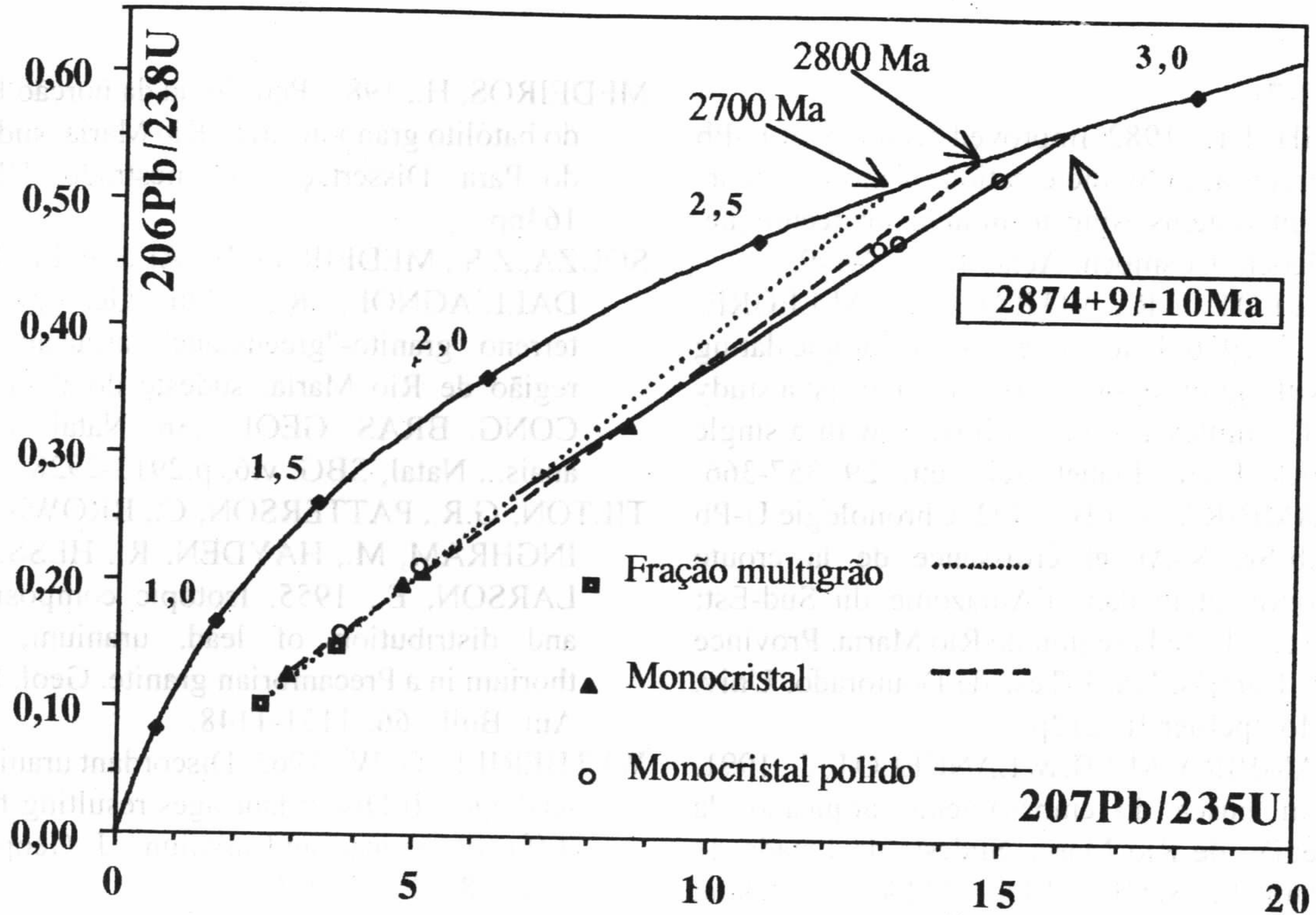


Fig. 2 - Diagrama Concórdia para zircões do Granodiorito Rio Maria (Macambira & Lancelot 1991, Macambira 1992)

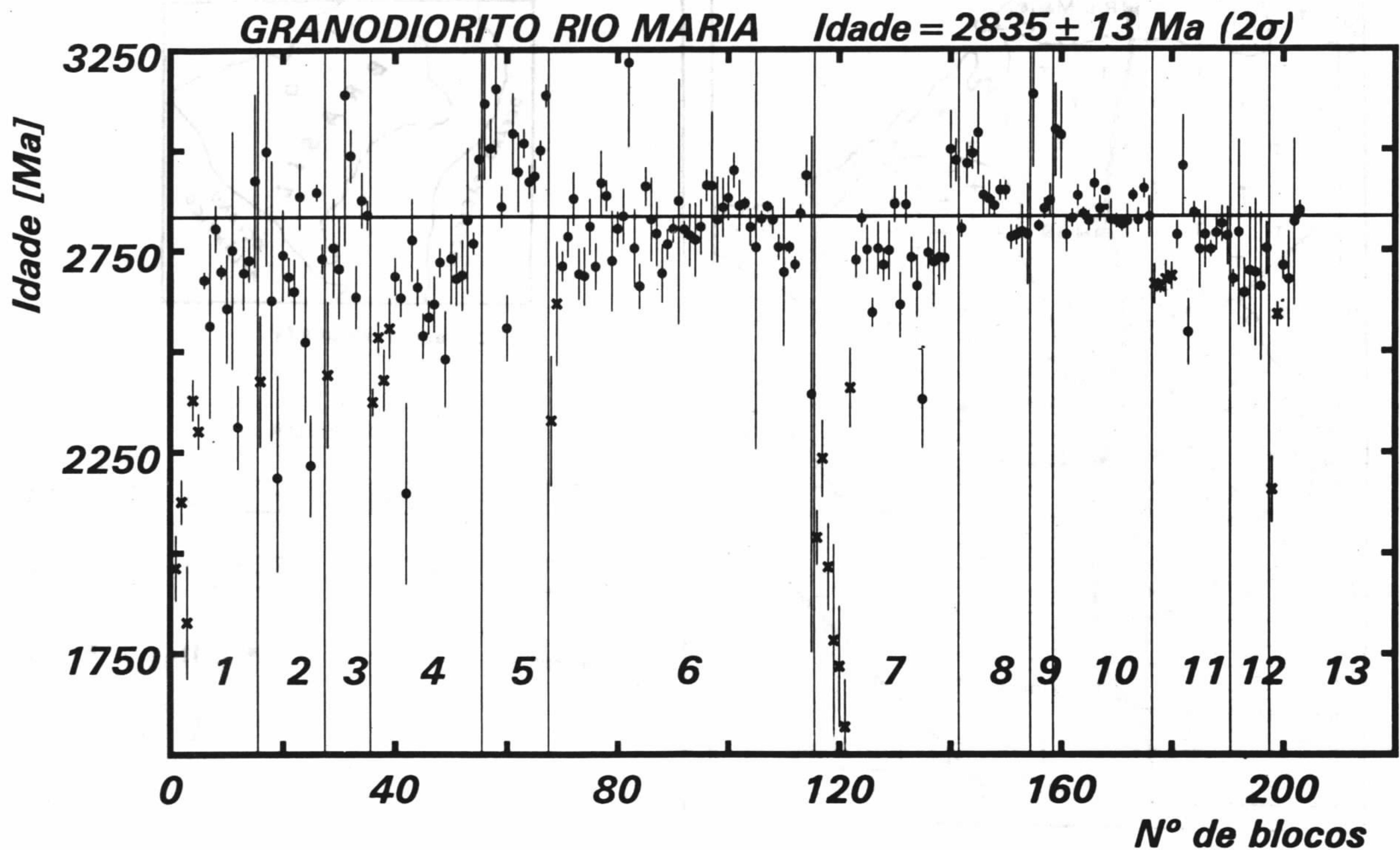


Figura 3: Diagrama Idade (Ma) versus número de blocos de 6 razões isotópicas para 13 zircões do Granodiorito Rio Maria analisados pelo método Pb-Pb por evaporação. Barras de erro com "x" representam blocos eliminados do cálculo. Números dos zircões indicados.

## COMPORTAMENTO MAGNÉTICO DO TONALITO ARCO VERDE E DO GRANITO GUARANTÃ, RIO MARIA, PARÁ: SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E MINERAIS OPACOS.

MARÍLIA SACRAMENTO DE MAGALHÃES<sup>1</sup>

MARCO AURÉLIO B. MAIA FIGUEIREDO<sup>1,2</sup>

FERNANDO JACQUES ALTHOFF<sup>1,3</sup>

1- Centro de Geociências - CG, Universidade Federal do Pará - UFPA

2- Bolsista de Iniciação Científica (CNPq) - CG-UFPA

3- Bolsista de Doutorado (CNPq)/CRPG (França)

O Tonalito Arco Verde e o Granito Guarantã representam duas unidades arqueanas aflorantes na região de Rio Maria, nas proximidades da vila de Marajoara, no SE do Pará (Althoff et al. 1993). O estudo do comportamento magnético dessas unidades envolveu dados de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais opacos, os quais permitiram caracterizar diferenças importantes entre algumas porções onde estas rochas afloram.

Dentre os minerais opacos, destaca-se magnetita (Mt). Ilmenita, hematita (martita), goethita, pirita em geral são observadas em proporções reduzidas. Calcopirita, quando observada, ocorre em proporções reduzidíssimas.

O Tonalito Arco Verde possui os maiores valores de SM em áreas próximas aos contatos com as intrusões graníticas do Proterozóico Musa (gmu) e Marajoara (gma) (Figueiredo & Magalhães 1993), intervalos médios\* de  $81 \times 10^{-4}$  a  $71 \times 10^{-4}$  SI (gmu, uma amostra possui  $SM = 170 \times 10^{-4}$  SI) e de  $76 \times 10^{-4}$  a  $33 \times 10^{-4}$  a  $33 \times 10^{-4}$  SI (gma). O efeito térmico causado pelas intrusões citadas deve ter possibilitado a neofor- mação de Mt nessas porções, provocando um aumento de SM. Este mesmo tipo de comportamento também observado no Granodiorito Rio Maria, que apresenta SM\*\* variando de  $247 \times 10^{-4}$  a  $50 \times 10^{-4}$  SI nas porções circunvizinhas aos granitos Musa e Jamon (Magalhães & Dall'Agnol 1991). Nas porções do tonalito afastadas das intrusões graníticas, a SM\* varia de  $9 \times 10^{-4}$  a  $5,5 \times 10^{-4}$  SI. Em geral, estas amostras encontram-se próximas a zonas de cisalhamento.

No granito Guarantã, os valores médios de SM\* variam de  $45 \times 10^{-4}$  a  $6 \times 10^{-4}$  SI. Existe uma diminuição de suscetibilidade nas proximidades das zonas de cisalhamento ( $SM < 8 \times 10^{-4}$  SI) que marcam o contato dessa unidade com o Tonalito Arco Verde. A diminuição dos cristais de Mt pode ser a causa do decréscimo de suscetibilidade nas porções cisalhadas.

A partir do estudo magnético das referidas unidades geológicas, pode-se concluir que:

- 1- A auréola de contato no Tonalito Arco Verde é registrada pelos valores mais elevados de SM, conseqüentes do conteúdo mais elevado de Mt, a qual deve ter se formado, em grande parte, devido ao efeito térmico de contato provocado pelas intrusões dos granitos Musa e Marajoara;
- 2- a ação do efeito térmico do gmu no Tonalito Arco Verde parece ter sido mais intensa do que aquela do gma nesta unidade, haja vista a existência de valores de SM próximos a esse maciço inferiores àqueles de porções próximas ao gmu. Os valores de SM da auréola de contato do granodiorito Rio Maria corroboram tal fato, uma vez que nesse batólito, a intensidade do efeito térmico causado pelos granitos Musa e Jamon também parece maior;
- 3- os valores de SM de amostras do Tonalito Arco Verde localizadas nas proximidades de zonas de cisalhamento podem caracterizar um comportamento magnético específico nessas porções; no entanto, seria precoce caracterizar esta relação entre valores mais baixos de suscetibilidade e zonas de cisalhamento, haja vista a necessidade de um número maior de medidas em porções menos deformadas do tonalito, sem as quais

\* Medidas efetuadas com o susceptibilímetro SI-1 da Sapphire Instruments

\*\* Medidas efetuadas com o susceptibilímetro CTU-2 da SCINTREX

- se torna difícil uma comparação;
- 4- no Granito Garantã, a presença de valores mais baixos de SM nas proximidades ou nas zonas de cisalhamento, que marcam o seu contato com o tonalito, pode refletir uma diminuição dos cristais de Mt. Um estudo mais detalhado dos minerais opacos nessas porções mais deformadas deverá permitir esclarecer esta questão;
- 5- a interação de estudos de SM e de minerais

opacos, a qual tem sido destacada em vários trabalhos (Ishihara 1981, Haggerty 1981, Dall'Agnol et al. 1988, Magalhães & Dall'Agnol 1991, 1992, entre outros), é imprescindível para que haja o esclarecimento de determinados comportamentos magnéticos, os quais estão diretamente relacionados aos aspectos geológicos /geoquímicos das rochas estudadas.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.; BARBEY, P.; BOUVIER, A.M.; CHAMPENOIS, M.; DALL'AGNOL, R. 1993. The Archaean evolution of a crustal segment over 100 Ma: the Amazonian Craton. In: TERRA NOVA, 1, Strasbourg, 1993. Abstracts... Strasbourg, EUG. v.5, p.32.
- FIGUEIREDO, M.S.M. & MAGALHÃES, M. 1993. Suscetibilidade magnética do Metatonalito Gnáissico Arco Verde e Granito Garantã, região de Marajoara, sudeste do estado do Pará: um estudo preliminar. In: SEMIN. INIC. CIENT. Resumos. Belém, CG-UFPA (no prelo).
- HAGGERTY, S.E. 1981. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: RUMBLE III, D. ed. Oxide Minerals. 2 nd ed. Washington, Miner. Soc. Am. P. Hg1-Hg 99. (short course notes).
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: SKINNER, B.J. ed. Economic Geology reventy-fifth Anniversary-volume. Lancaster, Econ. Geol., p.458-484.
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1991. Considerações petrológicas baseadas em estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética do Granodiorito Rio Maria (região de Rio Maria - sudeste do Pará). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.70-84.
- 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. (no prelo).

## INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E DE SENSORIAMENTO REMOTO, APLICADO A GEOLOGIA DA FOLHA SERRA DOS CARAJÁS (SB.22-Z-A-II), PA.

JOSÉ MAURO MARTINI - *DNPM/IG-UNICAMP*

GILBERTO AMARAL - *IG-UNICAMP*

**ABSTRACT** - The integrated use of remote sensing, aerogeophysical and topographic data, with support of digital image processing techniques and geographical information systems, is contributing to the improvement of the understanding of the geology of the Serra dos Carajás region and its mineral deposits.

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho é um sumário da dissertação de mestrado do primeiro autor, em fase de preparação, sob orientação do segundo, junto ao IG-UNICAMP. Nele está sendo demonstrado que o uso integrado de dados de sensoriamento remoto (Landsat-TM e radar), aerogeofísica (magnetometria e gamaespectrometria) e topografia (modelo de elevação de terreno), pode contribuir significativamente para o conhecimento da geologia básica e dos controles das mineralizações conhecidas.

Através de técnicas de processamento digital de imagens (PDI) e sistemas geo-referenciados de informação (SGI), procura-se caracterizar e individualizar cada unidade litológica e as estruturas que afetam, bem como as principais ocorrências minerais nelas encaixadas.

**GEOLOGIA** - A área estudada é composta por rochas de origem sedimentar, vulcânica e plutônica, afetadas por diferentes graus de metamorfismo, constituindo as unidades litoestratigráficas, denominadas: Complexo Xingú, Grupo Grão-Pará, Grupo Sapucaia, Granito Plaquê, Granitos anorogênicos e depósitos cenozóicos, mapeados por DOCEGEO (1988) e Araújo et al. (1991). As sequências metamórficas são afetadas por um complexo padrão estrutural de falhas de distintos tipos, além de juntas e foliação. Para fins deste trabalho, adotamos a proposta do segundo autor.

**MATERIAIS E MÉTODOS** - Para o desenvolvimento dos trabalhos, contamos com uma cena

Landsat-TM, completa, sob forma digital, adquirida com fundos da FAEP-UNICAMP. Os dados aerogeofísicos digitalizados em malha regular, do PGBC (Programa Geofísico Brasil-Canadá) foram fornecidos pela CPRM. A folha topográfica Serra dos Carajás (SB-22.Z.A.II) foi adquirida no IBGE e digitalizada manualmente, o mesmo ocorrendo com o mapa geológico de Araújo et al. (1991). O mosaico semicontrolado de radar, sob forma fotográfica, foi digitalizado através do sistema EICONIX do IG-UNICAMP.

Os diversos planos de informação, sob forma digital, foram co-registrados através dos recursos dos programas I2S (International Imaging Systems) e GRASS (Geographical Resources Analysis Support System), disponível no LAPIG do IG-UNICAMP.

Os dados, assim registrados, foram submetidos a técnicas rotineiras de processamento, objetivando identificar e caracterizar os principais alvos geológicos presentes. Essas técnicas foram: aumento de contraste, filtragens espaciais, composição colorida, transformação IHS e principais componentes. A transformação IHS mostrou-se excelente para combinar geofísica e relevo com imagens LANDSAT, melhorando a visualização das diferentes unidades geológicas e de suas estruturas.

**RESULTADOS** - O modelo de elevação do terreno (MET), visualizado como uma imagem em branco e preto, mostrou-se excelente para a análise geomorfológica e estrutural. Isto é melhorado ao se utilizar os recursos de visão em perspectiva e rotação.

Os dados magnéticos, igualmente observados, permitem subdividir a região em domínios homogêneos, refletindo ora a litologia, ora as estruturas mais profundas, estas com marcante orientação NW-SE e E-W, normalmente não coincidentes com as estruturas mapeadas na superfície ou observáveis nas imagens de

sensoriamento remoto.

Os dados gamaespectrométricos, por sua natureza, associam-se as unidades litológicas, em função de seus teores em U, Th e K (os dados de K não estão disponíveis, mas podem ser inferidos através da contagem total). Técnicas de classificação não supervisionada desses dados, através do SGI, mostraram razoável correlação com as unidades geológicas mapeadas (Tab. 01). Anomalias isoladas indicam ou concentrações de U e Th em zona de falha, ou corpos diferenciados nos granitos anorogênicos.

As imagens Landsat-TM e suas transformações mostram bastante bem as principais unidades litológicas e suas estruturas, principalmente com a utilização de composições coloridas e filtragem no domínio espacial.

As imagens digitalizadas de radar quando combinadas com dados geofísicos, usando

transformação IHS, têm fornecido bons resultados no aspecto morfológico e textural, face a melhor resolução espacial do primeiro e os modelos de interpretação geológica resultantes do segundo.

O trabalho com o SGI está em desenvolvimento, mas espera-se poder melhor caracterizar as principais unidades litológicas e suas estruturas, bem como as condicionantes de alguns depósitos minerais.

**CONCLUSÕES** - Este trabalho, ainda não completado, está demonstrando que a utilização de técnicas de processamento digital de imagens e sistemas georeferenciados de informação, será uma importante ferramenta para a melhoria do conhecimento geológico de grandes áreas da amazônia, para as quais dispõem-se de imagens Landsat-TM e radar, aerogeofísica e topografia.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB-22.Z.A. Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p. il.
- DOCEGEO-AM. 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anexo aos Anais...Belém, SBG, v. esp., p.11-54.
- WOLLENBERG (1978) - Apud Killen, P.G. Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation in Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores Peter J. Hood, editor; Geological Survey of Canada. Economic Geology Report 31, p. 163-229, 179.

| ppm U       | FORMAÇÃO PARAUPEBAS    |          | FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS   |          |
|-------------|------------------------|----------|-------------------------|----------|
|             | Km <sup>2</sup>        | % Área   | Área Km <sup>2</sup>    | % Área   |
| 0 - 1       | 28,08                  | 3,30     | 122,06                  | 9,64     |
| 1 - 2.5     | 345,00                 | 40,61    | 828,44                  | 65,43    |
| 2.5 - 3.5   | 203,05                 | 23,90    | 227,08                  | 17,93    |
| 3.5 - 4.5   | 146,65                 | 17,26    | 61,00                   | 4,82     |
| 4.5 - 5.5   | 105,99                 | 12,48    | 14,06                   | 1,11     |
| 5.5 - 6.5   | 17,04                  | 2,01     | 7,82                    | 0,62     |
| 6.5 - 7.5   | 1,71                   | 0,20     | 3,05                    | 0,24     |
| 7.5 - 9.0   | 1,03                   | 0,12     | 1,66                    | 0,13     |
| 9.0 - 10.0  | 0,61                   | 0,07     | 0,42                    | 0,033    |
| 10.0 - 11.5 | 0,41                   | 0,05     | 0,50                    | 0,039    |
| TOTAL       | 849,57 Km <sup>2</sup> | 100,00 % | 1226,09 Km <sup>2</sup> | 99,992 % |

(A)

| Unidades Litológicas         | Média Concentração (U ppm) Seg. Wolleberg (1978) | ppm U registrado | Área de Ocorrência (Km <sup>2</sup> ) |
|------------------------------|--------------------------------------------------|------------------|---------------------------------------|
| FORMAÇÃO PARAUPEBAS          | 0.8                                              | 9 - 10           | 0,61                                  |
|                              |                                                  | 10 - 11.5        | 0,41                                  |
| FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS        | 4.0                                              | 9 - 10           | 0,42                                  |
|                              |                                                  | 10 - 11.5        | 0,50                                  |
| SUITE GRANÍTICA ANO-ROGÊNICA | 4.5                                              | 9 - 10           | 7,41                                  |

(B)

**Tab. 01** - (A) - Distribuição dos valores ppm U associados a Formação Parauapebas e Formação Águas Claras. (B) - Correlação das concentrações anômalas relacionados a média para rochas de mesma natureza.



Foto 01 - Imagem Radar mostrando lineamentos longos (> 2 Km.). Os dados vetoriais do mapa geológico são mostradas em cores claras. Original colorido.

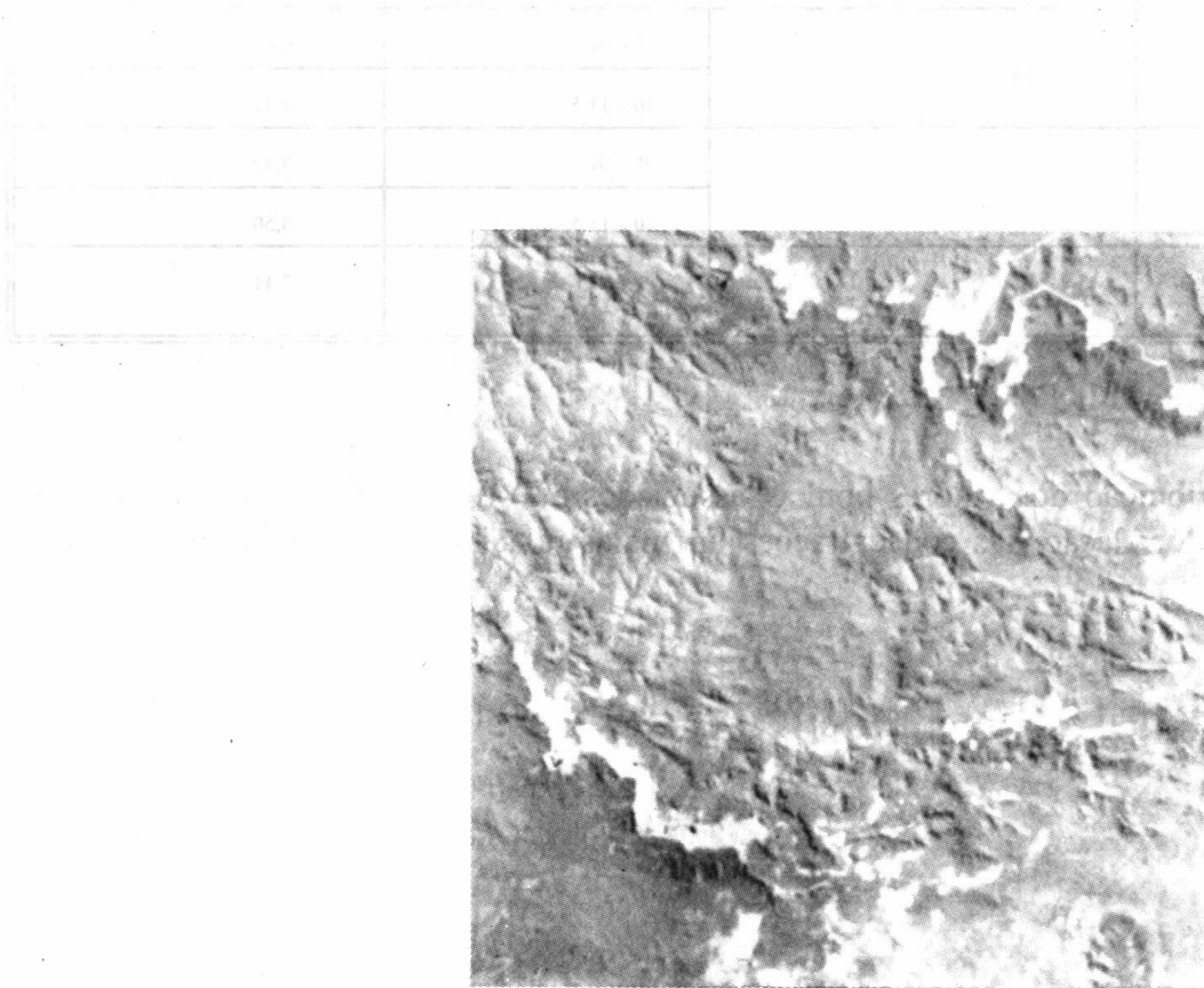


Foto 02 - Imagem IHS reconvertida para o RGB integrando dados LANDSAT-TM e Aerogamaespectrométricos - PC1. Observar a incidência de anomalias associadas aos corpos graníticos. Original Colorido.



## EVOLUÇÃO DAS FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS NA COBERTURA INTEMPÉRICA DO PLATÔ N-1 - SERRA DOS CARAJÁS-PA

**CLOVIS MAURITY** - *Centro de Geociências/CPGG - UFPa*

**BASILE KOTSCHOUBEY** - *Centro de Geociências/DGP - UFPa*

**INTRODUÇÃO** - Os platôs da Serra dos Carajás - Pa culminam a uma altitude média de 750 m, apresentando um desnível em torno de 300 m com relação aos vales adjacentes. A espessa cobertura laterítica que os capeia desenvolveu-se sobre os vulcanitos ácidos e básicos e formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará, e os meta-arenitos e metapelitos do Grupo Rio Fresco, exibindo expressivas feições pseudocársticas resultantes de processos mais recentes.

As formas pseudocársticas consistem essencialmente em depressões doliniformes subcirculares e cavidades subterrâneas, além de inúmeras cavernas localizadas nas bordas dos relevos tabulares. Essas feições foram estudadas em detalhe no platô N-1, na aba norte da Serra dos Carajás.

### COBERTURA LATERÍTICA DO PLATÔ N-1

- O manto de alteração nesta área é constituído essencialmente por um espesso pacote saprolítico, composto de caolinita, oxi-hidróxidos de Fe e eventualmente quartzo, desenvolvido às custas de rochas vulcânicas e metassedimentares, e por uma couraça ferro-aluminosa de 0,5 a 5m de espessura. Normalmente compacta e litificada na superfície, essa couraça é mais friável na base, ao contato com o saprolito. Com feições cavernosas a maciças, a crosta exhibe texturas variadas desde esferulítica (pseudopisolítica a pseudo-oolítica), até esponjosa, brechoide e conglomerática. Compõe-se de gibbsita, goethita e hematita. A caolinita está presente na parte inferior da crosta, porém ocorre apenas em traços no seu topo. Ademais, sinais de quartzo e pequenas quantidades de boehmita foram localmente detectados.

Ocorrem igualmente no platô N-1, antigos depósitos coluviais lateritizados durante o desenvolvimento das crostas ferro-aluminosas, nas quais podem ainda ser encontrados fragmentos alterados de litotipos variados.

Sobre e nas imediações das formações ferríferas, o manto de alteração consiste numa

espessa couraça de textura brechoide (canga), contendo fragmentos hematíticos de formação ferrífera, envoltos em matriz gibbsita-caolinitica, com quantidades variáveis de oxi-hidróxidos de Fe, ou cimentados por goethita/hematita ou gibbsita.

**DEGRADAÇÃO DA LATERITA** - Estudos recentes revelaram tanto em superfície como em subsuperfície, indícios de degradação tardia a recente da cobertura de alteração.

Na parte superior da couraça este processo expressa-se pela individualização de pseudopisolitos a partir da laterita maciça, pela presença de cavidades centimétricas a decimétricas preenchidas por agregados de diminutos esferólitos gibbsíticos, de cutanes aluminosas e ferruginosas formando sistemas anastomosados, e de acumulações em fissuras ou túbulos, de pequenos fragmentos e grãos de laterita cimentados por hematita. O aparecimento de condições relativamente ácidas e redutoras devidas, provavelmente, à acumulação de matéria orgânica em superfície, provocou a dissolução de caolinita, gibbsita e goethita, e a remobilização de Si, Fe e Al. Enquanto o Si foi em sua maior parte lixiviado para fora do perfil, Al e Fe, após migração na forma de soluções verdadeiras e/ou coloidais, redepositaram-se na própria couraça, devido à mudanças nas condições físico-químicas em profundidade e/ou à degradação dos complexos orgânicos aluminosos e ferruginosos bastante instáveis. Essas transferências químicas geraram os diferentes produtos citados acima.

Em subsuperfície a evolução foi algo diferente. Com o progressivo rebaixamento do nível freático causado pelo soerguimento regional posterior à formação da laterita, intensificou-se a migração vertical e lateral de soluções aquosas e reativou-se o processo de alteração. Al e Fe remobilizados na couraça e na interface crosta-saprolito, acabaram depositando-se sob a forma de gibbsita e oxi-hidróxido de ferro em fraturas

e fissuras no topo essencialmente caolinítico do saprólito. Formou-se assim, superinposto ao nível argiloso, um sistema denso de vênulas de gibbsita ou goethita/hematita. Prosseguindo a alteração, a caolinita sofreu dissolução parcial, o que resultou na individualização mais ou menos acentuada de um sistema tipo "box work" sustentado pela rede de vênulas. Assim no decorrer do tempo, individualizou-se logo abaixo da couraça, uma zona altamente porosa e permeável, particularmente favorável a circulação de águas subterrâneas, a zona dita de "baixa densidade". Processos semelhantes têm sido registrados em vários terrenos lateríticos (McFarlane & Twidale, 1987).

A figura 1 mostra um esquema dos processos degradativos do terreno laterítico, gerando as principais estruturas e texturas.

**EVOLUÇÃO PSEUDOCÁRSTICA** - A evolução das feições pseudocársticas iniciou-se com a geração de zonas de baixa densidade, através da eluviação predominantemente química e a degradação da cobertura laterítica na parte inferior, logo abaixo da crosta. Com o aumento dos fluxos aquosos em regime vadoso, a erosão física tornou-se mais atuante, principalmente nas bordas dos platôs, removendo o material menos

coeso, e gerando cavernas com até 100 m de extensão.

A formação de lagos doliniformes com bordas nítidas nas partes centrais do platô, estaria ligada ao abatimento da crosta laterítica, provocado pela fragilidade e instabilidade da zona de baixa densidade, e a presença provável de cavidades subterrâneas. Twidale (1987) descreveu a evolução de tais feições em sedimentos lateritizados na Austrália.

A degradação laterítica e a consequente formação de feições pseudocársticas marcam toda a região, podendo ser observadas tanto nos platôs da Serra Norte como nos da Serra Sul, onde foram identificados inúmeros lagos doliniformes nas suas superfícies, e que certamente, muitas cavernas permanecem ainda desconhecidas.

Tais transformações foram causadas sobretudo pelo rebaixamento do nível de base, provavelmente resultante do tectonismo epirogenético, que parece ter afetado toda a região no Terciário Superior e/ou Quaternário. Intensas percolações durante os períodos de clima úmido favoreceram o desenvolvimento do quadro pseudocárstico.

A figura 2 mostra a distribuição das feições pseudocársticas nos platôs lateríticos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- McFARLANE, M.J. & TWIDALE, C.R. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. *Z. Geomorph. (Suppl. Bd 64):77-95.*
- TWIDALE, C.R. 1987. Sinkholes (dolines) in lateritised sediments, Wester Sturt Plateau, Northern Territory, Australia. *Geomorphology* 1: 33-52.

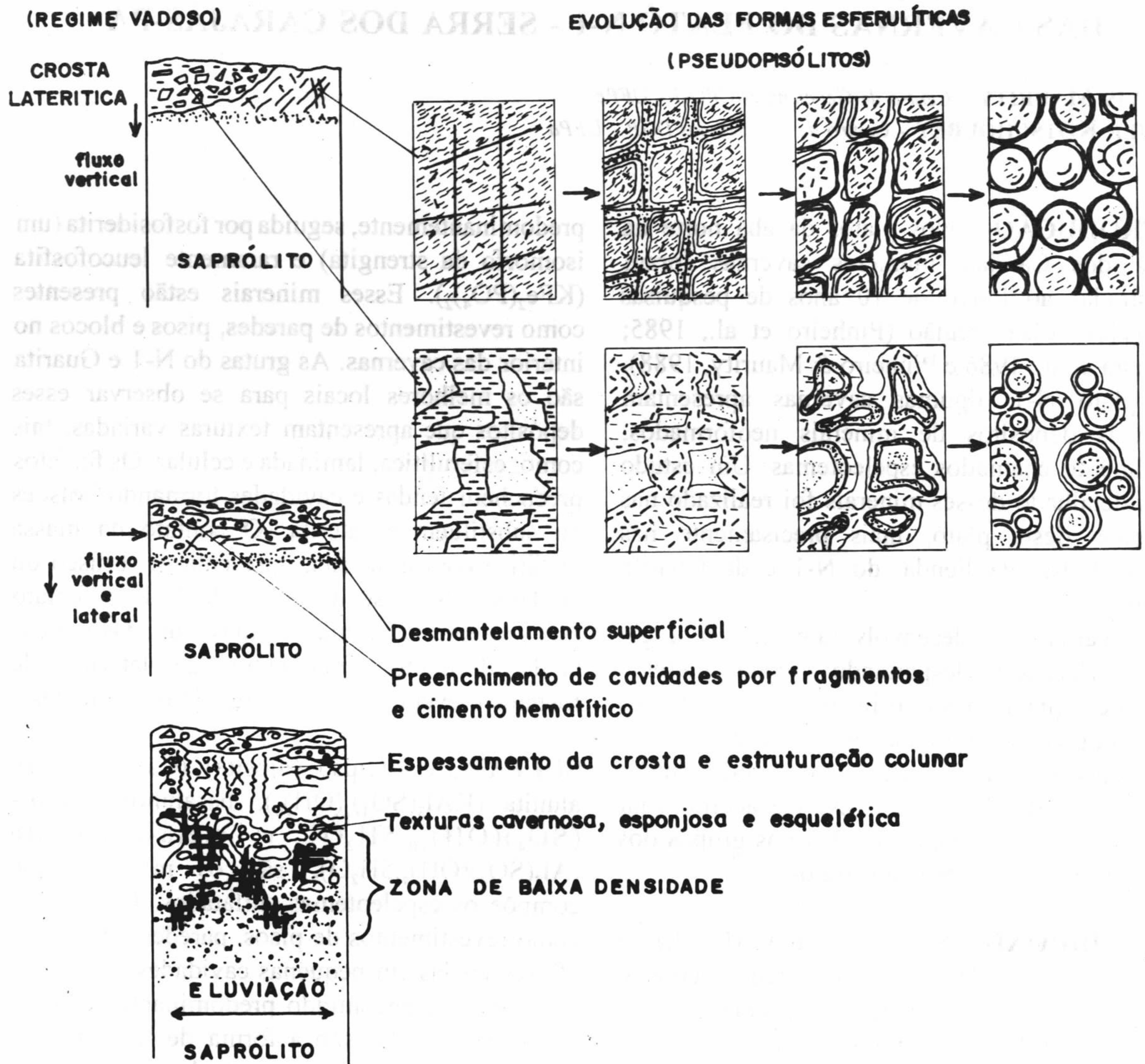


Figura 1 - Perfis esquemáticos mostrando o processo de degradação laterítica nos platôs da Serra Norte - Serra dos Carajás - Pa.

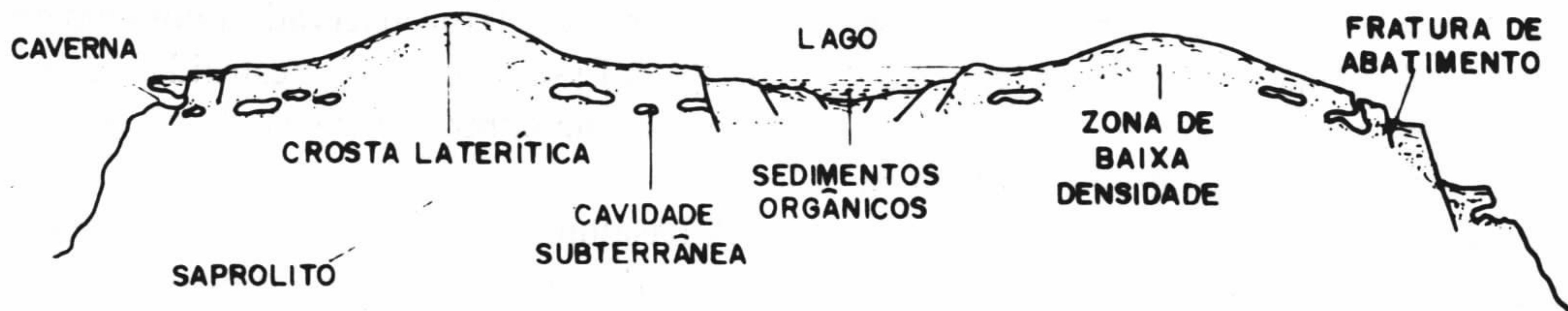


Figura 2 - Seção esquemática dos platôs da Serra Norte - Serra dos Carajás - Pa, mostrando os padrões de fraturas e feições pseudocársticas.

## CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DOS MINERAIS DE ESPELEOTEMAS DAS CAVERNAS DO PLATÔ N-1 - SERRA DOS CARAJÁS-PA

CLÓVIS MAURITY - *Centro de Geociências/CPGG - UFPA*

BASILE KOTSCHOUBEY - *Centro de Geociências/DGP - UFPA*

**INTRODUÇÃO** - Nos platôs da aba norte da Serra dos Carajás, inúmeras cavernas foram registradas ao longo de 10 anos de pesquisas efetuadas nessa região (Pinheiro et al., 1985; Moreira et al., 1986 e Pinheiro & Maurity, 1988). No platô N-1 algumas cavernas apresentam notáveis depósitos de minerais neoformados, geralmente chamados espeleotemas. Um estudo mais detalhado desses minerais foi realizado nas cavernas deste platô, mais precisamente nas Grutas Falsa, da Fenda, do N-1 e da Guarita (figura 1).

As cavernas se desenvolveram em litologia atípica (laterita), despertando grande interesse científico quanto a sua origem e as associações mineralógicas neoformadas no seu interior.

Os minerais dos espeleotemas foram identificados por difração de raios-X. De acordo com sua composição, foram reunidos nos grupos dos oxi-hidróxidos, fosfatos e sulfatos.

**OXI-HIDRÓXIDOS** - Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e goethita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) estão frequentemente associadas nos espeleotemas, enquanto que gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ) encontra-se isolada.

Na Gruta Falsa hematita e goethita formam revestimentos com hábito botrióide com diâmetro inferior a 1cm, desenvolvidas em superfícies de escorrimento, derivadas de planos de fraturas expostos pela erosão e submetidos a percolação de soluções. Esses revestimentos apresentam-se finamente laminados que indica uma deposição em fases sucessivas.

A gibbsita neoformada encontra-se também na Gruta Falsa na forma de finos revestimentos de paredes, apresentando um aspecto rugoso de tipo microtravertino. Este material possui coloração amarela pálida e consistência friável. Resultados de análise por difração de raios x mostram o baixo grau de cristalinidade desse mineral.

**FOSFATOS** - Os minerais fosfatados encontrados nas cavernas são: strengita ( $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

predominantemente, seguida por fosfosiderita (um isomorfo da strengita) e raramente leucofosfita ( $\text{KFe}_2(\text{PO}_4)_2$ ). Esses minerais estão presentes como revestimentos de paredes, pisos e blocos no interior das cavernas. As grutas do N-1 e Guarita são os melhores locais para se observar esses depósitos que apresentam texturas variadas, tais como: esferulítica, laminada e celular. Os fosfatos preenchem fendas e cavidades formando bolsões ou substituem a laterita. O contato da massa fosfática com a laterita, apresenta-se brusco ou gradativo. No piso da Gruta do N-1, o fosfato está presente na forma de finas camadas cimentando diminutos fragmentos de laterita, de fosfatos e eventuais restos orgânicos (sementes).

**SULFATOS** - Gipso (gipsita) ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), alunita ( $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ), basaluminita ( $\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) e meta-aluminita ( $\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ), são os minerais que compõem os espeleotemas sulfatados. Formam-se como revestimentos de pisos, paredes e tetos, ou eflorescências em pequenas cavidades.

O gipso é encontrado predominantemente na Gruta da Guarita, sob a forma de fina camada branca de cristalitos, revestindo as paredes e pisos, e formando depósitos de tipo "leite de lua". Neste mesmo local a alunita ocorre as vezes associada ao gipso. Cabe ressaltar que o gipso pode apresentar-se na forma de cristais centimétricos estriados, fato observado numa caverna no platô N-4. Essa caverna foi destruída recentemente por se encontrar dentro do "pit" da mina de ferro.

A basaluminita na gruta do N-1, apresenta-se como um material branco leitoso, plástico por vezes puerulento, revestindo os blocos abatidos na parte central da caverna. Nas cavidades do teto, a basaluminita se apresenta na forma de eflorescências. Algumas fendas nas paredes também estão preenchidas por esse mineral.

A meta-aluminita foi identificada somente num corredor bastante seco da Gruta da Fenda.

Trata-se de um material branco leitoso que reveste as paredes argilosas da caverna, com feições botrioidais de tipo "couve-flor".

**ORIGEM DOS ESPELEOTEMAS** - Os espeleotemas do grupo dos oxi-hidróxidos encontram-se diretamente relacionados aos processos de degradação laterítica. Os minerais constituintes da crosta (hematita, goethita, caolinita e gibbsita), são em parte dissolvidos sob condições microambientais ácidas e redutoras, provavelmente geradas pelas atividades biológicas e acumulação de matéria orgânica em superfície. Tal dissolução resulta na mobilização de Fe e Al na forma de soluções verdadeiras e/ou coloidais. Após a migração dessas soluções, a redeposição pode ocorrer no interior das cavernas, devido à mudanças físico-químicas, como por exemplo, o aparecimento de condições mais oxidantes ou menos ácidas e/ou da degeneração de complexos orgânicos ferruginosos e aluminosos bastante instáveis, gerando os espeleotemas. Na Gruta Falsa pode-se observar a deposição de substâncias gelatinosas ferruginosas em zonas de escorrimentos do tipo "seepage".

Referente aos depósitos fosfáticos, acredita-se que a possível fonte de fósforo foi o guano das colônias de morcegos que habitam as grutas. A lixiviação desse guano pelas águas percolantes desprende o fósforo que pode se combinar com o ferro liberado da evolução química do perfil

laterítico. Parte do processo deposicional pode ser observado na Gruta do N-1, onde as águas meteóricas lixiviam o guano fresco, ocorrendo subsequente deposição dos fosfatos a partir dessas soluções, revestindo o piso com finas camadas gelatinosas. Nos locais onde os depósitos fosfáticos passam gradativamente para a laterita ou preservando as texturas desta última, o processo de substituição torna-se evidente. Com efeito, é provável que ácidos orgânicos oriundos da decomposição do guano, atacando os oxi-hidróxidos de ferro, provoquem a mobilização deste elemento e o tornem disponível para combinar com o fósforo presente. Deste modo, ocorreria a progressiva substituição dos minerais da laterita por fosfatos com preservação parcial das texturas pretéritas.

Quanto aos sulfatos, Hill & Forti, (1986) apontam quatro alternativas para a origem de ( $SO_4$ ): a oxidação de sulfetos; a dissolução de camadas sedimentares de gipso; o resfriamento de rochas basálticas (tubo de lavas) e o guano dos morcegos. Dentre essas possibilidades, os sulfatos das cavernas estudadas são mais provavelmente derivados do guano, tendo em vista a não disponibilidade de enxofre nos terrenos lateríticos. O gipso resultaria diretamente da transformação do guano, enquanto que o alumínio necessário para a formação dos demais minerais (sulfatos de alumínio hidratados), proviria da dissolução da caolinita ou gibbsita.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HILL, C.A. & FORTI, P. 1986. Cave minerals of the world. Nat. Spel. Soc., USA. 238 p.
- PINHEIRO, R.V.L. ; SILVEIRA, L.T.; MAURITY, C. ; HENRIQUES, A.L. 1985. Considerações preliminares sobre a espeleologia da Serra dos Carajás (Pa). Relatório do Grupo Espeleológico Paraense-GEP. 38p.
- PINHEIRO, R.V.L. & MAURITY, C. 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás - Brasil. In: Cong. de Espel. da América Latina e do Caribe, 1, Belo Horizonte, 1988, Anais... Belo Horizonte-MG.
- MOREIRA, J.R.A.; PINHEIRO, R.V.L.; PAIVA, R.S. 1986. Novos dados espeleológicos dos platôs N-4 e N-1 da Serra dos Carajás. Relatório do Grupo Espeleológico Paraense-GEP. 23p.

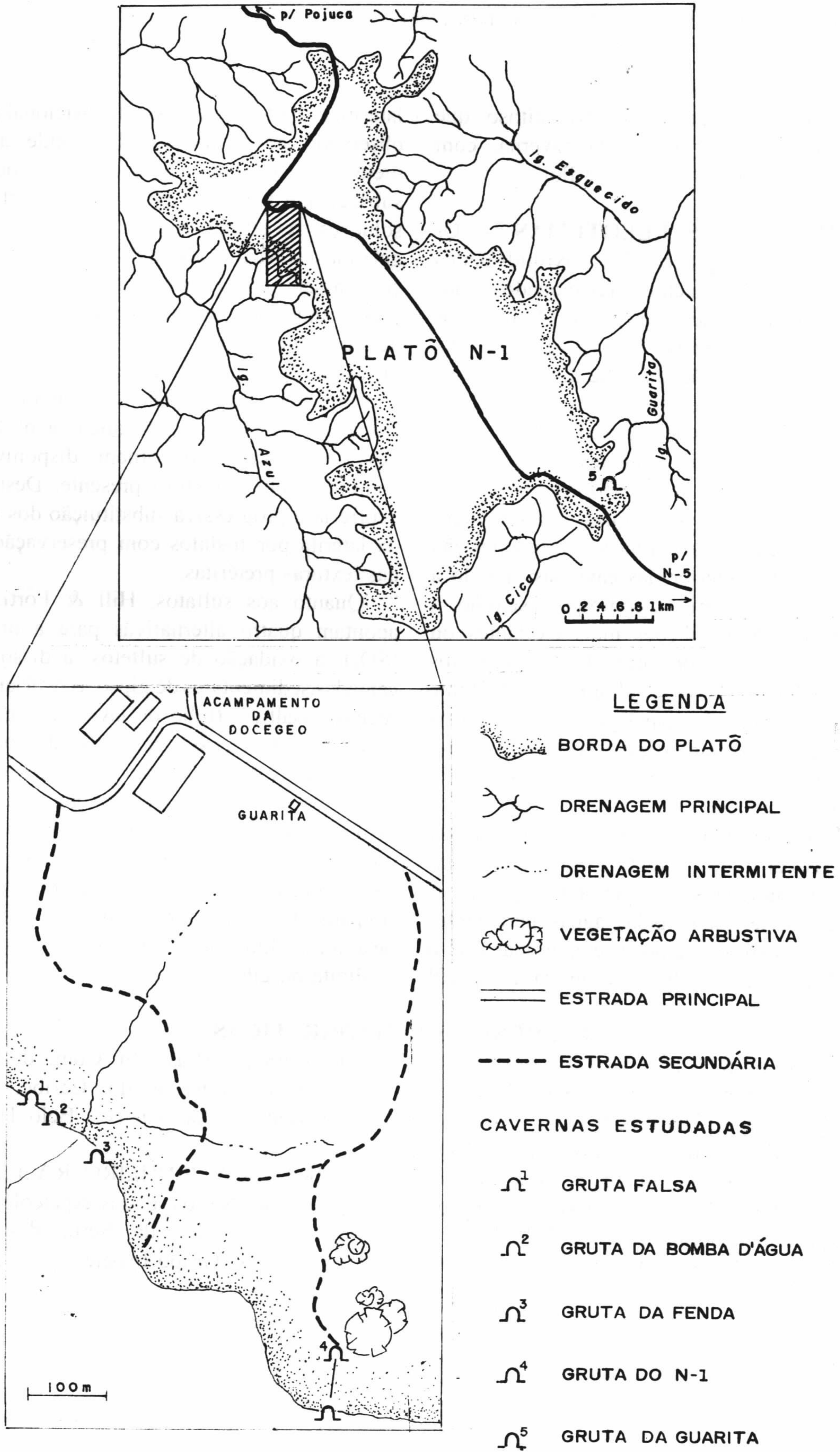


Figura 1 - Mapa de localização das cavernas no plato N-1, Serra dos Carajás - Pa.

## SIGNIFICADO DA DISTRIBUIÇÃO DE Mn E Al NOS MINÉRIOS DE FERRO NA PARTE NORTE DO DEPÓSITO DE N4W - CARAJÁS

**CARLOS AUGUSTO DE MEDEIROS FILHO** - Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO

**ANTONIO BENVINDO SANTOS** - Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO

**EDGAR HANS BRAUER** - Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO

**JOSÉ R. C. CORDEIRO** - Companhia Vale do Rio Doce - Superintendência das Minas de Carajás (SUMIC)

**EDSON FERNANDES** - Companhia Vale do Rio Doce - Superintendência das Minas de Carajás (SUMIC)

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho procura discutir as características da distribuição e possíveis controles geológicos para Mn e Al nos minérios de ferro na parte norte do depósito de N4W, Carajás (Pa). Essas informações foram geradas a partir de recente programa de pesquisa desenvolvido, nesta área, conjuntamente pela DOCEGEO/SUMIC.

**ARCABOUÇO GEOLÓGICO** - O Grupo Grão-Pará (CVRD/CMM, 1972), pertencente ao Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988), tornou-se profundamente importante no contexto da Província Mineral de Carajás, por incluir as jazidas de ferro de alto teor. Originalmente, este grupo foi definido (CVRD/CMM, *op. cit.*) como uma seqüência vulcano-sedimentar composta por três unidades: Paleovulcânica Inferior (basaltos); Formação Carajás (itabirito e minérios de ferro) e Paleovulcânica Superior (basaltos). Meireles *et al.* (1987), identificaram vulcânicas félsicas na paleovulcânica inferior, a qual denominaram Formação Parauapebas. Gibbs *et al.* (1986) dataram vulcânicas félsicas deste grupo, pelo método U/Pb e obtiveram idade de 2,75 Ga. Macambira *et al.* (1990) redefiniram a seqüência paleovulcânica superior, subdividindo-a em Formação Igarapé Cigarra e Formação Igarapé Boa Sorte.

Os primeiros dados sobre o depósito de N4W (CVRD/CMM, *op. cit.*) fazem parte de um amplo programa de pesquisa das ocorrências do Distrito Ferrífero de Carajás, descoberto em 1967. Borges *et al.* (1982) apresentaram uma reinterpretação geológica e reavaliação de reservas para este depósito.

O modelo geológico/estrutural para N4 foi proposto inicialmente por Tolbert (1971) e consistia na existência de duas faixas de formações ferríferas (N4E, N4W), no qual o lado leste

seria um sinclinal assimétrico com abas orientadas nas direções N-S e E-W e com eixo mergulhando para NW. O traço oeste (N4W) foi interpretado como um homoclinal com mergulho para oeste. Ladeira & Cordeiro (1988), estudando a jazida de N4E, definiram três fases de dobramentos. Marçal (1991) caracterizou três conjuntos principais na jazida de N4E. O mais antigo compreendendo uma foliação milonítica; zonas de cisalhamento em caráter de cavalgamento oblíquo; lineação de estiramento e dobras associadas. Esses conjuntos foram interpretados no contexto de um único evento deformacional.

**RESULTADOS E DISCUSSÕES** - A parte norte do depósito de N4W (Fig. 1) é constituída por um pacote de minérios de ferro e jaspelito intercalado em vulcânicas máficas do grupo Grão-Pará, além de intrusivas máficas que cortam toda seqüência, em geral em forma de diques.

A estruturação da porção norte de N4W é, aparentemente, simples, com as unidades apresentando "trend" geral NNW/SSE, com inflexão para NNE/SSW, no seu extremo norte e com mergulho para W, em torno de 45-50°. Destaca-se um conjunto de elementos tectônicos (zonas de cisalhamento, fraturamento e falhas) que produziram variação no trend, acentuação local no mergulho da foliação do corpo do minério, bem como meso-dobramentos ou flexuras.

Os trabalhos técnicos desenvolvidos pela CVRD nos depósitos de ferro em Carajás, especialmente na jazida N4E, permitiram a classificação de diversos tipos de minérios, baseados nas suas características petrográficas e, principalmente, litoquímicas. Os minérios com teores consideráveis de alumínio e manganês,

considerados contaminantes, são agrupados em três tipos: hematita mole manganésifera (HM + Mn), hematita mole aluminosa manganésifera (HMA + Mn) e hematita mole aluminosa (HMA).

A hematita mole manganésifera apresenta teor de ferro maior que 60%; manganês maior que 1%, fósforo menor que 0,07%, óxido de alumínio menor que 1%. A hematita aluminosa manganésifera difere da anterior na percentagem de óxido de alumínio que fica acima de 1%. Esses dois tipos de minério possuem características de ocorrências semelhantes e, muitas vezes, aparecem associadas. Ocorrem como lentes e faixas mais ou menos descontínuas, normalmente estreitas, com espessura até 30m. Seu posicionamento pode ser genericamente visualizado de três modos (Fig 2):

- 1) no contato ou próximo ao contato com a máfica este. Sua origem deve estar relacionada a proximidade das rochas máficas e percolação de fluidos em decorrência da descontinuidade litológica e contato tectônico, evidenciado em alguns locais pela presença de fraturamento, brechações, venulações e compactação das encaixantes;
- 2) nas proximidades de falhas/cisalhamentos que cortam a zona de minério em N4W;
- 3) de maneira subordinada, como corpos lenticulares intercaladas a zona de minério e posicionadas, aparentemente, ao longo da foliação.

Fica evidente, portanto, um controle tectônico para a maioria dos corpos de hematita manganésifera na área estudada do depósito de N4W.

A hematita mole aluminosa é definida quimicamente por valores de óxidos de alumínio acima de 1%, manganês abaixo de 1%, fósforo abaixo de 0,07% e ferro acima de 60%. Esse tipo de minério ocorre:

- a) próximo do contato com as máficas encaixantes;
- b) relacionado aos diques máficos, posicionando, neste caso, concordantemente a foliação, tendendo a ficar mais espesso próximo aos diques;
- c) na proximidade das falhas/zonas de cisalhamento;
- d) de forma subordinada, intercalados na zona de minério não contaminado (hematita mole).

Os dados obtidos sugerem uma correlação forte entre os níveis aluminosos e as contribuições máficas e/ou zonas tectonicamente perturbadas. Salienta-se que o contato da zona de minério com as encaixantes vulcânicas é, muitas vezes, tectônico e que o posicionamento dos diques máficos obedece um controle estrutural.

**CONCLUSÕES** - As concentrações maiores de Mn e Al nos minérios de ferro em N4W, possuem na maioria dos casos, um forte controle estrutural, associados às zonas tectonicamente perturbadas, como falhas, cisalhamentos, contatos tectônicos ou diques máficos.

A relação de contaminação de manganês com zonas de falha e cisalhamento já tinha, de certa forma, sido aventada por Torres (1980) que relaciona algumas falhas em N4E à reconcentração de manganês no minério de ferro. Borges *et al.* (*op. cit.*) postulavam, para N4W, um provável controle tectônico para os corpos de hematita dura associados com manganês. Os trabalhos desenvolvidos na jazida de N4E e na aba noroeste do depósito de N5, reforçam as observações definidas neste trabalho.

A comprovação do controle tectônico para o posicionamento dos minérios de ferro aluminosos e manganésiferos é de grande importância na pesquisa do minério de ferro, em todas suas etapas.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BORGES, N. 1982. Reinterpretação geológica e reavaliação de reservas da jazida de N4W.

Belo Horizonte, CVRD/ASPEG/SUPEM. COMPANHIA VALE DO RIO DOCE / COM-

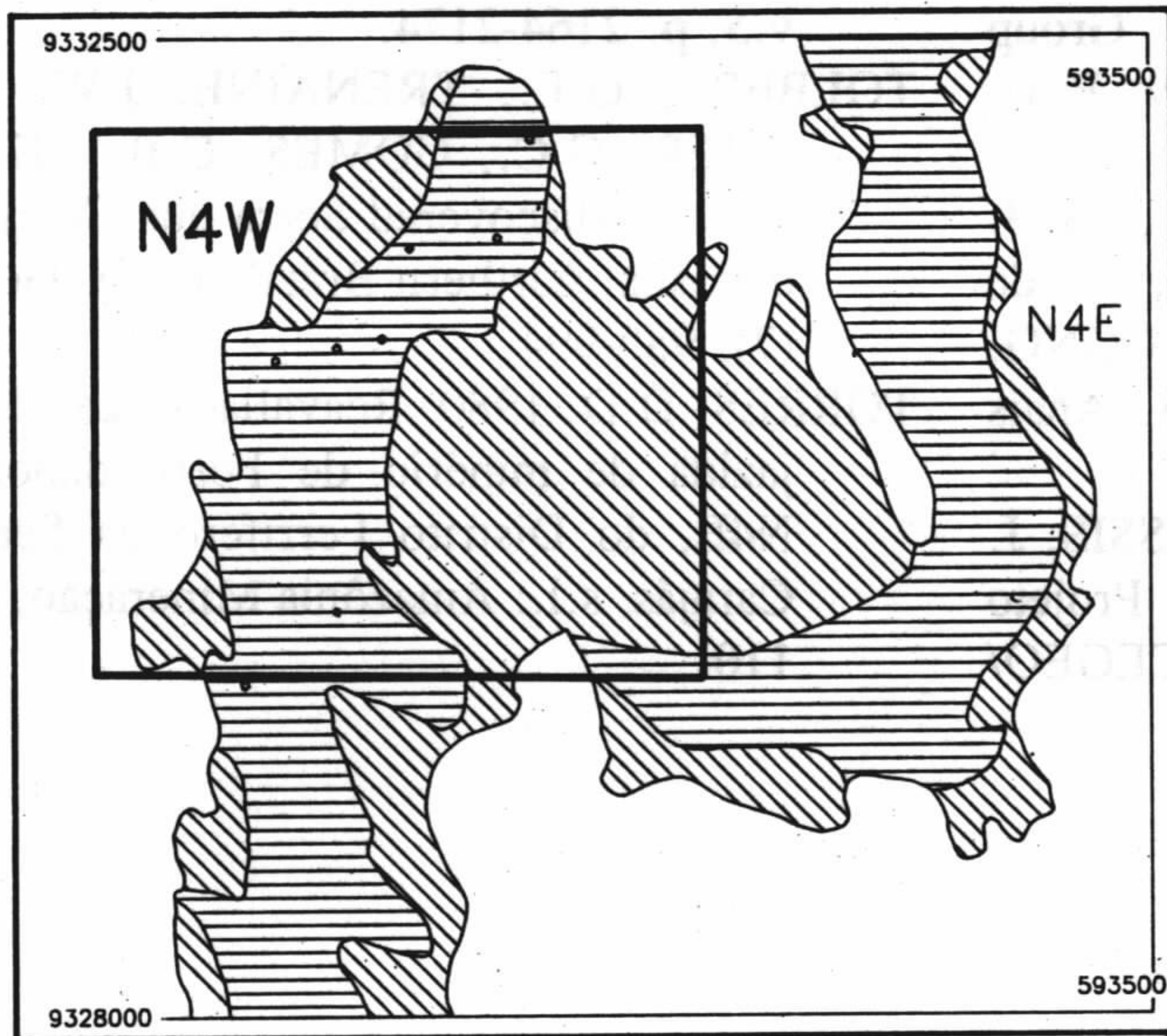
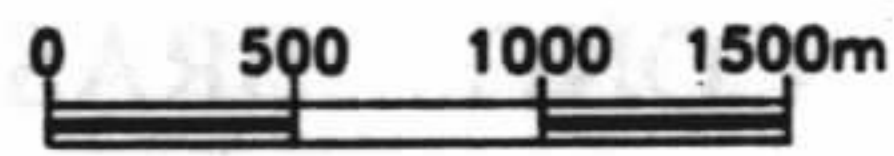


- PANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro. 3v.
- DOCEGEO. 1988. Revisão lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anexo... Belém, SBG. p.11-54.
- GIBBS, A.K., WIRTH, K. R., HIRATA, W.K., OLSZEWSKI Jr, W.S. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás, Rev. Bras. Geoc. 16,(2): 201-211.
- LADEIRA, E.A., CORDEIRO, J.R.C., 1988. Jazida N4E: reavaliação dos corpos de hematita dura e metajaspelitos. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais ...Belém: SBG, Anexo, p.55-69.
- MACAMBIRA, J.B., RAMOS, J.F., ASSIS, J. F.P., FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. s.l. : SEPLAN/DOCEGEO/ UFPa, p.150.
- MARÇAL, M.S. 1991. Aspectos lito-estruturais das minas de ferro N4E e manganês do Azul, Serra dos Carajás- Pará. Belém: UFPa, Centro de Geociências, p. 135.
- MEIRELES, E. de M., HIRATA, W.K., AMARAL, A.F. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás. Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro. SBG, v.5, p. 2164-2174.
- TOLBERT, G.E., TRENAINE, J.W., MELCHER, G.C., GOMES, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. Econ. Geol., 66 (7): 985-994.
- TORRES, D.D. 1980. Reavaliação geológica da jazida de minério de Ferro denominada N4E, do Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. s.l.: Amazônia Mineração, v.1, p. 110.



Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - DOCEGEO  
 Empresa do Sistema C.V.R.D.

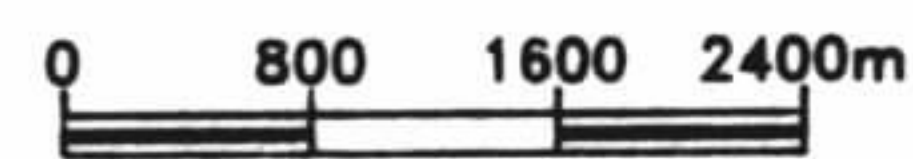
MAPA DE LOCALIZAÇÃO  
 DEPÓSITO N4W



LEGENDA

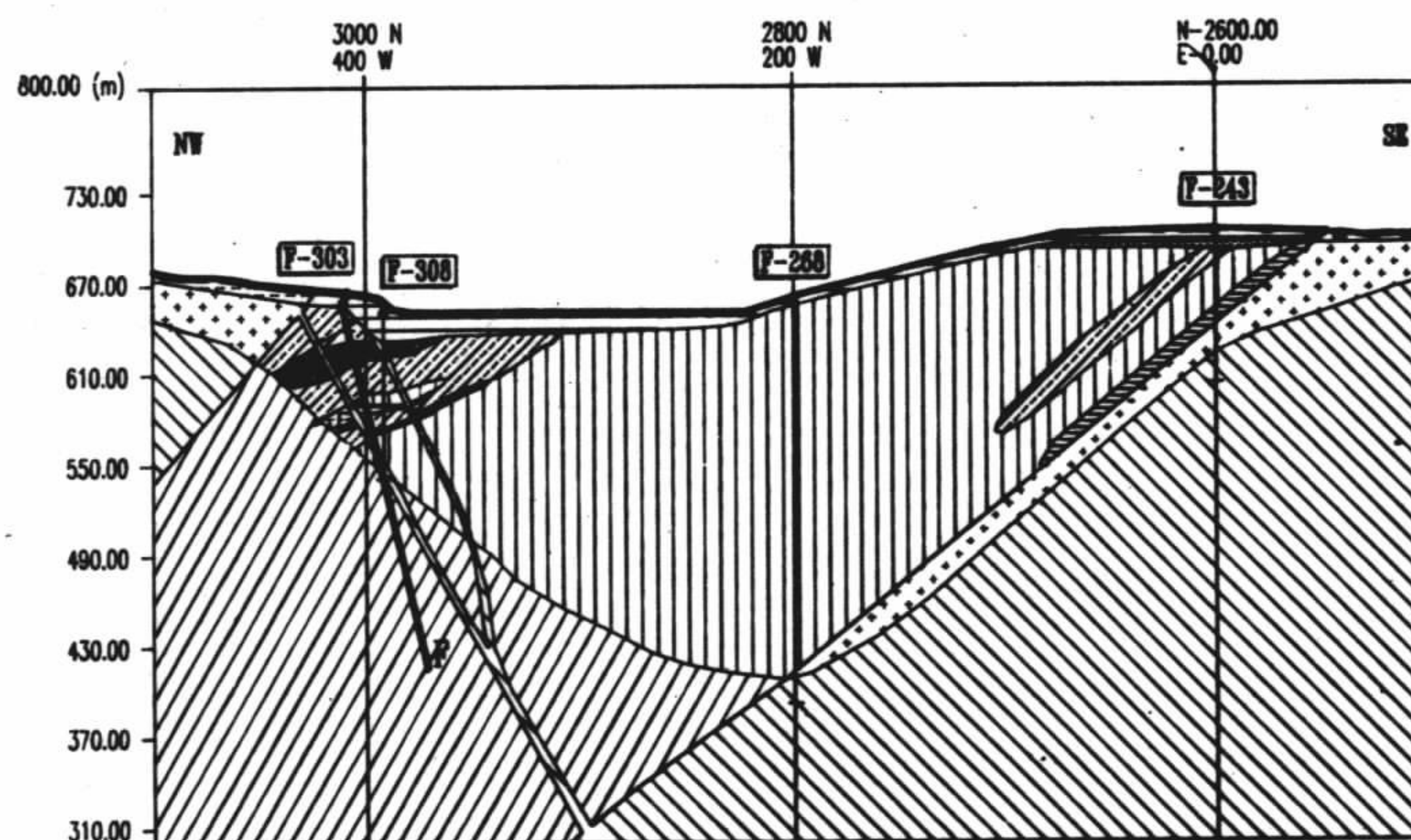
- Canga de minério
- Rochas encaixantes e coberturas
- Furos de sonda (antigos)

SEÇÃO GEOLOGICA VERTICAL / AUX.02  
 DEPOSITO N4W



LEGENDA

- Canga Química (CQ)
- Canga de Minério (CM)
- Hematita Mole Limonítica (HML)
- Hematita Mole (HM)
- Hematita Mole Aluminosa (HMA)
- Hematita Mole Manganésifera HM+MN
- Hematita Mole Aluminosa Manganésifera HMA+MN
- Hematita Dura (HD)
- Jaspelito (JASP)
- Máfica Decomposta (MD)
- Máfica Sa (MS)
- Plano de cisalhamento
- Furo de Sonda



## ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS, PRÉ-CAMBRIANO DA SERRA DOS CARAJÁS

AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA

WERNER TRUCKENBRODT

JOÃO BATISTA SENA COSTA

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO

Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências

**INTRODUÇÃO** - Este trabalho apresenta os resultados das análises faciológica e estrutural de rochas siliciclásticas da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás, realizadas em excelentes exposições ao longo da estrada de acesso à Mina do Igarapé Bahia. A investigação estrutural restringiu-se, principalmente, ao segmento transpressivo da Falha Carajás.

**ESTRATIGRAFIA E MODELO DEPOSICIONAL** - A Formação Águas Claras representa um megaciclo progradante cuja porção inferior é constituída por depósitos plataformais e litorâneos enquanto a parte superior relaciona-se a depósitos fluviais.

Os depósitos plataformais, gerados sob influência de tempestade, são caracterizados por siltitos, pelitos e arenitos finos que mostram estratificação cruzada *hummocky*, laminação cruzada *microhummocky*, laminação plano-paralela e uma diversidade de estruturas produzidas por ondas, relacionadas a tempestitos distais (barras e lençóis de areia).

As fácies litorâneas, constituídas por arenitos com estratificação cruzada *swaley*, sequências de *tidal bundles*, estratificação plano-paralela e estratificação tabular/côncava, representam tempestitos de *shoreface*, depósitos de baixios e desembocadura de rios. Arenitos com estratificação cruzada *swash* e estratificação cruzada côncava, esta última associada com ritmitos com acamamentos *flaser*, *wavy* e *linsen*, caracterizam depósitos de *foreshore* e de acreção vertical e lateral de planície de maré.

Os depósitos fluviais consistem em conglomerados, microconglomerados e arenitos grossos com estratificações cruzadas tabular e acanalada relacionadas a depósitos de barras e *megaripples* de uma planície aluvial *braided*. Subordinadamente, ocorrem arenitos finos com estratificação plano-paralela interpretados como depósitos de inundação. A presença de *mud drapes* nos

estratos cruzados e superfícies de reativação nos arenitos sugerem influência marinha neste sistema. Os dados de paleocorrente indicam que o sistema fluvial migrou para SW, sugerindo uma orientação aproximada NW-SE da costa.

A progradação dos ambientes deposicionais é melhor observada nos afloramentos localizados a oeste do Igarapé Águas Claras, onde o acamamento apresenta-se pouco deformado, com inclinação de 20°- 25° para NE. A existência de descontinuidades que interrompem a sucessão estratigráfica e a limitada expressão lateral das fácies na parte leste do Igarapé Águas Claras, dificultam a elaboração de um modelo deposicional mais abrangente para a Formação Águas Claras.

O modelo estabelecido relaciona pelo menos três estágios deposicionais:

1) Deposição de sedimentos finos em um mar relativamente raso com influxos episódicos de areia, provocados por tempestades, formando barras de *offshore* e lençóis de areia. Nos domínios de *shoreface* as areias são fortemente retrabalhadas por ondas de tempestade;

2) Progradação de distributários de uma planície aluvial para SW sobre um litoral orientado aproximadamente NW-SE, com partes da planície influenciadas por maré. As porções internas das desembocaduras são preenchidas com areias marinhas formando barras e *megaripples*. Desenvolvem-se também praias em áreas restritas. As porções externas são dominadas por complexos de baixios arenosos e *megaripples* oriundos do retrabalhamento por maré de depósitos de tempestade;

3) Aumento da progradação para SW da planície aluvial, estimulado provavelmente por soerguimentos tectônicos das áreas fontes situadas a NE, levando à instalação definitiva de um sistema fluvial *braided*.

**ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL** - A Falha

Carajás, de direção NW-SE, corta diagonalmente o sistema transcorrente da Serra dos Carajás e tem sido interpretada como um segmento do tipo P sinistral, atribuído a eventos tardios da cinemática direcional regional (Gouvea 1990). A inflexão do traço desta falha para NW-SE, a partir da direção geral E-W, gera um duplex transpressivo (Gouvea 1990) que afeta parte das rochas da Formação Águas Claras, a leste do Igarapé homônimo. A deformação neste segmento tem caráter predominantemente rúptil-dúctil e decorre de movimentação oblíqua com forte componente direcional sinistral.

As estruturas deste segmento têm direção NW-SE e geralmente, afetam o acamamento que é a estrutura primária onipresente; são representadas principalmente por zonas de cisalhamento verticalizadas, dobras e cavalgamentos. A existência de estrias, *slickensides* e massas de sericita nos planos de acamamento atesta movimentações interestratais.

As zonas de cisalhamento verticalizadas formam faixas de até 20 m de largura e têm orientação geral NW-SE (330°Az), às vezes, NE-SW (até 45°Az). Aproximadamente paralelos ao acamamento, os planos de movimentação apresentam forte componente direcional e rejeitos centimétricos a métricos de caráter normal ou inverso. Em corte longitudinal, estes planos se ramificam e isolam porções de arenito com formas sigmoidais. Durante a deformação progressiva funcionaram como transcorrências oblíquas com forte componente compressiva associada.

As dobras definem um padrão aproximadamente holomórfico (quando se utiliza suas superfícies envoltórias ou médias), com dimensões até decamétricas, e têm eixos mergulhando de 10°-30° para SE. Tratam-se de dobras normais, isópacas, fechadas, assimétricas com suave vergência para SW que apresentam superfície/plano axial com mergulhos de até 75° para ENE; nos núcleos dessas estruturas há, às vezes, registros de redobramentos. Dobras parasíticas modificam os flancos destas estruturas e dobras de fluxo são comuns nas fácies pelíticas. Dobras do tipo *kink* e em caixa geralmente estão

associadas a cavalgamentos ou zonas de cisalhamento verticalizadas. O dobramento de camadas de diferentes competências provoca o desenvolvimento de juntas longitudinais e transversais nos arenitos e clivagem de fratura nos pelitos.

Os cavalgamentos, em geral, são oblíquos, subparalelos à superfície axial das dobras e projetam-se preferencialmente nos planos de acamamento das fácies pelíticas. Exibem geometrias curvilinear e em escada. Tais características sugerem condições de maior plasticidade das fácies pelíticas durante a deformação. Os planos de cavalgamento são evidenciados por truncamentos de camadas e estrias com mergulhos altos e, do mesmo modo que as dobras, compensam o movimento transpressivo, causando encurtamentos e espessamento de camadas. As dobras de arrasto relacionadas aos cavalgamentos, bem como a inclinação dos planos, apontam um transporte predominante para SW.

As atitudes e natureza das dobras e dos cavalgamentos sugerem que a componente compressiva teve direção NE-SW com transporte de massas principalmente para SW. Posteriormente, a região foi afetada por duas fases distensivas regionais, uma de direção NE-SW que aproveitou, em sua maioria, as estruturas pré-existentes, seguida por outra de direção NW-SE, ambas bem marcadas pela colocação de diques básicos e falhas normais.

**COMENTÁRIOS FINAIS** - A Formação Águas Claras, pelo menos a sua porção aflorante, pode ser dividida em duas unidades: uma inferior constituída por fácies marinhas e transicionais e uma superior composta por fácies fluviais, caracterizando uma sucessão progradante.

As estruturas deformacionais decorrem de um evento transpressivo de caráter local, ligado à movimentação da Falha Carajás como proposto por Gouvea (1990).

**AGRADECIMENTOS** - Os autores agradecem à UFPa, FINEP e DOCEGEO pelo apoio financeiro.

#### REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

GOUVEA, J.L. 1990. Técnicas de sensoriamento remoto aplicados em pesquisas geológicas na Amazônia (região de Carajás). São

José dos Campos, INPE. (Dissert. Mestr.). 150 p.

## DEFORMAÇÃO, METAMORFISMO E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO *GREENSTONE BELT* SAPUCAIA, SUDESTE DO PARÁ

CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA - *Departamento de Geologia da Escola de Minas/ UFOP*

Na região sudeste do cráton Amazônico aflora um embasamento arqueano composto por gnaisses enquadrados no Complexo Xingu e seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* que compõem o supergrupo Andorinhas. Dentro do mesmo contexto geológico regional ocorrem batólitos granitóides arqueanos que truncam as unidades anteriores (DOCEGEO, 1988). Os gnaisses, os *greenstone belts* e os granitóides foram deformados por um sistema cisalhante que desenvolveu uma foliação milonítica subvertical orientada segundo o *trend* regional WNW-ESE (Figura 1).

A faixa Sapucaia representa uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt* constituída na sua porção central por rochas metavulcânicas intermediárias a básicas e, em menor proporção, por metassedimentos químicos e pelíticos. Essa seqüência apresenta-se truncada no seu extremo noroeste por uma associação de rochas básicas a ultrabásicas diferenciadas (Figura 2). As feições estruturais que caracterizam esse domínio consistem de extensas zonas de cisalhamento, com orientação WNW-ESE, encurvadas para NW-SE na porção central por uma transtração regional. As zonas de cisalhamento compõem-se de faixas discretas anastomosadas intensamente deformadas que isolam domínios pouco deformados. A evolução deformacional da faixa Sapucaia (ou zona de cisalhamento de Diadema) foi controlada por um movimento oblíquo dextral de alto ângulo, provocado por encurtamento regional norte-sul. Associado a esse evento deformacional foram criados domínios regionais de extensão que atuaram como condutos para a intrusão de magmas graníticos e a descarga de fluidos hidrotermais, responsáveis pela mineralização aurífera na região (Oliveira & Leonardos, 1990).

A partição diferenciada da taxa de deformação no interior da zona de cisalhamento de Diadema favoreceu a formação de tectonitos

metamórficos que se diferenciam basicamente em função da mineralogia, tamanho e forma dos grãos, e orientação do elipsóide finito de deformação nos diferentes domínios microestruturais. O processo de partição da deformação foi controlado por episódios cíclicos e diferenciados, que representam variações temporais e espaciais na taxa de deformação (*strain rate*) e no percurso e mecanismo da deformação.

O deslizamento contínuo entre as faixas de cisalhamento submetidos à deformação heterogênea favoreceu o desenvolvimento de domínios diferenciados de metamorfismo, os quais foram controlados principalmente pelas características intrínsecas de cada nível crustal, pelas propriedades reológicas das rochas deformadas, e pelas variações laterais na taxa e no mecanismo de deformação. Fundamentando-se nesses controles, os domínios metamórficos foram diferenciados a partir de investigações petrográficas e estudos do comportamento de alguns isótopos estáveis em: 1) metamorfismo induzido pela atuação simultânea de mecanismos de volatilização e percolação *pervasiva* de fluidos ascensionais (domínio regional,  $P \sim Pf$ ); 2) metamorfismo controlado por reações progressivas de volatilização (domínio de transpressão,  $P > Pf$ ); e 3) metamorfismo provocado pela infiltração canalizada de fluidos através de domínios de dilatação (domínio de transtração,  $P < Pf$ ).

O metamorfismo provocado pela infiltração de fluidos em domínios de transtração ( $P < Pf$ ) foi acompanhado pelo desenvolvimento de halos progressivos de alteração hidrotermal dos tipos cloritização, carbonatação, albitização, sericitização, silicificação, piritização e turmalinização. O efeito das alterações hidrotermais foi representado por associações minerais diagnósticas, as quais foram agrupadas em: a) estágio inicial de alteração hidrotermal; b) estágio intermediário de alteração hidrotermal; e c) estágio avançado de alteração hidrotermal. O ouro ocorre como inclusão e/ou nas fraturas dos grãos de pirita

gerados durante os estágios intermediário e avançado de hidrotermalismo.

A repetição alternada e cíclica entre os domínios transpressivos e transtrativos criou uma faixa de descontinuidade que controlou a migração de fluidos no interior das zonas de cisalhamento. Esses fluidos representavam um somatório de fluidos de origem externa, gerados em níveis crustais mais profundos, e fluidos liberados localmente através de reações metamórficas de volatilização. Com base na composição média dos isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -3\text{‰}$ ), oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +9\text{‰}$ ) e estrôncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7155$ ) em calcita hidrotermal e hidrogênio em clorita ( $\delta\text{D} = -58\text{‰}$ ) e sericita ( $\delta\text{D} = -57\text{‰}$ ) do estágio avançado de alteração, admite-se que os fluidos representavam uma composição de fluidos magmáticos gerados por processo de fusão na base da crosta e fluidos metamórficos extraídos durante a evolução das zonas de cisalhamento de propagação transcrustal.

A deformação, o metamorfismo, e a mine-

ralização aurífera no interior da zona de cisalhamento de Diadema ocorreram inicialmente em um nível crustal marcado pela deformação do plagioclásio por superplasticidade cristalina ( $\geq 18\text{km}, \geq 450^\circ\text{C}$ ). Dentro desse domínio, a relação entre a pressão de metamorfismo (P) e a pressão de fluidos (Pf) sofreu variações em escalas diversas, o que provocou mudanças abruptas e localizadas no estilo do metamorfismo. Os fluidos metamórficos, que eram primordialmente submetidos à migração pervasiva ascensional, começam, a partir desse nível, a sofrer percolação canalizada induzida principalmente pela partição e ciclicidade da deformação. A mineralização aurífera foi controlada por essa heterogeneidade deformacional.

#### AGRADECIMENTOS

O autor é particularmente grato ao professor Dr. Othon Henry Leonardos (IG - UnB) pelo incentivo na elaboração desse trabalho e ao professor Dr. Jório Coelho (DEGEO/Escola de Minas/UFOP) pela revisão do texto.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração), 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35: Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais, p. 11-54.
- OLIVEIRA, C.G. AND LEONARDOS, O.H., 1990. Gold mineralization in the Diadema shear belt: Econ. Geol., v. 85, p. 1034-43.
- OLIVEIRA, C.G., 1993. Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, sul do Pará. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, inédito. 188p.

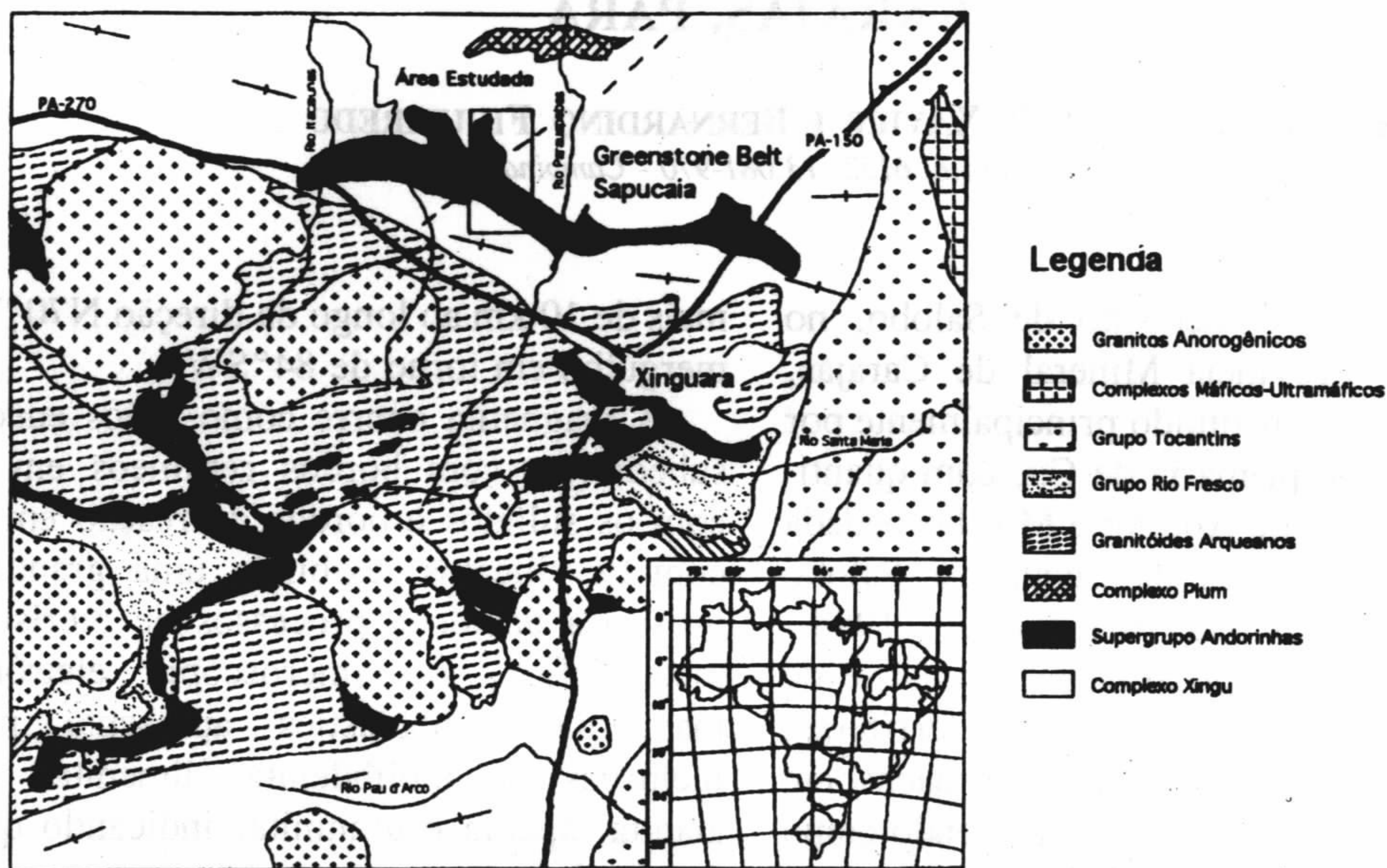


Figura 1. Mapa geológico simplificado do sudeste do cráton Amazônico. Modificado de DOCEGEO (1988).

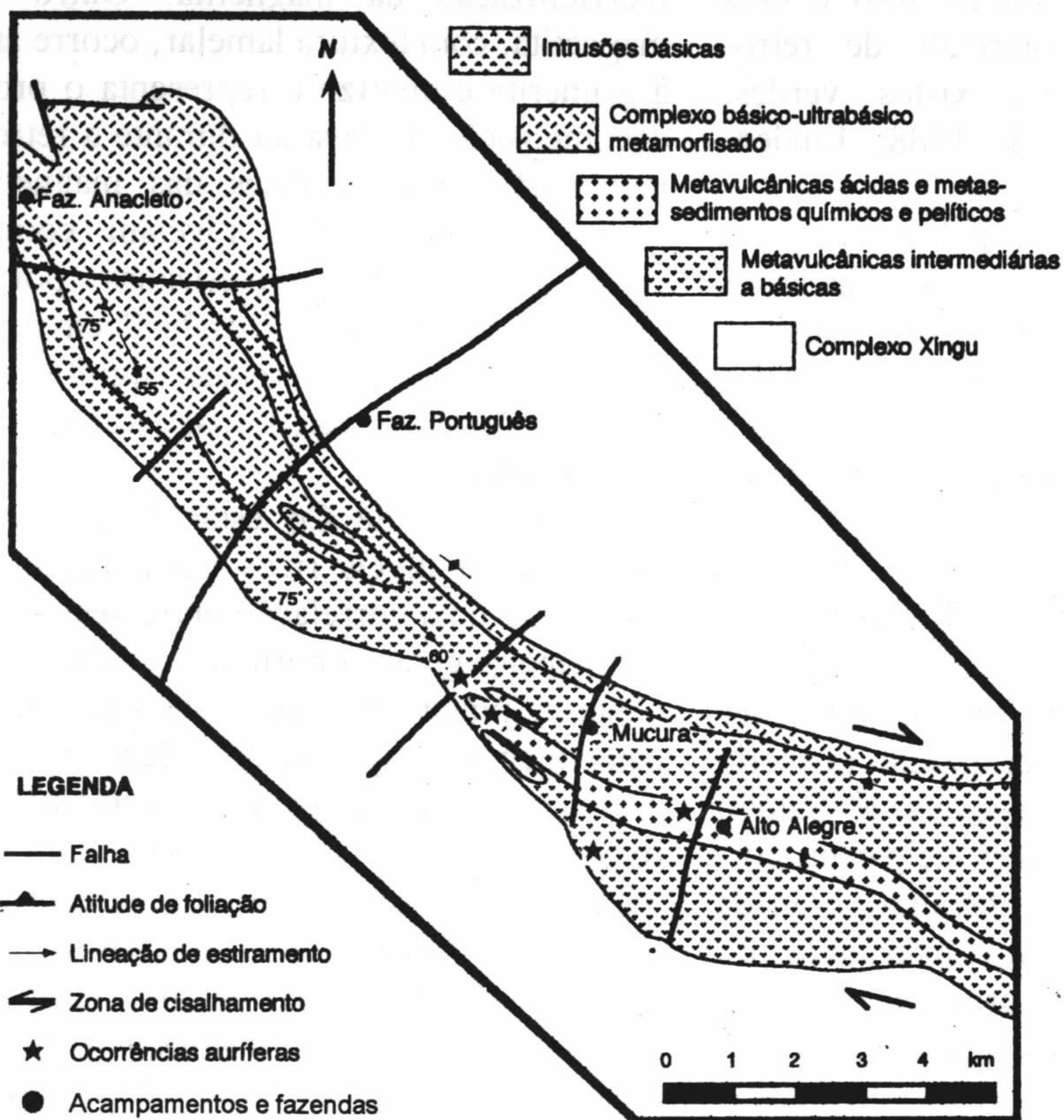


Figura 2. Mapa geológico simplificado do bloco central do *greenstone belt* Sapucaia (Oliveira, 1993).

## EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA, TEXTURAL E DAS FASES FLUIDAS NO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DE SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ

KARIN C.M. RÉQUIA, ROBERTO P. XAVIER E BERNARDINO FIGUEIREDO

*Instituto de Geociências - UNICAMP, Caixa Postal 6152, 13.081-970 - Campinas - SP*

**INTRODUÇÃO** - O depósito de Salobo, no setor norte da Província Mineral de Carajás, Estado do Pará, é constituído principalmente por uma mineralização primária de Cu, com quantidades subordinadas de Au, Ag e Mo, hospedada em formações ferríferas da Sequência Salobo (Faria e Saueressig, 1982; Vieira et al., 1988). Esta sequência, de idade arqueana, consiste de rochas vulcânicas máficas, formações ferríferas, grauvacas e arenitos arcossianos, formadas em uma bacia continental do tipo "rift", tendo como embasamento os gnaisses bandados do Complexo Xingú, e posteriormente sujeita a um metamorfismo progressivo ( fácies anfíbolito alto) e dois episódios metamórfico-hidrotermais de retrogressão ( fácies anfíbolito e xistos verdes; DOCEGEO, 1988; Vieira et al., 1988; Lindenmayer, 1990).

A evolução do depósito polimetálico de Salobo com o metamorfismo e o papel das fases fluidas compreendem os principais aspectos investigados neste trabalho, através do estudo das associações paragenéticas do minério, suas características químicas e texturais e do estudo de inclusões fluidas.

### ASSOCIAÇÕES PARAGENÉTICAS E FEIÇÕES TEXTURAIS

**Assembléias óxido-sulfetadas.** As formações ferríferas hospedeiras da mineralização primária de Cu (Au, Ag, Mo) no depósito de Salobo apresentam como mineralogia principal proporções variáveis de magnetita, fayalita, granada almandina, grunerita e biotita, com quantidades subordinadas de hastingsita, turmalina, fluorita, clorita, grenalita, quartzo, apatita, alanita, epidoto, plagioclásio, stilplomelano e actinolita. A mineralização primária de Cu consiste principalmente de disseminações de magnetita - calcopirita - bornita e magnetita - bornita - calcosita, sendo que o minério forma corpos lenticulares concordantes que se estendem por

mais de 10 km ao longo da direção N70°W, com mergulho em torno de 84°SW.

A magnetita ocorre como grãos euédricos a subédricos, com bordos retilíneos em contato com os sulfetos e bordos de reação em contato com os silicatos, exibindo uma granulometria grosseira devido a processos de recristalização metamórfica. Ao microscópio eletrônico, a magnetita granoblástica apresenta pequenas inclusões de molibdenita, ilmenita, fluorita, alanita, apatita e uraninita, indicando que estas fases minerais já encontravam-se presentes nas formações ferríferas hospedeiras, durante a recristalização da magnetita. Outro tipo de magnetita, com textura lamelar, ocorre associada à grunerita e quartzo e representa o produto da decomposição da fayalita durante a retrogressão metamórfica. As análises das magnetitas por microsonda eletrônica revelam composições pouco variáveis, caracterizadas por baixos conteúdos de titânio (0.02-0.24 % em peso). Não foram observadas diferenças significativas nas composições químicas das magnetitas granoblástica e lamelar.

Os sulfetos de Cu estão preferencialmente associados a níveis ricos em magnetita, sendo observada uma correlação entre seus conteúdos. De maneira geral, a bornita é o sulfeto predominante e, juntamente com calcosita e magnetita, constituem a paragénese de minério mais comum. A bornita e a calcosita constituem grãos de formas anédricas a subédricas, com tamanho máximo observado de 150  $\mu\text{m}$ , ou ocorrem como lamelas intersticiais aos silicatos e magnetita; apresentam intercrescimentos mirmequíticos devido a fenômenos de exsolução a temperaturas mais baixas. A calcopirita geralmente encontra-se interfoliada com a fayalita e grunerita, como lamelas de exsolução na bornita ou preenchendo espaços intersticiais aos silicatos e magnetita.

As microtexturas observadas sugerem que as assembléias sulfetadas sofreram processos de



fluxo mecânico e recristalização com o metamorfismo e deformação. Adicionalmente, observou-se uma associação preferencial entre a mineralogia dos sulfetos e a mineralogia das rochas hospedeiras da mineralização, compatível com o abaixamento da temperatura, durante o metamorfismo retrogressivo: a calcopirita tem sua ocorrência restrita a formações ferríferas com fayalita, a bornita predomina em rochas constituídas por grunerita e biotita, e a associação bornita - calcosita é dominante em formações ferríferas com grunerita, biotita, clorita e quartzo.

**Ouro e paragêneses associadas.** Nas formações ferríferas mineralizadas a Cu, o teor médio de Au é de 0,86 ppm (Teixeira e Silva, 1987), mas localmente a concentração pode variar de 1.3 a 6.7 ppm. O ouro apresenta-se fortemente associado a sulfoarsenetos, diarsenetos, magnetita

e calcopirita, ocorrendo principalmente na forma de inclusões nestes minerais. Pode também ocorrer associado a veios não deformados de clorita e stilpnomelano que cortam as formações ferríferas. Análises por microsonda eletrônica revelam que os grãos de ouro contêm concentrações de Cu que variam de 6.98 a 10.82 % em peso e quantidades subordinadas de Ag, Fe e As. Estas análises também mostram que os minerais do grupo dos diarsenetos presentes em Salobo são safloritas com uma variação composicional de 74-89 mol% de  $\text{CoAs}_2$  e 3-21 mol% de  $\text{FeAs}_2$ . Entre os minerais do grupo dos sulfoarsenetos, apenas cobaltita foi identificada, apresentando uma variação na composição de 85-95 mol% de  $\text{CoAsS}$ , 2-10 mol% de  $\text{FeAsS}$  e 2-11 mol% de  $\text{NiAsS}$  (Fig. 1).

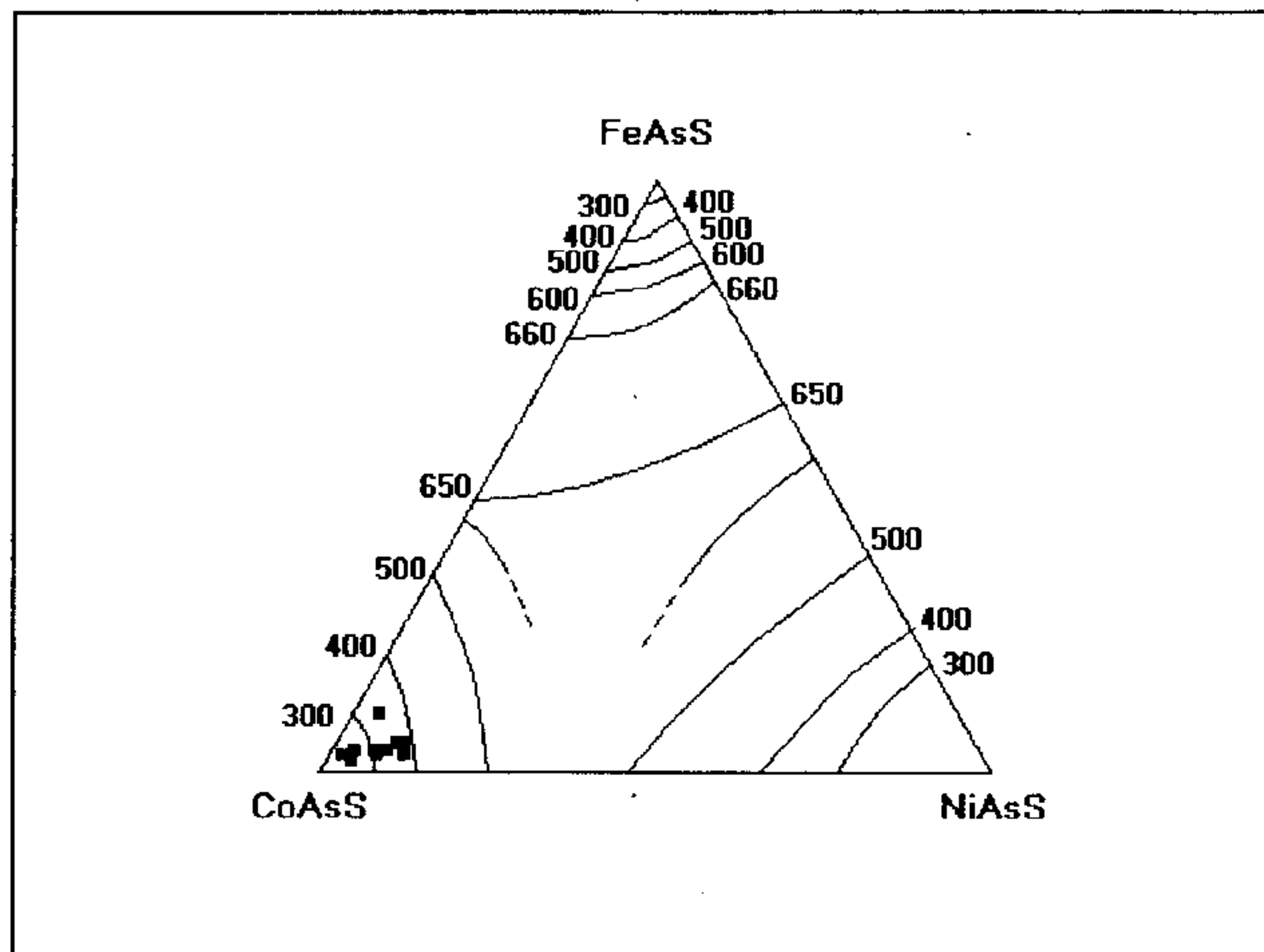


Figura 1. Diagrama ternário FeAsS-CoAsS-NiAsS indicando a variação composicional das cobaltitas (em mol%; Verryn et al., 1991) do depósito polimetálico de Salobo.

### CARACTERIZAÇÃO DAS FASES FLUIDAS

- Estudos de inclusões fluidas por microtermometria e micro-espectroscopia Raman em quartzo e granada das formações ferríferas indicam que dois tipos de fluidos, distintos composicionalmente, participaram da evolução metamórfico-hidrotermal do depósito de Salobo:

(1) Fluidos carbônicos, compostos essencialmente por  $\text{CO}_2$  e  $< 10 \text{ mol\% CH}_4$ , com densidade no intervalo de  $0.67\text{-}0.83 \text{ g/cm}^3$ , representados por inclusões monofásicas carbônicas ( $T_r\text{CO}_2 = -56.5\text{-}8.1^\circ\text{C}$  e  $T_h\text{CO}_2 = 12.9^\circ/27.3^\circ\text{C}$ ) em quartzo e granada, ao longo de microfraturas cicatrizadas intragranulares ou grupos isolados.

(2) Fluidos aquosos de salinidade variável ( $1.7$  a  $>23.3 \text{ eq.\%}$  peso de  $\text{NaCl}$ ), representados por inclusões aquosas, geralmente contendo um ou mais cristais de saturação, que formam grupos de trilhas intragranulares que se entrecortam. Além de  $\text{Na}^+$ , esses fluidos aquosos podem também conter  $\text{Ca}^+$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  ou  $\text{Fe}^{+2}$  em solução, como indicado pela temperatura do eutético da fase aquosa destas inclusões ( $T_e = -50\text{-}21.6^\circ\text{C}$ , média =  $-41 \pm 5^\circ\text{C}$ ).

Localmente observa-se que trilhas de inclusões aquosas interceptam trilhas de inclusões monofásicas carbônicas, sugerindo que os fluidos aquosos possivelmente são de geração mais tardia que os fluidos carbônicos.

**EVOLUÇÃO DA MINERALIZAÇÃO** - A íntima associação entre a mineralização de Cu (Au, Ag, Mo) de Salobo e as formações ferríferas hospedeiras, juntamente com as relações paragenéticas e feições texturais observadas, estão de acordo com uma origem sedimentar-exalativa, conforme postulada por Lindenmayer, 1990. Posteriormente esta mineralização polimetálica passou por transformações pós-deposicionais, acompanhada por remobilizações dos metais, com o metamorfismo e deformação.

Sob condições de fácies anfibolito alto, como indicada pela paragénese fayalita, hastingsita, almandina e magnetita nas formações ferríferas da Sequência Salobo, é provável que a assembléia sulfetada tenha sido representada por uma solução sólida cúbica  $(\text{Cu, Fe})_{1+x}\text{S}$ , denominada i.s.s, rica em Cu. Neste evento metamórfico, as condições foram redutoras como indicado pela presença de inclusões de uraninita em porfiroblastos de magnetita e grafita disseminada nas rochas hospedeiras. Como resultado dos eventos metamórfico-hidrotermais de natureza retrogressiva (fácies anfibolito e xistos verdes), a assembléia sulfetada evoluiu para calcopirita tetragonal, estável abaixo de  $547^\circ\text{C}$ , e bornita e calcosita hexagonal, que são provenientes da decomposição da solução sólida da bornita a temperaturas mais baixas.

As características composicionais do Au e sua associação com saflorita-cobaltita e clorita estão de acordo com a sua deposição durante o retrometamorfismo, sob condições de fácies xistos verdes, a temperaturas inferiores a  $400^\circ\text{C}$  (Figs. 1 e 2). As cloritas das formações ferríferas mineralizadas indicam temperaturas, relacionadas a deposição do Au, que variam de  $334^\circ$  a  $366^\circ\text{C}$ , com base no geotermômetro da clorita de Cathelineau (1988).

Um modelo preliminar para a evolução dos fluidos baseia-se na geração dos fluidos carbônicos durante o metamorfismo de fácies anfibolito alto, seguido por fluidos aquosos salinos, possivelmente derivados de intrusões graníticas sin- a tardi-tectônicas. Estes fluidos aquosos salinos provavelmente foram os responsáveis pela remobilização do Cu e Au durante a evolução tectono-metamórfica da Sequência Salobo, via complexos de Cl<sup>-</sup> embora, no caso do Au, a participação de tio-complexos possa ter sido importante localmente.

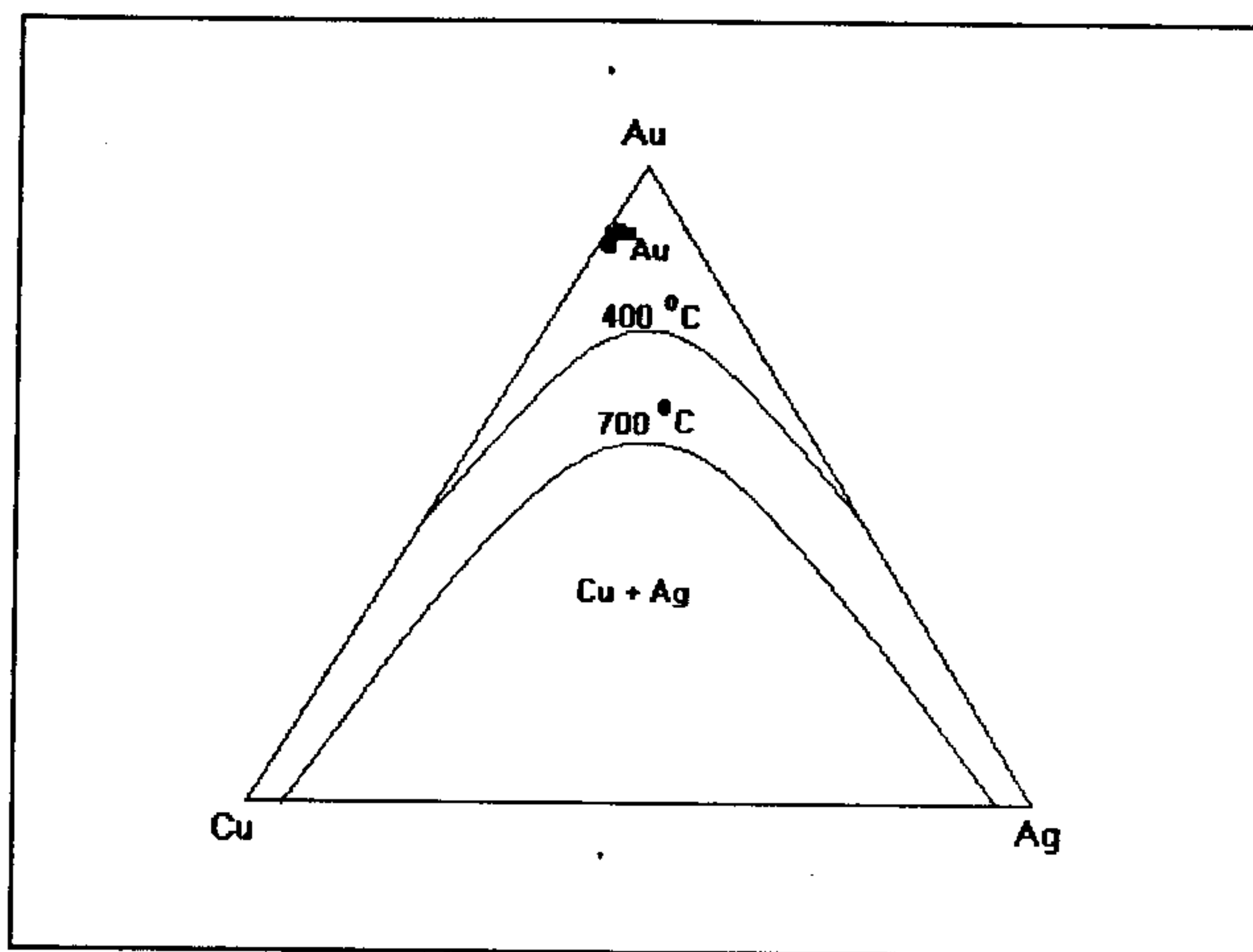


Figura 2. Diagrama ternário Au-Cu-Ag mostrando as composições do ouro no depósito polimetálico de Salobo (em % peso; Chang et al., 1977).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CATHELINÉAU, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- CHANG, Y.A.; GOLDBERG, D.; NEUMANN, J.P., 1977. Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary copper-silver systems. *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 6 (3): 621-674.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. SBG-CVRD, Anexo aos Anais, p. 11-54.
- FARIAS, N.F. & SAUERESSIG, R. 1982. Jazida de cobre Salobo 3A. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, 1982. Anais...Belém, SBG. p.61-73.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. PhD Thesis, University of Western Ontario, 406p.
- TEIXEIRA, J.B.G. & SILVA, L.J.R., 1987. Jazida Salobo -Alfa. Caracterização geológica do minério (Cu, Au, Ag, Mo, Fe) e sua aplicação no aproveitamento econômico do minério. DOCEGEO, relatório interno.
- VERRYN, S.M.C; MERKLE, R.K.W; von GRUENEWALDT, G., 1991. Gold and associated ore minerals of Waaikraal Deposit, northwest of Brits, Bushveld Complex. *Europ. J. Mineral.* 3(2): 451-466.
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; REGO, J.L.; CASTRO, F.D.C., 1988, Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A: reavaliação. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. SBG-CVRD, Anexo aos Anais, p.97-111.

## O EXPERIMENTO SAREX NA AMAZÔNIA: RESULTADOS PRELIMINARES NAS ÁREAS SALOBO E BAHIA

**A.R. SANTOS, W.R. PARADELLA, C.C. LIU, P. VENEZIANI, R.R. DIAS, P.A. BIGNELLI**

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) - São José dos Campos - SP, Brasil*

**V. H. SINGHROY** - *Canada Centre for Remote Sensing (CCRS), Ottawa, Canada K1A0Y7*

**INTRODUÇÃO** - O experimento SAREX desenvolveu-se a partir de abril de 1992 com a aquisição de dados SAR de alta resolução, obtidos através da aeronave Convair 580 do CCRS. Os dados obtidos na banda C, foram coletados sob três diferentes configurações e nas polarizações HH e VV. O modo faixa larga (60Km. de largura, ângulos de incidência de 45 a 85°) cobriu a região desde o reservatório de Tucuruí até a Serra dos Carajás, com orientação paralela a órbita descendente do ERS-1 (direção N 13°E, ângulo de visada N77°W). Três faixas no modo nadir (20 km de largura, ângulos de incidência de 20 a 74°), sendo duas paralelas a órbita ascendente do ERS-1 (N 12°W e ângulo de visada N78°) e uma paralela a órbita descendente (N12° E, ângulo de visada N78° W), cobrindo as áreas Bahia (Au), Salobo (Cu) e Pojuca (Cu/Zn). Finalmente, uma faixa no modo estreito (18km de largura, ângulos de incidência de 45 a 76°), paralela as principais estruturas geológicas da área (N 50°W, visando para S40° W) englobando os depósitos N<sub>1</sub>/N<sub>4</sub> (Fe), Azul (Mn), Pojuca (Cu/Zn) e Salobo (Cu).

O objetivo de pesquisa é testar a potencialidade dos dados de RADAR aeroportado sob várias configurações (polarização, ângulo de incidência, azimute) na diferenciação de unidades litoestratigráficas, na caracterização tectono-estrutural, na diferenciação de classes de vegetação objetivando aplicações geobotânicas e no estudo de atividades de mineração. O presente trabalho apresenta os primeiros resultados obtidos com relação a interpretação geológica na área Bahia e a análise de lineamentos na área Salobo.

### Análise de Lineamentos (Area Salobo)

Neste estudo utilizou-se dados SAR nos modos nadir e faixa estreita, permitindo caracterizar 6 sistemas de lineamentos (fig.1). A direção N65°W, restrita aos terrenos de relevo mais alto é expressa através de cristas, escarpas e vales e

está representada nas imagens por um padrão entrelaçado, realçado pelo sombreado. Os distintos ângulos de depressão e azimute dos dois modos realçam diferentemente essas feições topográficas e, embora os lineamentos não sejam totalmente coincidentes, seu padrão geral e direção são os mesmos.

Fora desta região, a área de estudo engloba uma ampla planície. As variações na detecção de lineamentos observadas em ambos os modos são explicadas da seguinte forma: (1) As feições circulares apresentam localizações distintas nas imagens devido a variações no ângulo de incidência local e no azimute de iluminação, os quais realçam orientações diferentes das feições do terreno; (2) A orientação NS, observada principalmente, no modo faixa estreita está distribuída dentro do "Near Range" do modo nadir, onde o ângulo de depressão é quase vertical e a dependência do azimute é pequena; (3) lineamentos N70°E são detectáveis no modo faixa estreita mas não no nadir porque, neste caso, eles são quase paralelos a iluminação; (4) os lineamentos N40° E, são visíveis no modo nadir mas não no faixa estreita devido ao seu paralelismo com a iluminação neste segundo modo; (5) os lineamentos N70°W estão localizados no "Far Range" do modo nadir e no "Near Range" do modo faixa estreita. Embora os lineamentos sejam quase perpendiculares a iluminação do modo faixa estreita, o ângulo de depressão neste caso é, provavelmente, maior que os ângulos de reverso da escarpa ("back slope"), não ocorrendo, assim, sombreado.

A comparação das orientações detectadas com os dados já publicados (Siqueira, 1990) mostrou que o sistema principal N65°W corresponde as zonas de cisalhamento retilíneas e curvilíneas do Duplex Salobo-Mirim, as feições circulares provavelmente correspondem a estruturas de domos gnaissicos; o sistema NS está relacionado

as fraturas de cisalhamento transcorrente dextral tardio; os sistemas N70° e N40°E correspondem a fraturas de cisalhamento transcorrente sinistral tardio. É sugerida, também, uma associação do sistema regional N70°W com foliações e fraturas relacionadas a principal deformação de cisalhamento na área de estudo.

#### **Interpretação Geológica (Área Bahia)**

Interpretou-se fotogeologicamente os dados SAR, modo nadir, polarização HH e VV da região que inclui o depósito Bahia (fig.2). O objetivo foi o de delimitar unidades fotogeológicas (litoestruturais) e caracterizar as estruturas geológicas dentro de uma interpretação tectono-estrutural. A textura de radar, que representa o arranjo dos elementos de relevo e de drenagem, é a base da interpretação geológica. A análise das propriedades que determinam o arranjo dos elementos texturais permitiu caracterizar os seguintes fotoelementos: (a) feições lineares negativas e positivas (acamamento, foliação e fratura); (b) quebras negativas e positivas (limites

erosivos e litológicos); (c) alinhamentos negativos e positivos (lineamentos estruturais); (d) limites de zonas fotogeológicas; (e) propriedades de zonas fotogeológicas e (f) elementos indicativos de estruturas geológicas (mergulhos, falhas e fraturas) (maiores detalhes em Veneziani e Anjos, 1982).

Da interpretação dos dados SAR (fig.2) pode-se correlacionar (segundo Docegeo, 1988): K1 ao Complexo Xingu, K<sub>2</sub> parcialmente aos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca; E ao Grupo Igarapé Bahia; D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, F, G, H, I, J ao Grupo Rio Fresco; C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub> ao Grupo Igarapé Pojuca; B a cobertura laterítica e A ao aluvião. Um dos pontos mais positivos dos dados SAR foi obtido na interpretação das estruturas geológicas, o que permitiu caracterizar a zona principal de cisalhamento transcorrente sinistral, um sistema de falhamentos transcorrentes dextrais e uma direção de empurrão com vergência de E para W. A foliação cataclástica associada a esses cisalhamentos ficou muito bem caracterizada nos produtos SAR.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anexos aos Anais...Belém, SBG, p. 11-54.
- SIQUEIRA, J.B. 1990. Organização Litoestrutural de Duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás (Dissertação de Mestrado), UFPA, Belem, p. 125.
- VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. 1982. Metodologia de Interpretação de Dados de Sensoriamento Remoto e Aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE (INPE-2227-MD/014)

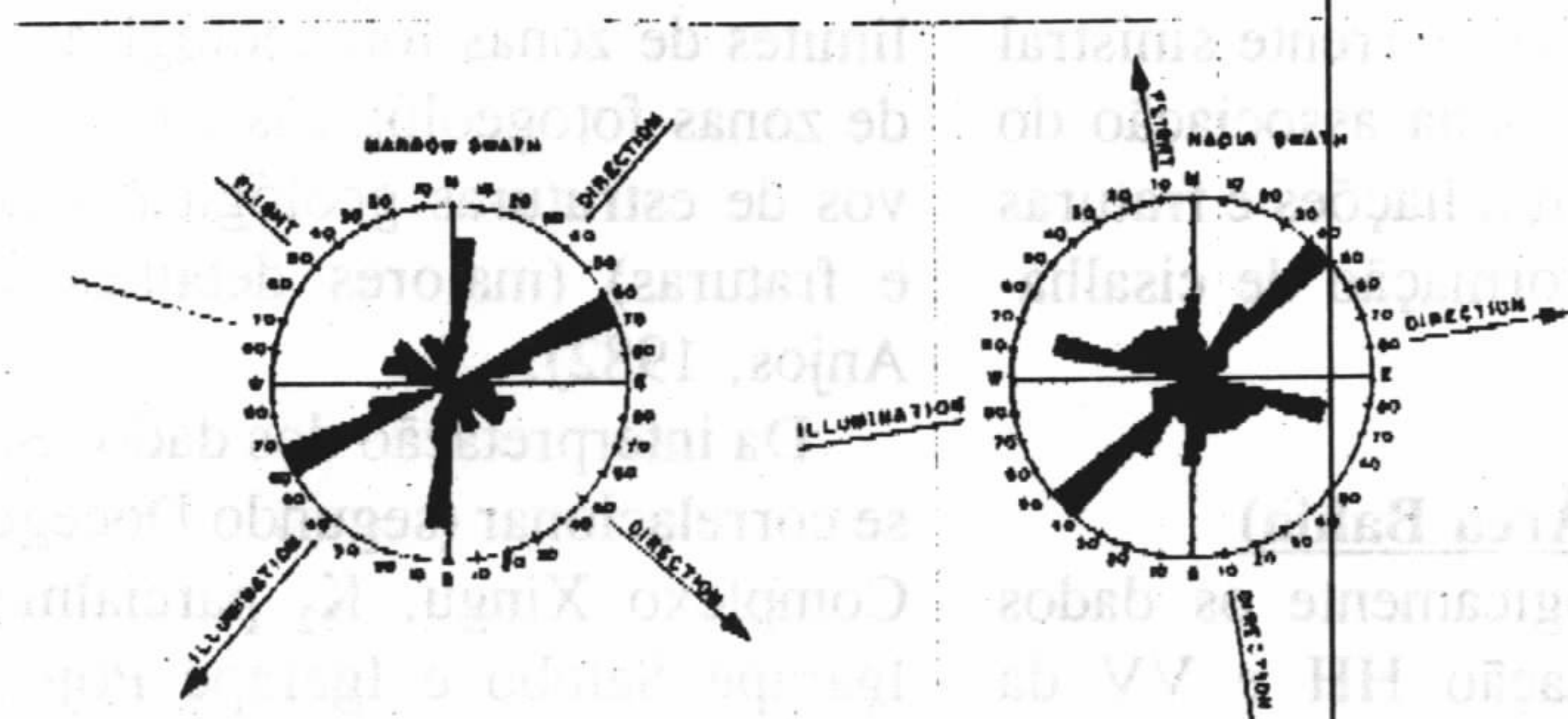


Fig. 1 - Diagrama de Rosácea dos Lineamentos da Área Salobo

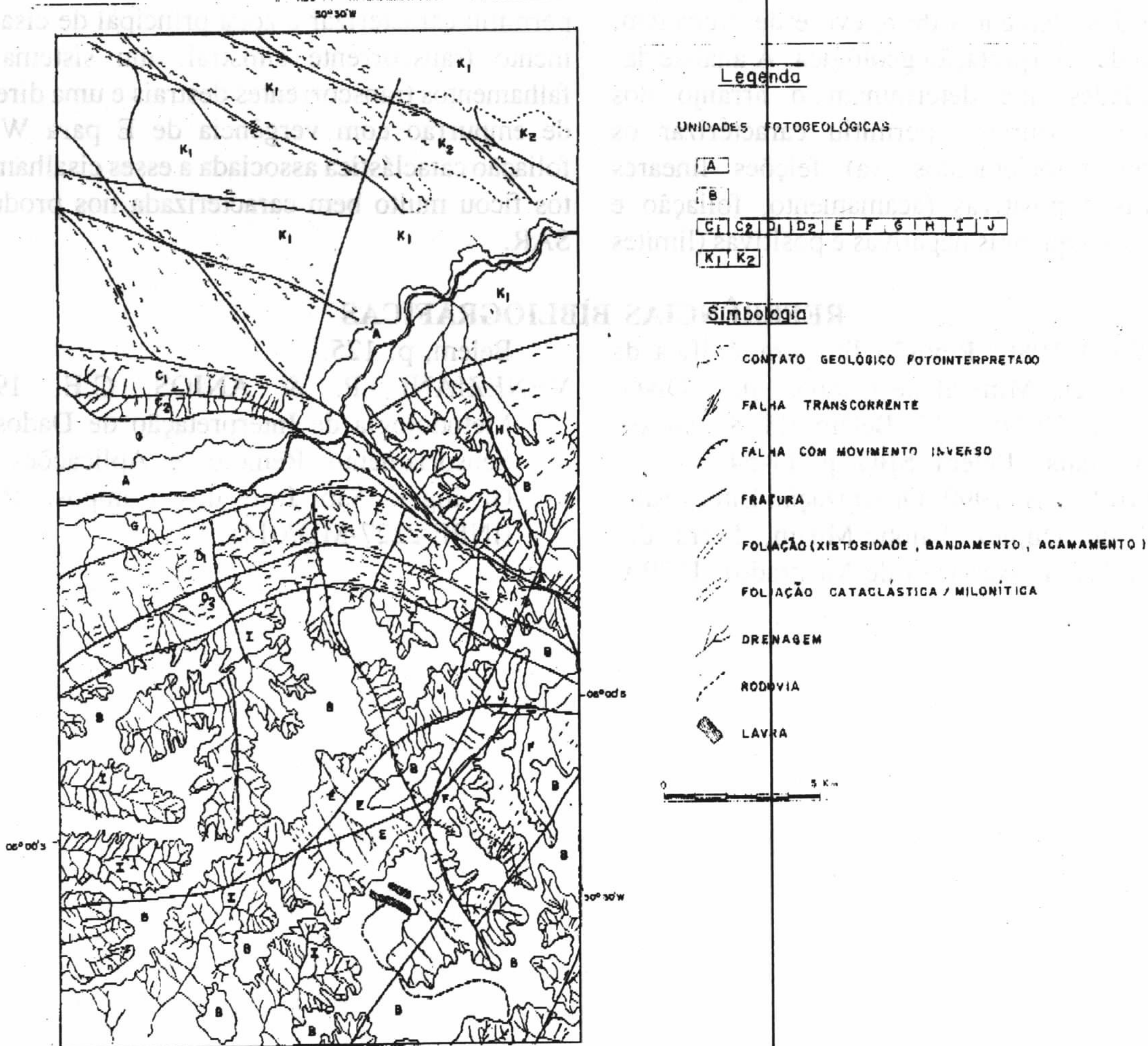


Fig. 2 - Fotointerpretação Geológica da Área Bahia

## SISTEMA DE FLUÍDOS E MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO AURÍFERO DO CUMARU, SE DO ESTADO DO PARÁ

MARCIO D. SANTOS - *Universidade Federal do Pará*

OTHON H. LEONARDOS - *Universidade de Brasília*

ELTON J. ZIMMERMANN - *Mineração Gradaús Ltda.*

**INTRODUÇÃO** - Os depósitos primários de ouro até agora descritos no craton Amazônico, estão relacionados a zonas de cisalhamento que afetaram sequências tipo greenstone belts arqueanos e suas encaixantes. Esses depósitos são hospedados em milonitos hidrotermalmente alterados derivados de protolitos vulcano-sedimentares dos greenstone belts (Leonardos et al. 1988), perfeitamente enquadrados nos depósitos de ouro tipo "lode arqueano", bem caracterizados nos principais cratons do mundo (Hodgson 1989; Groves & Foster, 1991).

No sudeste do Pará, os exemplos clássicos mais bem estudados, até agora, são aqueles associados aos greenstone belts de Andorinhas (Huhn, 1992) e Sapucaia (Oliveira & Leonardos 1990; Oliveira, 1993). Por outro lado o depósito do Cumaru se diferencia dos exemplos clássicos tipo "lode arqueano", tanto no que se refere a situação geológica, pois o depósito é hospedado em granitóides, como também quanto ao sistema de fluidos, já que em vez do fluido  $H_2O-CO_2$  típico de zonas de cisalhamento (Phillips & Groves, 1983), atuou no Cumaru um sistema representado pelos fluidos  $H_2O-CO_2$  + salmouras, sendo estas últimas típicas de sistemas graníticos (Weisbrod, 1981).

**CONTEXTO GEOLÓGICO** - O depósito do Cumaru faz parte de um conjunto de pequenos depósitos de ouro situados em torno de 100 km a oeste da cidade de Redenção, SE do Estado do Pará. Os depósitos estão associados a pequenos plutons granitóides arqueanos (Granodiorito Cumaru, Macambira et al. 1986) que se alojaram em áreas de dilatância de uma grande zona de cisalhamento dextral tipo rabo de cavalo que corta o flanco sul do greenstone belt de Gradaus. Este greenstone belt está estruturado como um grande sinclínório com seu eixo mergulhando para oeste, cuja morfologia é realçada pelos

arenitos do Grupo Rio Fresco, sobrepostos às rochas do greenstone.

No flanco sul da estrutura de Gradaus, o greenstone belt é representado por uma típica sequência meta-vulcano-sedimentar (Grupo Gradaus, Macambira et al. 1986), deformada e metamorfoisada na fácies xisto verde ao longo de faixas conjugadas de zonas de cisalhamento transcorrente com direção norte e nordeste. Os protolitos desta sequência são derrames, tufos e ignimbritos de composição félsica, intermediária e máfica, além de meta-sedimentos químicos e clásticos e rochas ultramáficas restritas. Os teores de ouro nas rochas desta unidade variam de alguns ppbs chegando a 12ppb.

O pluton do Cumaru é constituído predominantemente por um granodiorito cinza e de porções mais restritas de um monzogranito avermelhado tardio, com teores de ouro muito baixos (1 a 5 ppb). Essas rochas exibem uma característica textura isotrópica formada por cristais eudrais de biotita, hornblenda, plagioclásios zonados e titanita, assentados em uma matriz anedral tardia de quartzo e microclina, às vezes exibindo intercrescimento gráfico. Esse stock provocou escarnitização em rochas carbonatizadas do Grupo Gradaus, a oeste do pluton (Leonardos et al. 1991). Datações Rb/Sr no stock do Cumaru revelaram uma idade absoluta de  $2543 \pm 53$  Ma, com uma razão inicial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de 0,70311 (Lafon et al. 1990).

As características geológicas, petrográficas e geoquímicas do Granodiorito Cumaru são compatíveis com rochas da série calco-alcalina e indicam uma derivação a partir de rochas ígneas (tipo I) e cristalização em profundidades rasas. Por outro lado a baixa razão inicial ( $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,704$ ) e a metalogenia dessas rochas (Au-Cu-Bi-Mo) são compatíveis com uma derivação mantélica ou de curta residência crustal (tipo I cordilheirano, Pitcher, 1983).

**DEPÓSITO DE OURO DO CUMARU** - O depósito primário de ouro do Cumaru ocorre como um enxame de filões e filonetes de quartzo aurífero com dimensões milimétricas a métricas, hospedados na borda NW do stock do cumaru. Os maiores veios possuem um trend preferencial N40E, mergulhando 40-60°NW, os quais são envolvidos por um rendilhado stockwork de filonetes e uma ganga hidrotermal resultante de uma intensa alteração fílica pervasiva que deu origem a uma rocha brechóide constituída de sericita/muscovita + quartzo, além de calcita, clorita, pirita e k-feldspato. Embora os "ore shoots" de alto teor (em torno de 10 g/ton) ocorram nos veios mais espessos de quartzo e pirita, a mineralização se estende para fora desses veios, na zona de alteração das paredes (wall rock alteration), em caráter disseminado (com teores até algumas g/ton), na forma de impregnações em microfissuras entre os maiores filões.

O domínio venular da mineralização é representado sobretudo por filões brechados, produzidos principalmente por fraturamento hidráulico, com fragmentos angulosos de quartzo e pirita precoce cimentado por quartzo secundário, sericita e calcita. A mineralização aurífera acompanha a fase sulfetada que é dominada pela pirita, tanto no minério venular como no disseminado. O ouro ocorre em grãos diminutos (0,02 - 0,08mm) dentro de cristais precoces de pirita e mais raramente calcopirita e bismutinita, ou associado com quartzo preenchendo microfissuras entre cristais de sulfetos. Agregados intersticiais tardios de calcopirita, pirita e magnetita ocorrem preenchendo os espaços entre os cristais maiores e precoces de pirita. A molibdenita é restrita a microfissuras tardias.

A presença de brechas e a predominância de texturas de preenchimento de espaços vazios sobre as texturas de substituição, indicam que o minério se formou em condições de profundidades rasas, no domínio rúptil-dúctil, em contraste com a sequência de milonitos do Grupo Gradaus, provenientes de ambiente dúctil-rúptil mais profundo.

**SISTEMA DE FLUIDOS** - Três tipos de inclusões fluidas, seguintes, foram reconhecidas em amostras de quartzo dos veios mineralizados

do Cumaru:

**Inclusões tipo 1 (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl/NaHCO<sub>3</sub>):** são as maiores e mais frequentes inclusões (5 - 20 $\mu$ ) nos veios de quartzo do Cumaru e normalmente ocorrem em fraturas cicatrizadas no interior de grãos de quartzo (pseudosecundárias), embora não sejam raras inclusões aleatórias, indicando possível origem primária. O grau de preenchimento (F) dessas inclusões varia continuamente desde zero (inclusões carbônicas) até 0.95, indicando forte evidência de trapeamento heterogêneo (Shepher et al. 1985). A temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (T<sub>m</sub>CO<sub>2</sub>) situa-se em torno de -56.6°C, indicando que a fase carbônica é pura, o que foi confirmado por análises de espectroscopia RAMAN. A temperatura de fusão do gelo (T<sub>m</sub>Ice) ocorre entre -10 e -13°C, enquanto que a temperatura de fusão do clatrato (T<sub>m</sub>Clth) situa-se entre -4.5 e -8.5, o que corresponde a salinidades altas para esse tipo de inclusão (19 a 20.5% NaCl). A halita é a fase sólida mais comum, mas ocorre também a nacolita (NaHCO<sub>3</sub>), além de pequenos grãos de sulfetos. A homogenização da fase CO<sub>2</sub> (ThCO<sub>2</sub>) ocorre entre 8 e 30°C, o que corresponde a densidades entre 0.9 e 1.04g/cm<sup>3</sup>. A maioria das inclusões, ao serem aquecidas, decrepita entre 250 e 280°C, antes de atingir a homogenização total (Th). Entretanto foi possível medir a Th das inclusões com baixo F (inclusões ricas em CO<sub>2</sub>) e com alto F (inclusões pobres em CO<sub>2</sub>), cujas temperaturas situam-se entre 200 e 250°C, indicando que essas inclusões poderiam compor um solvus no diagrama Th versus F, o que confirmaria o trapeamento heterogêneo (Roedder, 1984). As isócoras destas inclusões mostram uma variação contínua de inclinação como consequência da variação da densidade. As isócoras de baixa inclinação das inclusões carbônicas (baixa densidade) cortam as isócoras de alta inclinação das inclusões pobres em CO<sub>2</sub> (densidade mais alta) em pontos que indicam temperaturas entre 210 e 300°C e pressões entre 1 e 1.7Kb para as condições de P-T do Trapeamento.

**Inclusões tipo 2 (H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>):** são as menores inclusões (< 10 $\mu$ ) nos veios de quartzo estudados e normalmente ocorrem em fraturas cicatrizadas no interior de grãos de quartzo (pseudosecundárias). Essas inclusões são salmouras contendo NaCl e CaCl<sub>2</sub>, além de KCl, como



indicado pelas temperaturas da primeira fusão ( $T_{fm}$ ) entre  $-50$  e  $-60^{\circ}\text{C}$  e da fusão do gelo ( $T_{mIce}$ ) entre  $-31$  e  $-42^{\circ}\text{C}$ . O  $F$  dessas inclusões situa-se entre 0.9 e 0.95, enquanto que os volumes das fases sólidas varia de 20% até mais de 90% (inclusões multisólido), indicando novamente um trapeamento heterogêneo. A temperatura de homogenização das fases líquida e gasosa ocorre em torno de  $100^{\circ}\text{C}$  e a temperatura de dissolução das fases sólidas ( $T_{sNaCl}$ ) ocorre entre  $200$  e  $250^{\circ}\text{C}$ , o que corresponde a salinidades entre 30 e 35% NaCl. As isócoras destas inclusões não mostram variação de inclinação e cortam as isócoras das inclusões  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  (tipo 1) em pontos que indicam temperaturas entre  $280$  e  $400^{\circ}\text{C}$  e pressões entre 1.3 e 3Kb para as condições P-T do trapeamento. Essas condições de P-T são diferentes daquelas obtidas a partir das isócoras tipo 1, o que pode indicar diferentes condições de trapeamento para os fluidos tipo 1 e tipo 2.

**Inclusões tipo 3 (Inclusões aquosas):** Essas inclusões ocorrem com tamanhos em torno de  $10\mu$ , ao longo de fraturas que cortam aquelas com inclusões tipo 1 ou tipo 2, ou seja são inclusões secundárias. A temperatura de fusão do gelo ( $T_{mIce}$ ) situa-se entre zero e  $-12^{\circ}\text{C}$ , indicando inclusões de baixa salinidade. Esse fluido aparentemente não teve nenhum relacionamento com a mineralização e deve ter sido água meteórica que circulou ao longo de fraturas mais jovens, possivelmente com alguma interação com as salmouras (fluido tipo 2), aumentando sua salinidade, como indicado pela variação da  $T_{mIce}$ .

**EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS E MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO** - Com exceção de sua alta salinidade, as inclusões tipo 1 ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ ) são muito similares aos fluidos típicos de zonas de cisalhamento arqueas associadas com depósitos de ouro tipo "lode" e alteração carbonática (Ho et al. 1975 e Smith et al. 1984). Portanto, pode-se admitir que os fluidos tipo 1 são provenientes da zona de

cisalhamento da Serra Ruim, a oeste do depósito do Cumaru. As inclusões tipo 2 (salmouras) devem corresponder a um sistema de fluidos diferente, como indicado pelas suas diferentes composições e condições de P-T das suas isócoras. Como o processo de trapeamento heterogêneo de fluidos em sistemas graníticos é bem conhecido como gerador de salmouras, especialmente em sistemas com ebulição (Mutschler et al. 1981; Wilson et al. 1980), pode-se admitir os fluidos tipo 2 como salmouras relacionadas ao Granodiorito Cumaru.

Já que o stock do Cumaru tem sido caracterizado como tardiectônico alojado em áreas de dilatância de uma zona de cisalhamento, os fluidos tipo 1, originários da zona de cisalhamento, seriam pouco mais antigos que os fluidos tipo 2 relacionados ao granodiorito. Interação entre esses dois diferentes fluidos deve ter ocorrido, como indicado pela associação deles ao longo de fraturas pseudosecundárias, o que possivelmente tenha sido a causa do aumento da salinidade do fluido tipo 1 ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ ).

As características dos fluidos, do depósito e do pluton do Cumaru são compatíveis com um sistema mesotermal (temperaturas entre  $250$  e  $350^{\circ}\text{C}$ ) de profundidade rasa, tipo filoniano e em parte porfirítico. A evolução do sistema de fluidos sugere que uma zona de cisalhamento produziu fluidos aquo-carbônicos, possivelmente portadores de ouro, e uma intrusão granodiorítica ativou termicamente o sistema, produzindo salmouras que, ao interagirem com os fluidos aquo-carbônicos, desestabilizaram os complexos de ouro e funcionaram como "traps" para a deposição desse metal em veios de quartzo.

**AGRADECIMENTOS** - Externamos aqui nossos agradecimentos à Mineração Gradaus que permitiu o uso de sua infraestrutura para os trabalhos de campo e concedeu amostras de testemunhos para os trabalhos de laboratório. Agradecemos também ao CNPq que financiou parte dos trabalhos de campo e análises químicas na forma de auxílio a pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. ed. *Gold Metallogeny and Exploration*. Glasgow, Blackie, p. 63-103.
- HO, S.E.; GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N. 1985. Fluid inclusions as indicators of the nature and source of ore fluids and ore depositional conditions for Archaean gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *trans. Instn. Min. Metall.* 95B: 183-194.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposit: A review. *Ore Geol. Rev.* 4: 231-273.
- HUHN, S.R.B. 1992. Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, Região de Rio Maria, Sul do Pará. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 169p.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. 1990. Geocronologia Rb/Sr em rochas totais e minerais do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaus, PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.6, p. 2929-2940.
- LEONARDOS, O.H.; SANTOS, M.D.; GIULIANI, G.; ARAUJO, L.R. 1991. The Cumaru Mesothermal granodiorite-hosted gold mineralization, Amazon craton, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed., *Brazil gold '91, the economics geology geochemistry and genesis of gold deposits*. Belo Horizonte, Proceedings. Rotterdam, A. A. Balkema, p. 557-562.
- LEONARDOS, O.H.; JOST, H.; VEIGA, A.T. 1988. Brazilian gold districts: How many are not associated with shear zones? In: *Bicentennial Gold '88. Proceedings*. Sidney, Geol. Soc. Australia, V.2, p. 611-613.
- MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHUBEY, B.; SANTOS, M.D.; RAMOS, J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro na aba sul do siclinório de Gradaus. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.5, p. 1956-1968.
- MUTSCHLER, F.E.; WRIGHT, S.; LUDINGSTON, S.; ABBOT, J. 1981. Granite molybdenite systems. *Econ. Geol.* 76: 874-897.
- OLIVEIRA, C.G. 1993. Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, sul do Pará. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 188p.
- OLIVEIRA, C.G. & LEONARDOS, O.H. 1990. The gold bearing Diadema shear zone, Brazil. *Econ. Geol.* 85: 1034-1043.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. Fluid access and fluid-wall rock interaction in the genesis of the Archaean gold-quartz vein deposit at Hunt mine, Kambalda, Western Australia. In: FOSTER, R.P. ed. *Gold '82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Zimbabwe, proceedings. Rotterdam, A. A. Balkema, p. 389-416.
- PITCHER, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. ed. *Mountain building process*. New York, Academy Press, p. 19-40.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions. *Blacksbury, Min. Soc. Amer., Reviews in mineralogy*, v.12, 644p.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Glasgow, Blackie, 239p.
- SMITH, T.J.; CLOCHE, P.L.; KESLER, S.E. 1984. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Econ. Geol.* 79: 1265-1285.
- WEISBROD, A. 1981. Fluid inclusions in shallow intrusives. In: HOLLISTER, L.S & CRAWFORD, M.L., ed. *Fluid inclusions: Applications to petrology*. Calgary, Min. Assoc. Canada, short course handbook, V.6, p. 241-271.
- WILSON, J.W.; KESLER, S.E.; CLOCHE, P.L.; KELLY, W.C. 1980. Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Econ. Geol.* 75: 45-61.

## ÁREA ÁGUAS CLARAS CONTEXTO GEOLÓGICO E MINERALIZAÇÕES

**ANSELMO VIANA SOARES** - *Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO*

**ANTONIO BENVINDO SANTOS** - *Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO*

**EDUARDO ANGELIM VIEIRA** - *Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO*

**VICTOR MACHADO BELLA** - *Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO*

**LUIZ PEDRO B. MARTINS** - *Companhia Vale do Rio Doce - Superintendência de Tecnologia*

**HISTÓRICO** - O prospecto Águas Claras (Fig.1) iniciou com trabalhos de exploração regional pela DOCEGEO em 1984, onde foram identificadas anomalias de ouro e estanho em sedimentos de corrente e concentrado de batéia. Pesquisas de detalhe, executadas posteriormente, revelaram anomalias de ouro, cobre, arsênio e estanho. Um amplo programa de escavação e sondagem rotativa diamantada, executados entre 1986/87 e 1991/93, individualizou várias estruturas mineralizadas a ouro e cobre.

**GEOLOGIA LOCAL** - O contexto geológico (Fig. 1) é dominado por rochas de natureza metassedimentar, com sua porção NW representada na base, por arenitos médios e finos, de tonalidade cinza esverdeada, gradando no sentido do topo para um pacote psamo-pelítico, constituído por siltitos e argilitos de coloração rósea/avermelhada, laminados a maciços, com intercalações de arenitos finos, avermelhados. Os arenitos apresentam textura clástica, constituído por grãos de quartzo sob a forma de cristais xenomórficos, subangulosos, imersos em matriz de sericita e clorita; podendo ocorrer palhetas de muscovita algo recristalizadas e impregnações de óxidos de ferro (goethita), proveniente de antigas cloritas expostas a transformações supergênicas, originando ferro residual. A seqüência pelítica é composta por sericita e quartzo de granulação muito fina, orientada segundo a estratificação da rocha e palhetas de mica detrítica acastanhada (biotita em alteração?), dispersas aleatoriamente no plano de acamamento da rocha; finos agregados de provável rutilo, dispersos homogeneamente por toda a rocha, lhe confere um aspecto finamente mosqueado. As estruturas sedimentares inerentes a este pacote são caracterizadas por estratificação cruzada "hummocky" de médio a pequeno porte, laminação plano-paralela e

estruturas de fluidizações. Nogueira et al. (1992), atribuem ambiente de plataforma dominada por tempestades.

Nas porções Sul e NE, predominam quartzo-arenitos grosseiros, esbranquiçados, com níveis microconglomeráticos. São constituídos de cristais de quartzo envolvidos por matriz de caulinita e sericita; alguns cristais apresentam extinção ondulante marcante, formas angulosas, contornos convexos e contatos arredondados a retilíneos. A matriz (caulinita/sericita) apresenta-se sub-decussada, com esparsos cristais de quartzo de granulação de silte fino; ocorrem agregados de caulinita que se destacam da matriz, esboçando possíveis antigos cristais de mineral pré-existente de granulometria similar à do quartzo (feldspato caulinizado?).

As estruturas sedimentares dominantes são estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Figueiras et al. (1984), atribuem ambiente fluvial tipo braided para este pacote. Nogueira et al. (1992), sugerem retrabalhamento por influência marinha (maré) dada pela presença de "mud drapes" e "ripple bedding".

A direção geral do acamamento da seqüência é NW-SE, com mergulhos de 18 a 25° NE, chegando a 60° nas proximidades de falhas.

Rochas básicas intrusivas (sills e diques) ocorrem concordante e discordantemente à estruturação dos metassedimentos, sendo representadas por metagabros e, em menor escala, por diabásios. Essas rochas são constituídas predominantemente de pseudomorfos microclinizados de plagioclásio, em cristais tabulares alterados a epidoto, clorita e liberando por vezes sílica (quartzo); o máfico é um anfibólio da variedade actinolita. Os sills e diques apresentam-se transformados por processos hidrotermais com pseudomorfos de minerais máficos totalmente preenchidos por clorita e de plagioclásios,

substituídos por sericita e K-feldspato. Os diques básicos apresentam direção preferencial NE/SW.

Ocorrem subordinados e localizados corpos de diabásio, não hidrotermalizados, de granulometria fina a média, textura subofítica, com plagioclásio sericitizado e augita; em menor proporção ocorrem magnetita, ilmenita e pirita.

Nas regiões topograficamente mais elevadas e planas desenvolvem-se crostas lateríticas ferruginosas, algumas vezes com corpos gossanizados associados.

O granito Serra dos Carajás ou Central é intrusivo nos metassedimentos e sua ocorrência dista 4km a SE do limite da área. Apresenta coloração rosada e granulação grosseira, sendo composto por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, com concentrações até centimétricas de molibdenita, pirita e calcopirita, preferencialmente associados ao fraturamento.

**MINERALIZAÇÕES** - No prospecto Águas Claras, constituído pelos Corpos F-15, F-23, Au/As e imediações, foram caracterizadas mineralizações de Cu e Au, ligadas a processos de alterações hidrotermais em zonas de cisalhamentos de caráter rúptil, controladas por falhamentos com forte componente gravitacional (normal) com rejeitos significativos da ordem de dezenas de metros. Tais zonas estão posicionadas discordantemente à estruturação geral dos metassedimentos e de sills básicos (Fig.2), apresentando direções preferenciais N20°E a N60°E, com mergulhos superiores a 70° para NW/SW, assumindo geometria tabular e filoniana.

A forte atividade hidrotermal, responsável pela mineralização, mostra significativo aumento de intensidade em direção à porção central do canal hidrotermal. As alterações resultantes da passagem dos fluídos são caracterizadas por sericitização, caulinização, turmalinização, cloritização e silicificação nos sedimentos e rochas básicas.

A mineralização primária de origem hidrotermal epigenética, caracteriza-se por veios de quartzo extensionais/maciços, brechados/sulfetados, encaixados em arenitos/pelitos e no contato arenito/pelito e sill básico (Fig. 2). Composto o quadro da mineralização, ocorrem zonas dominadas por

caulinita/clorita + quartzo + turmalina com sulfetos disseminados (interface veio/sill máfico) e zonas brechadas/hidrotermalizadas com quartzo/turmalina ± clorita ± caulinita com sulfetos disseminados (contato veio de qtz /arenitos).

A paragênese sulfetada ocorre na forma maciça/disseminada sendo amplamente dominada pela calcopirita pirita arsenopirita, com pirrotita, blenda, estanita, cobaltita e bismutinita subordinadas. A calcopirita apresenta-se como uma massa compacta, envolvendo cristais euédricos e anédricos de pirita, arsenopirita e outros constituintes menores (magnetita, galena e transparentes). A magnetita pode atingir concentrações significativas, brechadas/fraturadas, cimentada pelos constituintes sulfetados. O ouro forma grãos irregulares, com tamanho variando entre 0,01 a 0,026 mm para a menor e maior dimensão respectivamente, localizados no contato entre pirita e calcopirita, no interior dos cristais de arsenopirita e isolados na massa de calcopirita. A composição semi-quantitativa de ouro obtida em microsonda eletrônica, indica composição de electrum com 75% de ouro e 25% de prata (Vieira et al. 1992).

O intenso processo de oxidação da paragênese sulfetada, em ambiente subsuperficial, gerou corpos gossanizados e conseqüentemente uma mineralização secundária, supergênica, constituída por goethita/limonita/hematita/martita quartzo caulinita turmalina, de aspecto maciço/poroso, com densidade elevada nos tipos onde predominam a martita/magnetita. Na porção goethítica desses gossans, é comum ocorrerem texturas "box-works". Com relação ao ouro, alguns aspectos texturais observados sugerem que parte deste tenha sido remobilizado quimicamente e precipitado junto a goethita e hidróxidos de Fe/Al.

A zona de transição entre o minério oxidado/sulfetado é caracterizada pela preservação parcial da paragênese sulfetada, com formação de minerais secundários de cobre, dominados por calcocita, bornita, malaquita e cobre nativo.

Análises de algumas amostras da zona de transição (minério oxidado/sulfetado) mostraram teores significativos de Co; estudos de seções polidas permitiram detectar traços de tenantita e

presença de pintas de Au em freqüente associação com sulfetos (calcocita/digenita e calcopirita), quartzo de veio, em contato com cobaltita e por vezes inclusos na ferberita.

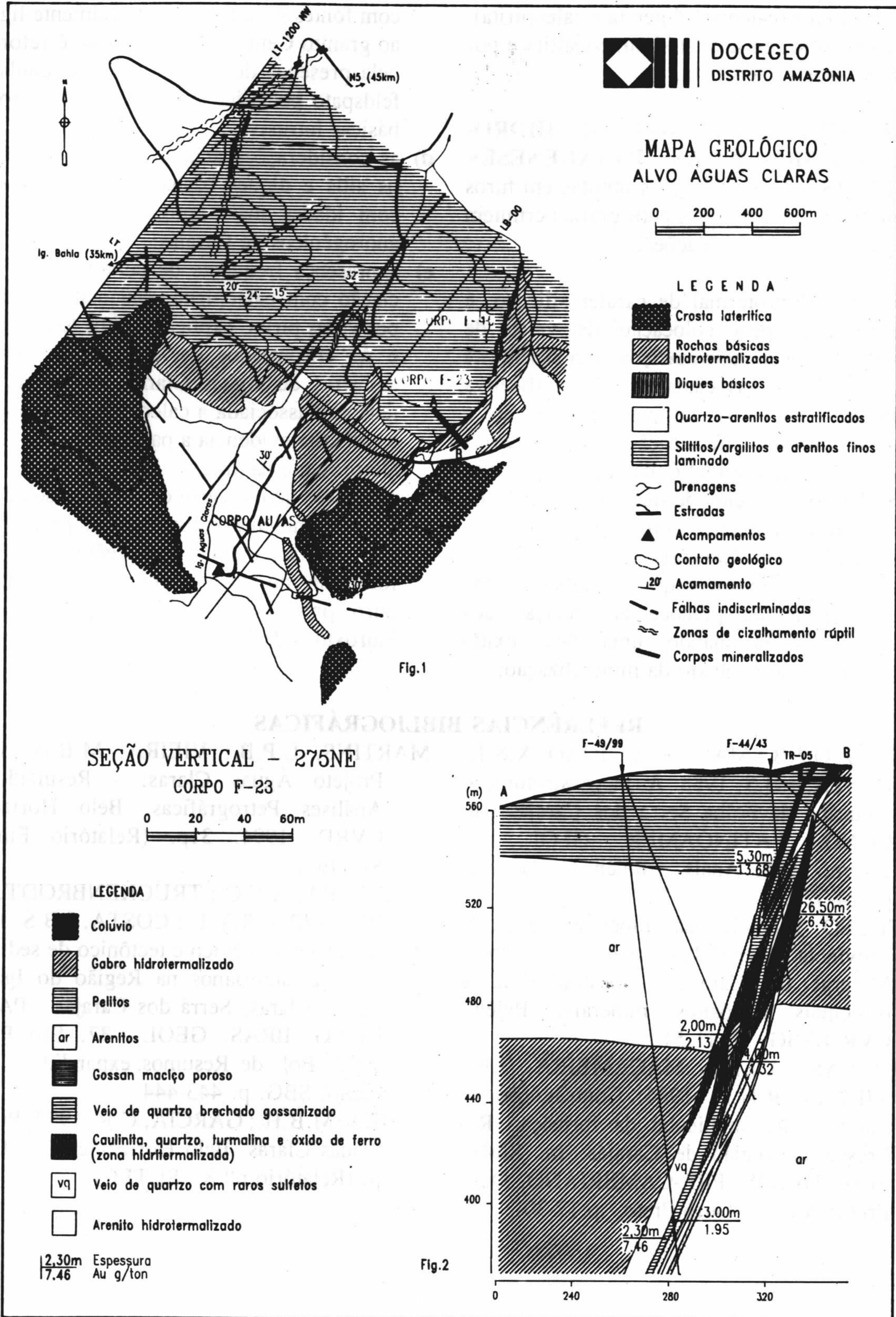
**CONSIDERAÇÕES SOBRE O HIDROTHERMALISMO E AS PARAGÊNESES MINERAIS** - As informações obtidas em furos de sondagens, trincheiras e petrografia permitem estabelecer as seguintes relações:

- a) uma fase hidrotermal de caráter silicoso, é responsável pela colocação de veios de quartzo extensionais/maciços com cassiterita e wolframita associadas com significativa alteração nas rochas básicas (caolinização) e nos sedimentos (silicificação/turmalização);
- b) outra fase hidrotermal é marcada por intensa brechação dos veios de quartzo e injeção da paragênese sulfetada com ouro associado, ocupando a porção central dos veios. Dados petrográficos mostram que a magnetita pode ser considerada precoce em relação aos sulfetos, determinando uma fase óxido importante no contexto da mineralização;

- c) a associação Au, Cu, Sn e W é compatível com fontes graníticas, provavelmente ligadas ao granito Central. Esta hipótese é reforçada pela presença de fluorita e veios/vênulas de feldspato potássico nos sedimentos e rochas básicas intrusivas;
- d) as considerações acima, levam a posicionar os sills e diques básicos hidrotermalizados com idades mais antigas que os granitos anorogênicos de Carajás;
- e) a presença freqüente de cobaltita, em associação com calcopirita, calcocita/digenita e por vezes pirita, explica os altos teores de Co e As encontrados em análises de algumas amostras de Águas Claras. A presença de tenantita associada a calcopirita, arsenopirita e cobaltita evidencia a paragênese Cu-Fe-As-Co presente na área;
- f) processos de oxidação da paragênese sulfetada em ambiente subsuperficial propiciaram um enriquecimento supergênico com a formação de corpos gossânicos, contendo ouro precipitado junto a goethita e aos hidróxidos de Fe/Al.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, v.1, p.324-328.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Província Mineral de Carajás: litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Belém, CVRD/SBG, p. 11-54.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; MACAMBIRA, J.B.; VILLAS, R.N.N. 1984. Contribuição ao estudo paleo ambiental da formação Rio Fresco na região de Carajás. In: SIMP. SIST. DEPOS. PRÉ-CAMBRIANO. Ouro Preto, Anais... Ouro Preto, p.17-30.
- MARTINS, L.P.B.; VIEIRA, M.B.N.; 1994. Projeto Águas Claras: - Resultado de Análises Petrográficas. Belo Horizonte, CVRD, 1994. 31p. (Relatório Final - SUTEC).
- NOGUEIRA, A.F.C.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L.; COSTA, J.B.S. 1992. Estudos 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. de Resumos expandidos... São Paulo, SBG. p. 443-444.
- VIEIRA, M.B.H.; GARCIA, C.R. 1992. Projeto Águas Claras. Belo Horizonte, CVRD. 23 p. (Relatório nº 8 - SUTEC).



## ASPECTOS LITOGEOQUÍMICOS E METALOGENÉTICOS DO GRANITO VELHO GUILHERME, NA REGIÃO SÃO FÉLIX DO XINGU, CENTRO-SUL DO PARÁ, BRASIL

**EMILIANO CORNELIO DE SOUZA E MAGDA T.G. MARQUES**

*Geólogos da CPRM, Av. Pasteur, 404 - Urca, CEP 22292 - Rio de Janeiro*

Nos trabalhos de integração e reconhecimento geológico na escala 1:250.000 da Folha São Félix do Xingu, a CPRM (Macambira et al., no prelo) cartografou corpos do Granito Velho Guilherme (figura 1) de Silva et al. (1974), e deles coletou 34 (trinta e quatro) amostras para análises petrográficas e químicas. A unidade é constituída de corpos circunscritos intrusivos, anorogênicos do tipo A, posicionados no Proterozóico Médio e correlacionada a outros corpos denominados Antônio Vicente, Mocambo, Porquinho e Jamon, do Cráton Amazônico.

O caráter alcalino da unidade (figura 2), somado aos altos percentuais de SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O e baixos de CaO, TiO<sub>2</sub>, MgO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (vide tabela), posicionamento geotectônico, forte enriquecimento em Rb (figura 3) e Y, refletindo a provável atuação de fluidos, especialmente F e

Cl, capazes de concentrar íons metalíferos do tipo Sn e seus associados por processos hidrotermais pós-magmáticos, como greisenização e feldspatização tardia, são características que tornam essa unidade favorável a conter mineralizações de estanho e associados. O enriquecimento em terras-raras pesadas e as fortes anomalias negativas de európio (figura 4), de acordo com Shen Jili & Liu Jiayuan (1985), indicam a natureza crustal desses granitos além de realçar sua importância metalogenética para mineralizações de W, Sn, Nb, Ta, ETR e U. Baseando-se na razão K/Rb, definida por Tischendorf (1977), verifica-se que a unidade pertence ao grupo dos granitos especializados em W, Mo, Be, Li, Nb, Ta e Sn, confirmado pelo diagrama K-C-N (figura 5), onde a maioria das amostras plota no campo dos granitos estaníferos.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOUSSELY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba, Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16: 207-219.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta.* 42: 1199-1212.
- JUNIPER, D.N. & KLEEMAN, J.D. 1979. Geochemical characterization of some tin mineralizing granites of New South Wales. *J. Geoch. Explor.*, 11: 321-333.
- MACAMBIRA et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos: Projeto Especial - Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a área do Programa Grande Carajás. Sub-Projeto Recursos Minerais. Estado do Pará, Rio de Janeiro DNPM / CPRM (no prelo).
- SHEN JILI & LIU JIAYUAN 1985. REE Geochemical Characteristics of the two type granitoid in Jiangxi Province and their metallogenetic implication. In: *The Crust - The Significance of Granites Gneisses in the Lithosphere*. Theophrastus Publications S.A. Athens, Greece. p. 345-364.
- ROGERS, J.J & GREENBERG, J.K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism: Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization: Summary, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92: 6-9
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: *Brazil. DNPM. Projeto RADAM. Folha SB.22 - Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins*. Rio de Janeiro, p. 1-143 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with acid magmatism, v. 2. Published by the Geological Survey, Prague, p. 41-96.

Tabela 1 - Dados Químicos do Granito Velho Guilherme.

|                                | 44A   | 44B   | 57A   | 80    | 81    | 82    | 83     | 84    | 85A   | 86     | 87     | 88A    | 89A    | 90     | 91    | 92     | 93A   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,90 | 76,10 | 75,00 | 75,00 | 75,10 | 76,40 | 75,10  | 75,20 | 75,00 | 76,20  | 76,30  | 76,30  | 75,40  | 76,20  | 76,50 | 76,20  | 75,90 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,30 | 12,30 | 12,30 | 13,20 | 12,30 | 12,30 | 13,20  | 12,30 | 12,80 | 12,30  | 12,30  | 12,30  | 12,30  | 12,30  | 12,30 | 12,30  | 12,30 |
| FeO                            | 0,29  | 0,10  | 0,31  | 0,07  | 0,10  | 0,43  | 0,19   | 0,22  | 0,19  | 0,29   | 0,10   | 0,14   | 0,38   | 0,34   | 0,34  | 0,43   | 0,29  |
| MnO                            | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03   | 0,03  | 0,03  | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,03  |
| MgO                            | 0,35  | 0,18  | 0,17  | 0,18  | 0,18  | 0,17  | 0,17   | 0,17  | 0,18  | 0,18   | 0,20   | 0,18   | 0,16   | 0,13   | 0,10  | 0,08   | 0,08  |
| CaO                            | 0,70  | 0,28  | 0,77  | 0,31  | 0,24  | 0,24  | 0,17   | 0,34  | 0,28  | 0,52   | 0,21   | 0,21   | 0,49   | 0,63   | 0,52  | 0,56   | 0,59  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,00  | 4,60  | 4,30  | 4,30  | 3,80  | 4,60  | 4,60   | 4,30  | 4,00  | 4,30   | 4,00   | 4,00   | 4,60   | 4,30   | 4,30  | 4,30   | 4,00  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,10  | 3,90  | 4,60  | 4,10  | 4,60  | 4,30  | 4,30   | 4,80  | 4,80  | 4,30   | 4,30   | 4,60   | 4,50   | 3,90   | 4,10  | 4,00   | 5,10  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,02   | 0,03  | 0,03  | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,03  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,03   | 0,02  | 0,03  | 0,03   | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,03  |
| Total                          | 97,72 | 97,54 | 97,53 | 97,24 | 96,4  | 96,52 | 97,81  | 97,41 | 97,34 | 96,18  | 97,5   | 97,81  | 97,92  | 97,89  | 98,25 | 97,96  | 98,35 |
| A/KCN                          | 1     | 1     | 0,91  | 1,09  | 1,05  | 0,97  | -1,05  | 0,95  | 1,04  | 0,97   | 1,05   | 1,03   | 0,92   | 0,98   | 0,98  | 0,99   | 0,93  |
| ALC/AL                         | 0,90  | 0,96  | 0,98  | 0,87  | 0,91  | 0,99  | 0,93   | 1,00  | 0,92  | 0,95   | 0,91   | 0,94   | 1,01   | 0,92   | 0,94  | 0,93   | 0,98  |
| Zr                             | 500   | 200   | 300   | 500   | 700   | 200   | 700    | 200   | 500   | 200    | 1000   | 300    | 15     | 50     | 200   | 300    | 500   |
| Y                              | 200   | 100   | 200   | 30    | 50    | 50    | 150    | 100   | 50    | 150    | 100    | 70     | 50     | 50     | 150   | 200    | 150   |
| Rb                             | 1500  | 1500  | 1500  | 1500  | 1500  | 1500  | 1500   | 1500  | 1500  | 1500   | 846    | 1500   | 1500   | 1500   | 1500  | 1500   | 1500  |
| Ba                             | 15    | 20    | 20    | 35    | 35    | 15    | 5      | 30    | 30    | 30     | 30     | 50     | 15     | 20     | 20    | 15     | 60    |
| Sr                             | 5     | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 13    | 5     | 5      | 13    | 5     | 5      | 5      | 5      | 5      | 5      | 5     | 5      | 5     |
| Nb                             | 15    | 20    | 20    | 20    | 20    | 15    | 20     | 10    | 20    | 7,5    | 20     | 20     | 7,5    | 7,5    | 10    | 15     | 15    |
| Ni                             | 3,75  | 3,75  | 2,5   | 3,75  | 3,75  | 2,5   | 2,5    | 2,5   | 2,5   | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5   | 2,5    | 2     |
| V                              | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 7,5    | 7,5   | 7,5   | 7,5    | 7,5    | 7,5    | 7,5    | 7,5    | 7,5   | 7,5    | 7,5   |
| Sc                             | 2,5   | 2,5   | 2,5   | 2,5   | 3,75  | 2,5   | 2,5    | 2,5   | 2,5   | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 2,5   | 2,5    | 2,5   |
| Ga                             | 33    | 31    | 32    | 29    | 33    | 37    | 31     | 30    | 28    | 27     | 21     | 23     | 24     | 24     | 24    | 22     | 23    |
| K/Rb                           | 22,7  | 21,6  | 25,4  | 22,7  | 25,4  | 23,8  | 23,8   | 26,6  | 26,6  | 23,8   | 42,2   | 25,4   | 24,9   | 21,6   | 22,7  | 22,1   | 28,2  |
| La                             | 8,40  |       |       | 3,43  |       |       |        |       |       | 19,23  |        |        |        | 12,91  |       |        |       |
| Ce                             | 17,50 |       |       | 12,48 |       |       |        |       |       | 43,94  |        |        |        | 34,35  |       |        |       |
| Nd                             | 15,28 |       |       | 4,85  |       |       |        |       |       | 24,43  |        |        |        | 22,41  |       |        |       |
| Sm                             | 7,21  |       |       | 1,86  |       |       |        |       |       | 7,86   |        |        |        | 7,70   |       |        |       |
| Eu                             | 0,10  |       |       | 0,07  |       |       |        |       |       | 0,17   |        |        |        | 0,12   |       |        |       |
| Gd                             | 10,30 |       |       | 3,40  |       |       |        |       |       | 9,74   |        |        |        | 9,72   |       |        |       |
| Dy                             | 14,26 |       |       | 5,35  |       |       |        |       |       | 13,00  |        |        |        | 12,66  |       |        |       |
| Ho                             | 3,21  |       |       | 1,21  |       |       |        |       |       | 3,02   |        |        |        | 2,73   |       |        |       |
| Er                             | 9,38  |       |       | 3,62  |       |       |        |       |       | 9,18   |        |        |        | 8,47   |       |        |       |
| Yb                             | 13,09 |       |       | 5,27  |       |       |        |       |       | 13,11  |        |        |        | 10,38  |       |        |       |
| Lu                             | 1,68  |       |       | 0,63  |       |       |        |       |       | 1,70   |        |        |        | 1,30   |       |        |       |
| Eu/Eu*                         | 0,03  |       |       | 0,09  |       |       |        |       |       | 0,05   |        |        |        | 0,04   |       |        |       |
| (La/Yb) <sub>N</sub>           | 0,43  |       |       | 0,43  |       |       |        |       |       | 0,98   |        |        |        | 0,83   |       |        |       |
| (Gd/Yb) <sub>N</sub>           | 0,63  |       |       | 0,52  |       |       |        |       |       | 0,06   |        |        |        | 0,75   |       |        |       |
|                                | 94    | 96    | 97A   | 305A* | 268A  | 335   | 337B   | 345   | 350A  | 355    | 356    | 360    | 361    | 363    | 365   | 367A   | 534A  |
| SiO <sub>2</sub>               | 76,50 | 74,70 | 75,00 | 67,40 | 77,80 | 74,20 | 75,50  | 75,50 | 75,80 | 74,30  | 74,00  | 73,40  | 75,20  | 76,70  | 74,90 | 74,30  | 76,00 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,30 | 13,20 | 13,20 | 14,20 | 10,40 | 12,30 | 11,80  | 12,30 | 12,30 | 12,30  | 12,30  | 12,30  | 12,30  | 11,30  | 11,30 | 12,30  | 11,30 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,70  | 0,99  | 0,89  | 2,60  | 1,80  | 1,90  | 2,40   | 1,30  | 0,96  | 1,40   | 1,70   | 1,60   | 1,20   | 1,60   | 1,50  | 1,50   | 1,10  |
| FeO                            | 0,45  | 0,34  | 0,29  | 2,70  | 0,10  | 0,60  | 0,67   | 0,77  | 0,43  | 1,10   | 0,81   | 1,10   | 0,62   | 0,57   | 0,98  | 1,20   | 0,86  |
| MnO                            | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,05  | 0,03  | 0,03   | 0,03  | 0,03  | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,03  |
| MgO                            | 0,05  | 0,03  | 0,05  | 1,20  | 0,08  | 0,15  | 0,12   | 0,14  | 0,02  | 0,12   | 0,08   | 0,83   | 0,03   | 0,08   | 0,21  | 0,28   | 0,10  |
| CaO                            | 0,28  | 0,51  | 0,17  | 2,10  | 0,35  | 0,59  | 0,68   | 0,37  | 0,45  | 0,99   | 0,77   | 1,00   | 0,70   | 0,63   | 0,70  | 0,87   | 0,70  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,00  | 4,60  | 4,60  | 3,50  | 3,60  | 2,40  | 3,20   | 3,20  | 3,80  | 3,70   | 3,50   | 3,50   | 3,80   | 3,40   | 3,90  | 3,40   | 3,50  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,60  | 4,60  | 4,70  | 3,90  | 4,80  | 5,80  | 3,90   | 4,80  | 4,80  | 4,50   | 5,30   | 4,80   | 4,80   | 4,70   | 4,60  | 4,80   | 4,80  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,62  | 0,03  | 0,17  | 0,19   | 0,17  | 0,03  | 0,17   | 0,21   | 0,21   | 0,12   | 0,10   | 0,03  | 0,29   | 0,12  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03  | 0,08  | 0,03  | 0,19  | 0,03  | 0,07  | 0,03   | 0,05  | 0,03  | 0,05   | 0,07   | 0,08   | 0,03   | 0,08   | 0,07  | 0,08   | 0,05  |
| Total                          | 98,97 | 99,11 | 98,99 | 98,44 | 99,04 | 98,21 | 98,52  | 98,63 | 98,65 | 98,66  | 98,77  | 98,85  | 98,83  | 99,19  | 98,22 | 99,05  | 98,56 |
| A/KCN                          | 1,01  | 0,98  | 1,01  | 1,02  | 0,88  | 1,08  | 1,10   | 1,10  | 1,00  | 0,96   | 0,95   | 0,96   | 0,96   | 0,95   | 0,89  | 0,99   | 0,92  |
| ALC/AL                         | 0,94  | 0,95  | 0,96  | 0,70  | 1,07  | 0,83  | 0,80   | 0,85  | 0,93  | 0,89   | 0,94   | 0,89   | 0,93   | 0,95   | 1,01  | 0,88   | 0,97  |
| Zr                             | 200   | 200   | 70    | 354   | 615   | 297   | 532    | 280   | 275   | 387    | 328    | 363    | 353    | 298    | 271   | 390    | 289   |
| Y                              | 50    | 200   | 20    | 8     | 78    | 5     | 89     | 116   | 134   | 86     | 116    | 100    | 132    | 122    | 242   | 123    | 79    |
| Rb                             | 1500  | 1500  | 1500  | 143   | 406   | 203   | 152    | 549   | 922   | 447    | 488    | 527    | 833    | 734    | 1500  | 592    | 538   |
| Ba                             | 40    | 20    | 15    | 1500  | 240   | 680   | 540    | 320   | 40    | 300    | 460    | 480    | 340    | 150    | 35    | 400    | 15    |
| Sr                             | 5     | 5     | 5     | 205   | 4     | 75    | 95     | 30    | 15    | 70     | 80     | 60     | 45     | 30     | 20    | 55     | 30    |
| Nb                             | 15    | 10    | 15    | 5     | 7,5   | 5     | 5      | 5     | 21    | 7,5    | 5      | 12     | 7,5    | 26     | 7,5   | 7,5    | 5     |
| Ni                             | 2,5   | 2,5   | 2,5   | 3,8   | 3,8   | 2,5   | 2,5    | 2,5   | 2,5   | 2,5    | 2,5    | 2,5    | 7      | 2,5    | 2,5   | 2,5    | 2,5   |
| V                              | 7,5   | 7,5   | 7,5   | 20,0  | 7,5   | 7,5   | 7,5    | 7,5   | 7,5   | 7,5    | 7,5    | 10     | 7,5    | 7,5    | 5     | 7,5    | 7,5   |
| Sc                             | 2,5   | 2,5   | 2,5   | 3,8   | 2,5   | 3,8   | 2,5    | 3,8   | 3,8   | 3,8    | 3,8    | 3,8    | 3,8    | 3,8    | 3,8   | 3,8    | 3,8   |
| Ga                             | 33    | 30    | 31    |       | 20    | 10    | 20     | 30    | 142,9 | 30     | 10     | 10     | 15     | 20     | 20    | 10     | 15    |
| K/Rb                           | 25,4  | 25,4  | 26,0  | 226,3 | 98,1  | 237,1 | 212,9  | 72,5  | 43,2  | 83,5   | 90,1   | 75,6   | 47,8   | 53,1   | 25,4  | 67,3   | 74    |
| La                             |       | 7,11  |       | 25,06 |       | 50,58 | 188,20 |       |       | 100,10 | 103,60 | 70,05  | 61,77  | 63,55  | 35,94 | 93,33  | 54,68 |
| Ce                             |       | 20,42 |       | 53,25 |       | 99,00 | 250,30 |       |       | 198,10 | 181,60 | 145,60 | 130,00 | 128,90 | 88,66 | 183,60 | 95,71 |
| Nd                             |       | 13,85 |       | 20,60 |       | 33,30 | 188,90 |       |       | 61,15  | 60,15  | 50,68  | 43,87  | 46,51  | 38,85 | 65,75  | 34,79 |
| Sm                             |       | 6,63  |       | 3,96  |       | 4,91  | 37,70  |       |       | 10,62  | 10,77  | 9,48   | 9,10   | 10,27  | 12,49 | 12,47  | 9,48  |
| Eu                             |       | 0,07  |       | 0,80  |       | 0,47  | 3,06   |       |       | 0,63   | 0,71   | 0,61   | 0,39   | 0,39   | 0,20  | 0,74   | 0,31  |
| Gd                             |       | 7,07  |       | 3,16  |       | 2,56  | 24,84  |       |       | 7,68   | 8,36   | 6,90   | 7,53   | 8,38   | 13,28 | 9,17   | 8,49  |
| Dy                             |       | 10,35 |       | 3,19  |       | 1,08  | 15,66  |       |       | 8,78   | 9,77   | 7,54   | 10,22  | 11,92  | 22,95 | 10,13  | 8,16  |
| Ho                             |       | 2,20  |       | 0,65  |       | 0,19  | 2,72   |       |       | 1,89   | 2,12   | 1,58   | 2,16   | 2,66   | 5,30  | 2,09   | 1,55  |
| Er                             |       | 6,81  |       | 1,81  |       | 0,40  | 5,27   |       |       | 5,77   | 6,59   | 4,60   | 6,46   | 8,58   | 17,88 | 5,94   | 3,80  |
| Yb                             |       | 9,16  |       | 1,61  |       | 0,35  | 3,18   |       |       | 6,27   | 7,06   | 4,73   | 7,13   | 9,99   | 22,81 | 5,66   | 4,36  |
| Lu                             |       | 1,18  |       | 0,20  |       | 0,06  | 0,36   |       |       | 0,78   | 0,92   | 0,60   | 0,87   | 1,23   | 2,86  | 0,68   | 0,60  |
| Eu/Eu*                         |       | 0,03  |       | 0,67  |       | 0,36  | 0,28   |       |       | 0,2    | 0,22   | 0,22   | 0,14   | 0,12   | 0,04  | 0,2    | 0,1   |
| (La/Yb) <sub>N</sub>           |       | 0,52  |       | 10,44 |       | 96,77 | 39,82  |       |       | 10,73  | 9,88   | 9,97   | 5,83   | 4,28   | 1,06  | 11,09  | 8,43  |
| (Gd/Yb) <sub>N</sub>           |       | 0,62  |       | 1,58  |       | 5,89  | 6,31   |       |       | 0,98   | 0,95   | 1,18   | 0,85   | 0,67   | 0,47  | 1,31   | 1,57  |

Obs.: AS AMOSTRAS TEM SIGLA EM. (\*) - AMOSTRA COM SIGLA AV.



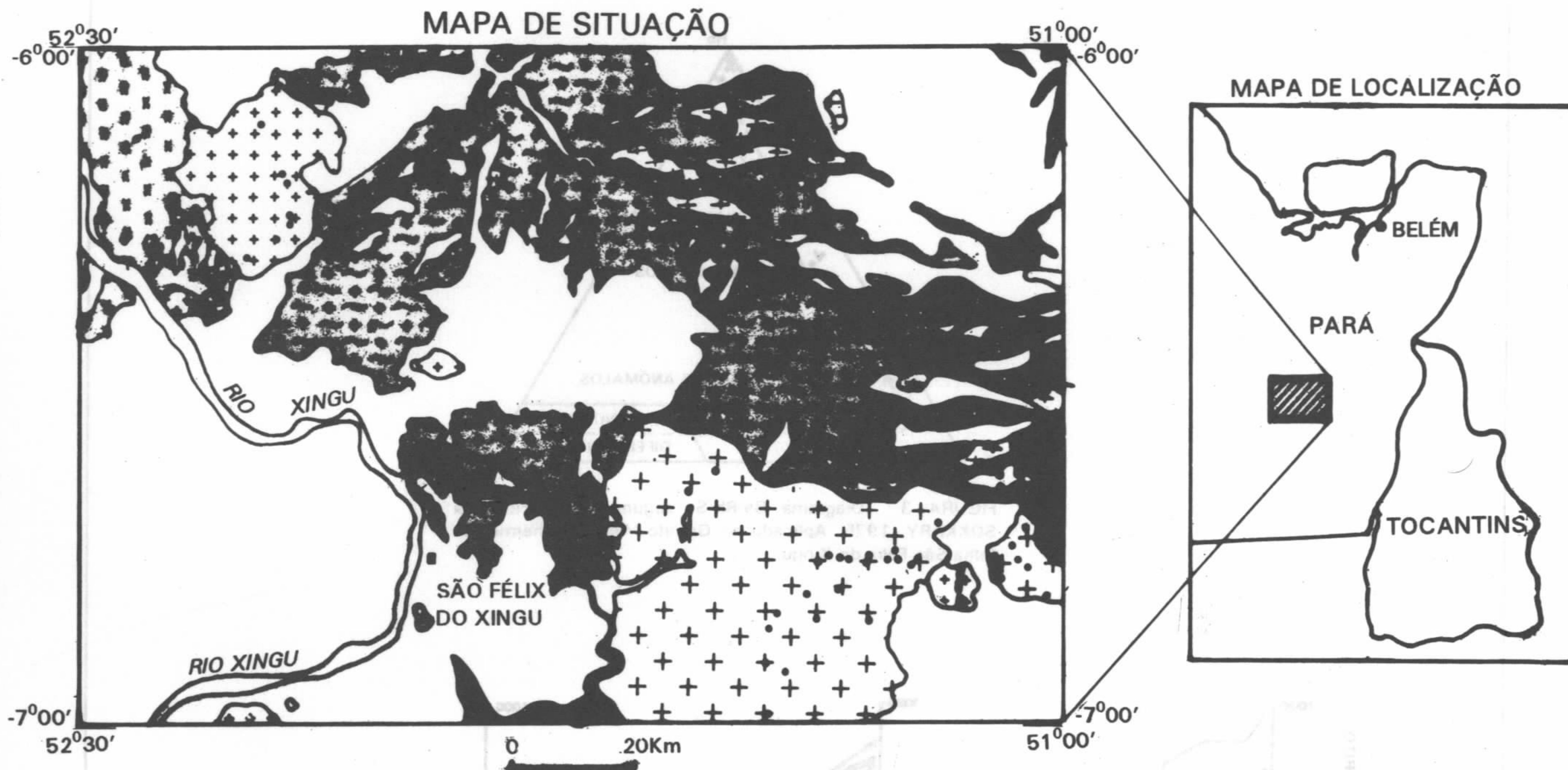


FIGURA 1 - CARTOGRAMA mostrando a distribuição dos pontos de amostragem (•) para estudos litogeoquímicos da Unidade granítica.



FOLHA SÃO FÉLIX DO XINGU

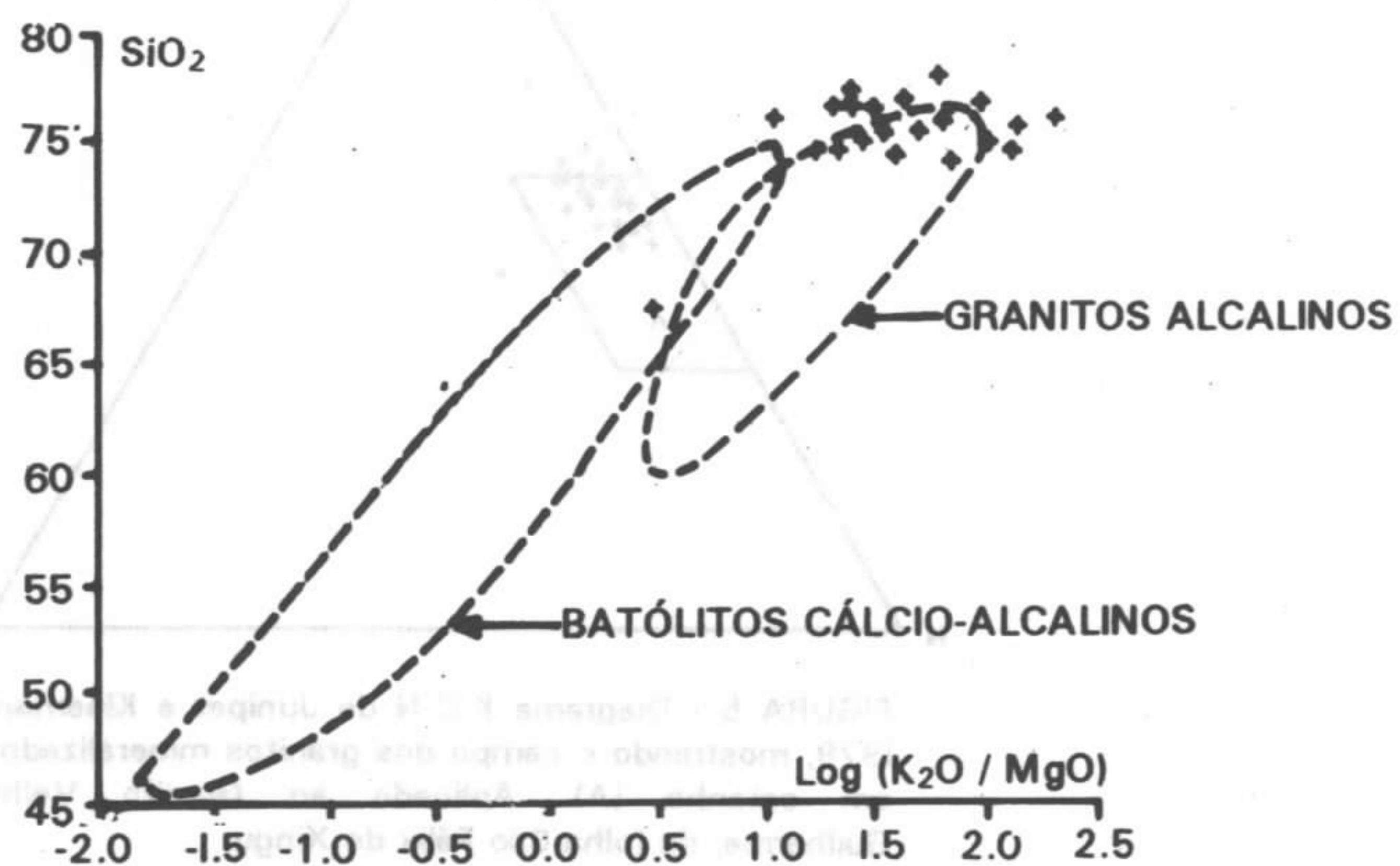


FIGURA 2 - Diagrama das razões  $K_2O / MgO$  versus  $SiO_2$  de Rogers Greenberg, 1981, mostrando os campos das suítes cálcio-alcálicas e dos granitos alcalinos. Aplicado ao Granito Velho Guilherme, da folha São Félix do Xingu.

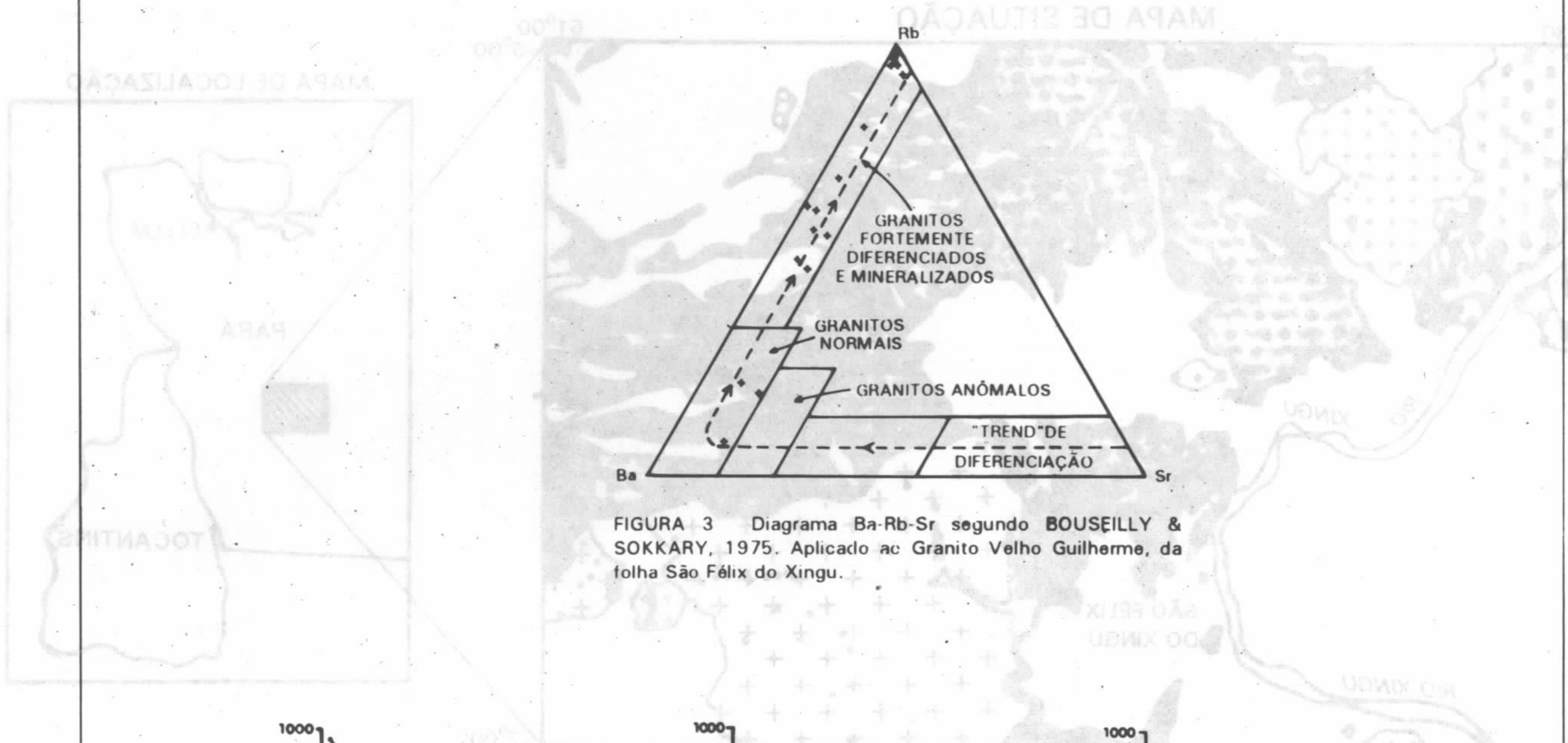


FIGURA 3 Diagrama Ba-Rb-Sr segundo BOUSEILLY & SOKKARY, 1975. Aplicado ao Granito Velho Guilherme, da folha São Félix do Xingu.

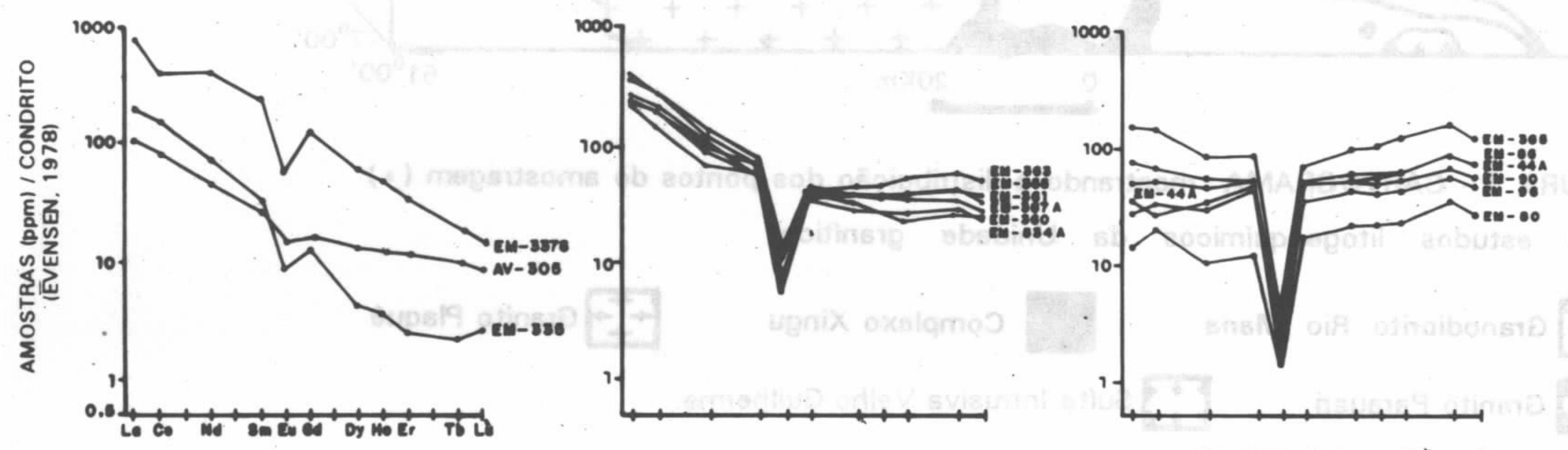


FIGURA 4 - Padrões de distribuição dos ETR do Granito Velho Guilherme, da folha São Félix do Xingu.

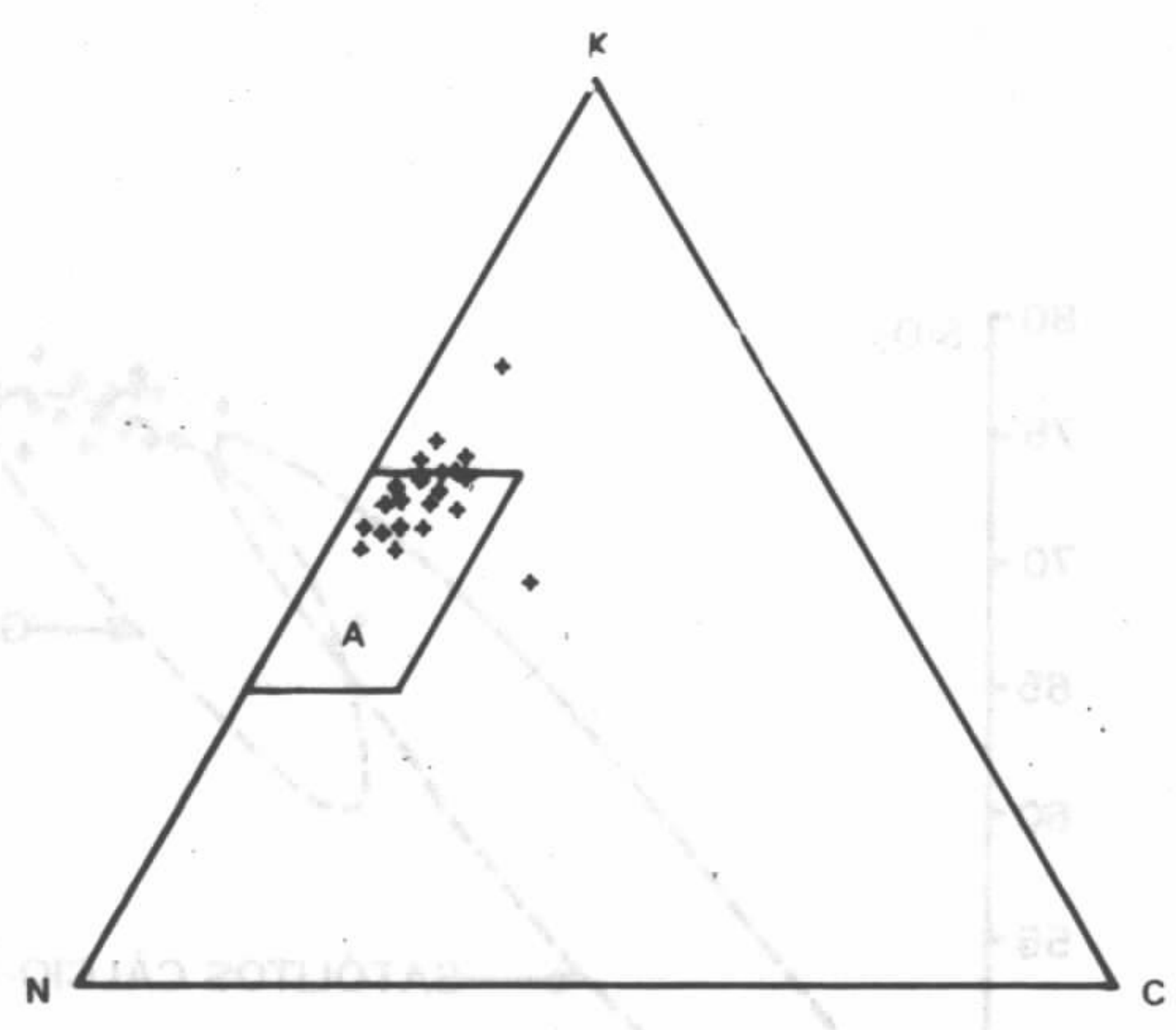


FIGURA 5 - Diagrama K-C-N de Juniper e Kleeman, 1979, mostrando o campo dos granitos mineralizados em estanho (A). Aplicado ao Granito Velho Guilherme, da folha São Félix do Xingu.

## METAMORFISMO DE BAIXO GRAU NO "GREENSTONE BELT" DE IDENTIDADE, REGIÃO DE XINGUARA - RIO MARIA, SE DO PARÁ

ZORANO SÉRGIO DE SOUZA - CPGG/UFPA e Depto. Geologia - CCE/UFRN  
ROBERTO DALL'AGNOL - CPGG/UFPA

**INTRODUÇÃO** - A faixa Identidade (FIDT) constitui uma das várias seqüências de greenstone belts arqueanos do SE do Estado do Pará. Faz parte do terreno granito - greenstone da região de Rio Maria, situada na parte sul da Província Mineral de Carajás. Sínteses sobre a geologia regional são referidas a Huhn *et al.* (1988) e Souza *et al.* (1990).

Estudos específicos abordando aspectos geológicos, estratigráficos e estruturais da FIDT devem-se a Souza *et al.* (1988). Em resumo, esta faixa (fig. 1) define uma estrutura em flor positiva, alongada na direção WNW-ESE, compreendendo um pacote metavulcânico (metaultramáficas - UM, metabasaltos maciços e almofadados - BAS, metagabros - GB e metadacitos - DAC) intrudido por diversos metagranitóides *ca.* 2,87 - 2,86 Ga (Macambira 1992) e enxames de diques riolíticos *ca.* 1,58 Ga (Souza *et al.* 1992). Terrenos gnáissicos (GN) ocorrem a norte (Xinguara) da área em lide, devendo representar o embasamento do "greenstone" (Souza *et al.* 1990), embora a não observação de contatos diretos não permita confirmar tal hipótese.

O presente trabalho discute as associações minerais encontradas nas rochas do "greenstone", caracterizando os eventos metamórficos que atuaram nas suas diversas litologias. Estas considerações fazem parte de resultados parciais de tese de doutorado de um dos autores (ZSS).

**EVENTOS METAMÓRFICOS** - Na região estudada são identificados três eventos metamórficos principais, denominados, do mais antigo para o mais novo,  $M_1$ ,  $M_2$  e  $M_3$ .

$M_1$  - Restringe-se aos GN, sendo marcado por orientação de biotitas formando dobras intrafoliares e por um bandamento tectônico contínuo. A natureza deste bandamento permite assumir um metamorfismo de fácies anfíbolito, caso contrário as estruturas correlatas não teriam

sido preservadas durante  $M_2$ .

$M_2$  - É o evento mais importante, afetando todas as unidades, exceto os enxames de diques riolíticos. Subdivide-se em três episódios, sendo o primeiro ( $M_n$ ) caracterizado por recristalização estática generalizada nas rochas do greenstone, o segundo ( $M_m$ ), por forte recristalização dinâmica (sintectônica à deformação milonítica) em zonas de cisalhamento dúctil, e a última ( $M_{n+1}$ ) associada com crenulações assimétricas e bandas de cisalhamento extensionais.

$M_n$  é representado por estabilidade do par hornblenda + plagioclásio ( $An > 17$ ) em quartzo dioritos e enclaves máficos em granodioritos e pela coexistência de anfibólio cálcico (hornblenda actinolítica), epidotos, titanita, plagioclásio (oligoclásio - andesina, alguma albita) e parte da clorita em BAS e GB. Isto sugere que  $M_n$  situou-se em condições de T na transição da fácies xisto verde para a fácies anfíbolito (Maruyama *et al.* 1983). A abundância de epidoto e o hábito prismático alongado do anfibólio em BAS e GB sugerem  $fO_2$  elevada (Moody *et al.* 1983). Nesta situação, o intervalo de T daquela transição é menor que 50°C, ao passo que nos meios redutores pode chegar a até 150°C (Moody *et al.* 1983). Considerando tais aspectos e o não desaparecimento completo de titanita e clorita, parece razoável assumir que o tampão HM controla a  $fO_2$  das rochas em foco, podendo-se usar a fig. 2 para estimar T próximas e um pouco inferiores a 500°C. As condições barométricas de  $M_n$  são difíceis de averiguar em função da inexistência de dados químicos dos minerais acima. Porém, o caráter cálcico de anfibólio e plagioclásio são sugestivos de P baixa (Yardley 1989) e coerentes com auréolas de contatos dos metagranitóides.

$M_m$  atingiu as T mais elevadas (fácies anfíbolito médio a superior) nos contatos de GN com o maciço granítico de Xinguara, conforme sugerem as freqüentes texturas de recristalização e

poligonização de feldspatos, além de migmatitos de injeção e nebulitização parcial em alguns locais. Todavia, as associações de  $M_m$  correspondem via de regra às condições PT da fácies xisto verde. Apresenta como minerais típicos epídotos (pistacita - clinozoisita), biotita, quartzo, plagioclásio sódico, mica branca (sericita - muscovita), talco, titanita e opacos. Microestruturas S-C e texturas de neoformação, reorientação e estiramento de minerais prévios ou sincrônicos a  $M_m$  caracterizam-no como um episódio metamórfico sintectônico, com abundante recristalização dinâmica. Em blastomilonitos félsicos e máficos, todos os minerais do episódio precedente ( $M_n$ ) são completamente transformados, resultando em rochas de textura lepidoblástica ou laminada, ricas em mica branca > quartzo + albita (protólitos DAC, trondhjemíticos, graníticos), clorita + carbonatos + albita (protólitos BAS, GB e enclaves máficos) ou talco + clorita + opacos (protólitos UM). A abundância de minerais hidratados revela uma importante circulação de fluidos durante  $M_m$ , aumentando a ductilidade do material e a mobilidade química, podendo inclusive modificar totalmente a litologia original (Grapes *et al.* 1977; McCaig 1984; Crevola 1987).  $M_{n+1}$  é melhor impresso em blastomilonitos filoníticos ou laminados, caracterizando-se por recristalização dinâmica de clorita, talco, quartzo e epídoto em planos axiais de crenulações. A sua ocorrência limita-se às zonas de cisalhamento, o que sugere ser  $M_{n+1}$  um episódio tardio a  $M_m$ , em condições PT decrescentes, com menor  $P_f$  e deformação de menor intensidade.

$M_3$  - É o único evento a afetar os enxames de diques riolíticos. São geradas vênulas de quartzo, epídotos e carbonatos, ou agregados de pirlita,

preenchendo fraturas, falhas e brechas hidráulicas. A natureza sintectônica de  $M_3$  é inferida pela presença de texturas sintaxiais, antitaxiais e de cristais estirados (Durney & Ramsay 1983). É um evento de alto nível crustal, atestado por estruturas rúpteis (fraturas, falhas, cataclasitos, brechas tectônicas) e comportamento frágil de quartzo, feldspatos, biotita e anfibólio (Sibson 1986).

**CONCLUSÃO** - O metamorfismo atuante na área se enquadra no tipo de P baixas e T relativamente elevadas, a exemplo da maioria dos terrenos granito - "greenstones" arqueanos (Windley 1986). Os dados disponíveis permitem interpretar  $M_1$ ,  $M_2$  e  $M_3$  como eventos distintos, sendo os dois primeiros de idade arqueana, e o último do Mesoproterozóico.  $M_2$  pode ser interpretado como de evolução progressiva, iniciando com recristalização eminentemente termal, estática ( $M_n$ ), passando a uma etapa de recristalização dinâmica ( $M_m$ ), e finalizando com processos retrometamórficos tardios de extensão limitada ( $M_{n+1}$ ). As paragêneses relacionadas a estes três episódios revelam o decréscimo de T, com pico em  $M_n$  e arrefecimento final em  $M_{n+1}$ . Comparando-se as feições metamórficas e deformacionais do evento  $M_2$ , considera-se que o pico de metamorfismo ( $M_n$ ) precede o pico da deformação.

O estudo do metamorfismo leva a considerações sobre as características térmicas e tectônicas da crosta dessa região no Arqueano (volumoso plutonismo TTG, alto gradiente geotérmico, elevada ductilidade), contrastando com o Mesoproterozóico (crosta usualmente fria, comportamento rúptil dos materiais).

Apoio FINEP/PADCT II, CNPq, CAPES

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CREVOLA, G. 1987. Les orthomischistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfer de matière: principaux caractères et exemples dans la chaîne Varisque du sud de la France. *Geod. Acta*, 1: 207-221.
- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. 1973. Incremental strains from central and southern New Hebrides arc: implications for the source rock compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 207-225.
- GRAPES, R.H.; HASHIMOTO, S.; MIYASHITA, S. 1977. Amphibolites of a metagabbro - amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. *J. Petrol.*, 18: 285-318.
- HUHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G. 1988. O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria - sul

- do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém/SBG, v. 3, p. 1438-1453.
- 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 Carajás, Brésil. Tese de doutorado, Universidade de Montpellier II, France. 212 p.
- MARUYAMA, S.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G. 1983. Greenschist - amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24: 583-604.
- McCAIG, A.M. 1984. Fluid - rock interaction in some shear zones from the Pyrennes. *J. Metam. Geol.*, 2: 129-141.
- MOODY, J.B.; MEYER, D.; JENKINS, J.E. 1983. Experimental characterization of the greenschist / amphibolite boundary in mafic systems. *Am. J. Sci.*, 283: 48-92.
- SIBSON, R.H. 1986. Brecciation process in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.*, 124: 159-175.
- 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: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. Anais... Natal/SBG, v. 6, p. 2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do "greenstone belt" de identidade, região de Xinguara - Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, v.3, p.1453-1467.
- SOUZA, Z.S.; LAFON, J.M.; SACHETT, C.R.; DALL'AGNOL, R. 1992. Geocronologia Rb/Sr de metadacitos e diques riolíticos no "greenstone belt" de Identidade, SE do Pará; resultados parciais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Bol. Res. Exp... São Paulo, SBG, v.2, p.184-185.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Singapore, Longman. 248p.
- WINDLEY, B.F. 1986. The evolving continents. Chichester, Wiley. 399p.

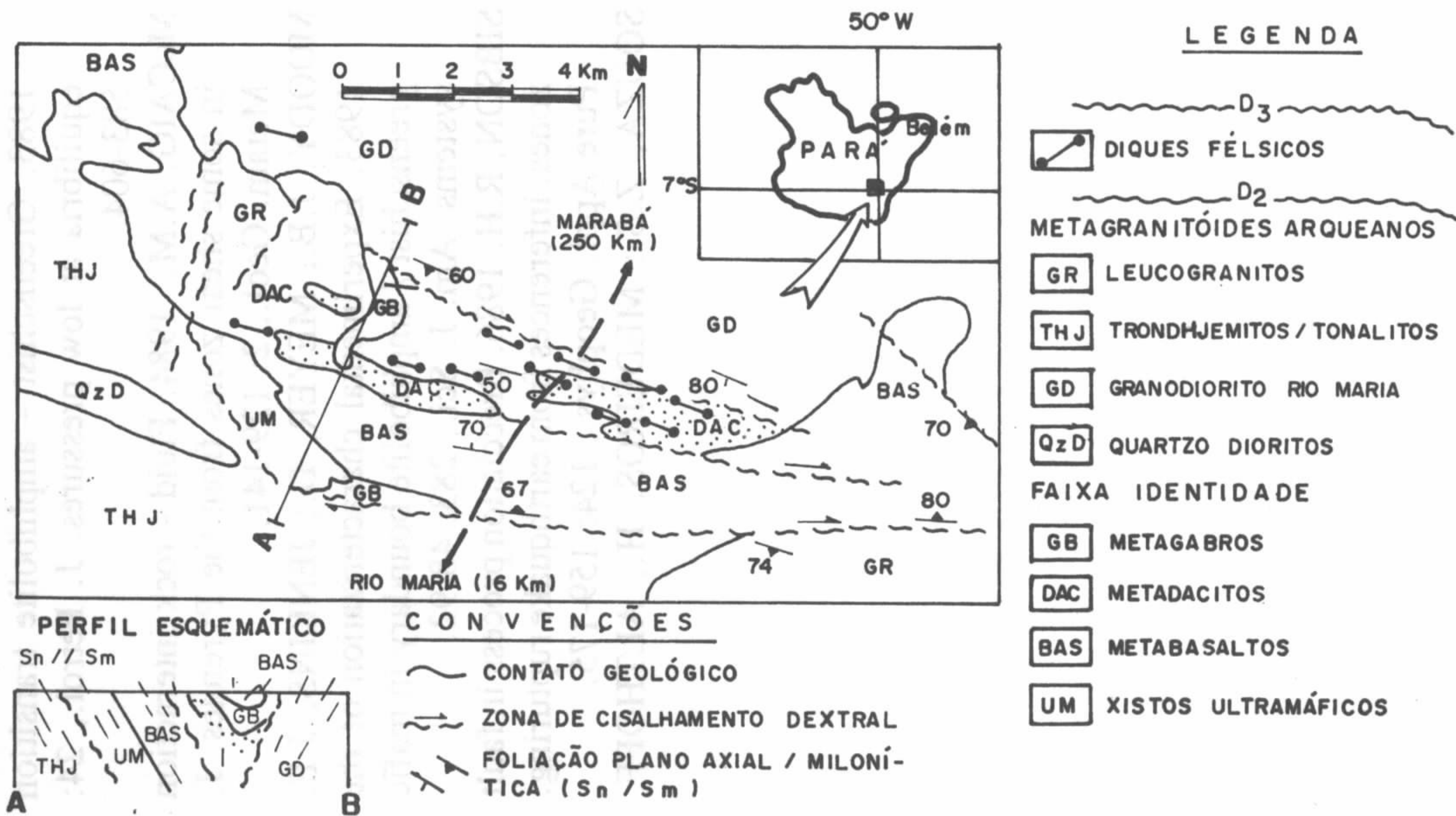


FIG. 1-MAPA GEOLÓGICO DO "GREENSTONE BEL" DE IDENTIDADE (SOUZA et al 1988)

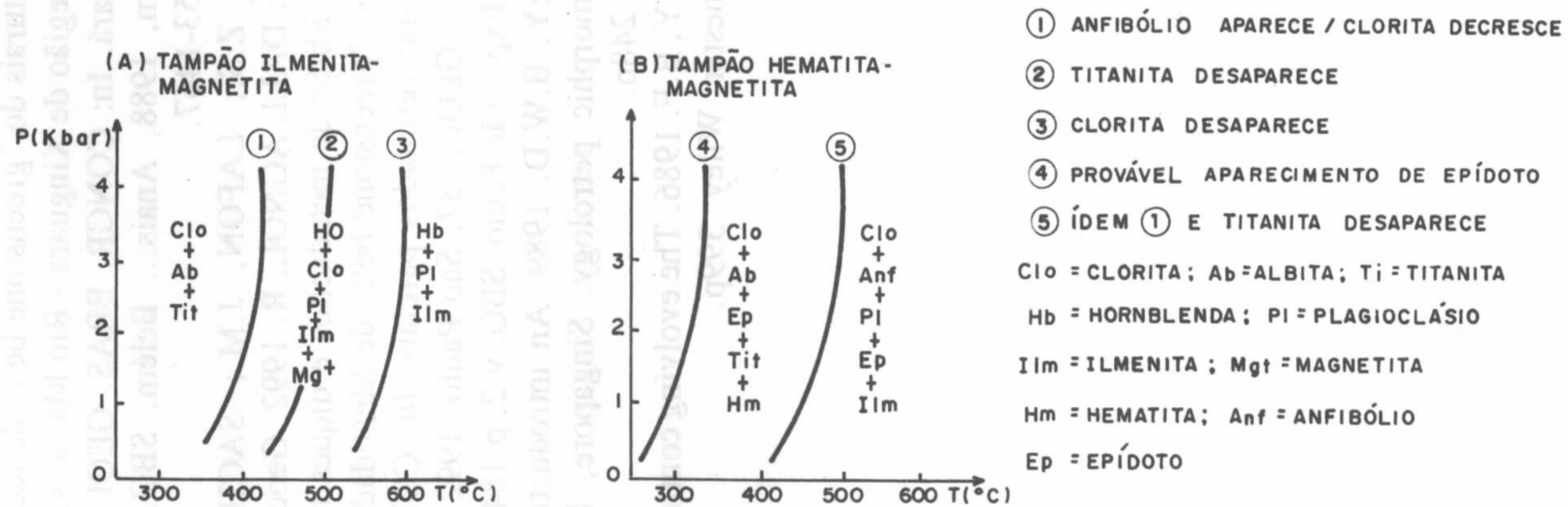


FIG. 2-ASSOCIAÇÕES MINERAIS EM FUNÇÃO DE P=Pf E T PARA OS TAMPÕES IM (A) E HM (B) EM ROCHAS MÁFICAS. (MOODY et al. 1983)

## **COMPLEXO GRANÍTICO ANOROGÊNICO ANTONIO VICENTE: FEIÇÕES CARACTERÍSTICAS DE UM GRANITO ESPECIALIZADO EM ESTANHO**

**NILSON PINTO TEIXEIRA**

**ROBERTO DALL'AGNOL**

**MARÍLIA SACRAMENTO DE MAGALHÃES**

*Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará (UFPA)*

**INTRODUÇÃO** - O Complexo Granítico anorogênico Antônio Vicente tem sido alvo de diversos estudos (Dall'Agnol, 1980; Sá, 1985; Teixeira & Dall'Agnol, 1991; Dall'Agnol et al., in press).

Este trabalho sintetiza características das rochas granitóides do complexo que tipificam algumas de suas facies como granitóides potencialmente especializados em estanho (Dall'Agnol et al., in press), ressaltando suas particularidades petrográficas, geoquímicas e petrológicas.

**PETROGRAFIA** - Teixeira e Dall'Agnol (1991) distinguiram quatro grandes domínios no interior do Complexo Antônio Vicente: 1) onde predominam biotita-anfibólio sienogranitos, com biotita-anfibólio monzogranitos subordinados (BASMG); 2) constituído da associação de anfibólio-biotita sienogranitos (ABSG), biotita sienogranitos com clorita (BSGCL), biotita-anfibólio-álcali-feldspato granitos (BAAFG) e álcali-feldspato granitos (AFG); 3) onde afloram principalmente biotita sienogranitos (BSG), com biotita monzogranito subordinados; 4) constituído essencialmente de biotita-monzogranitos, com biotita-sienogranitos subordinados (BMG). Localmente, ocorrem micromonzogranitos (MMG) e sienogranitos granofíricos (SMGGF). Associados aos biotita sienogranitos do domínio 3, foram caracterizados, localizadamente, greisens a muscovita (GS C/MV) e greisens a clorita (GS C/CL), bem como zonas hidrotermais enriquecidas em clorita e veios a base de fluorita.

No que se refere ao potencial metalogenético, os estudos petrográficos revelaram que os granitóides dos domínios 1, 2, e 4 (BASMG, ABSG, BSGCL, BAAFG, AFG e BMG) não mostram características de granitos especializados em estanho. Os biotite sienogranitos do domínio 3 (BSG), por sua vez, são caracterizados por

marcantes feições de alteração deutérica, as quais se desenvolveram em graus variados, permitindo a distinção de biotita sienogranitos normais (BSG) biotita sienogranitos transformados (BSGT) e biotita sienogranitos intensamente transformados (BSGIT). Para tal distinção foi adotado o modelo proposto por Dall'Agnol (1980). As mais importantes feições de alteração deutérica incluem o desenvolvimento de filossilicatos (sericita  $\pm$  muscovita), feldspato secundário (albita), fluorita e topázio (Teixeira e Dall'Agnol, 1991).

A associação sericita  $\pm$  muscovita substitui fundamentalmente o plagioclásio. A albita deutérica está intimamente relacionada às transformações do plagioclásio e feldspato potássico. A fluorita e o topázio ocorrem tanto intimamente relacionados a alteração do plagioclásio, quanto em cristais individualizados dispersos na rocha.

Essas feições sugerem que as facies mais transformadas (BSGT e BSGIT) foram sujeitas a ação de fluidos nos estágios tardi a pós-magmáticos (Dall'Agnol, 1980). Os processos de alteração foram essencialmente deutéricos, mas evidências texturais sugerem que foram desenvolvidos no fim do estágio magmático, após a saturação de voláteis no líquido residual (Dall'Agnol et al., in press).

O estudo dos minerais de óxido de ferro e a suscetibilidade magnética (SM) de diversos corpos graníticos da Amazônia tem sido realizado por Dall'Agnol et al., 1988; Magalhães, 1991; Magalhães e Dall'Agnol, in press).

No que se refere ao Complexo Granítico Antônio Vicente, os estudos revelaram, de um modo geral, uma baixa SM, sendo os valores mais reduzidos encontrados nas facies mais transformadas (BSGT e BSGIT), o que é acompanhado também pelos mais baixos valores

modais de opacos. Os valores reduzidos de SM dessas rochas podem ser atribuídos às condições de fugacidade de oxigênio, relativamente redutoras durante a sua evolução magmática e, em parte, a sua derivação a partir de líquidos muito evoluídos (Magalhães et al., no prelo).

**GEOQUÍMICA** - De modo geral, as rochas do Complexo Antônio Vicente exibem conteúdos de sílica maiores que 75%, exceto nos BASMG cujos valores médios situam-se em torno de 70%. São rochas, via de regra, peraluminosas, embora o excesso de  $Al_2O_3$  molar não seja muito grande. As razões  $K_2O/Na_2O$  são um pouco superiores a 1. Os conteúdos de CaO, MgO, Sn, Ba, Cl e B são sempre muito baixos, enquanto que os teores de Rb, F, Y, U e Nb são frequentemente altos. As razões  $FeO/(FeO+MgO)$ , Rb/Sr, Rb/Ba, Rb/Zr e F/Cl mostram-se sistematicamente mais altas nas fases mais evoluídas (BSG, BSGT e BSGIT). As razões K/Rb são muito baixas se comparadas com aquelas dos granitos considerados normais. As razões Th/U são sempre mais baixas nas fases mais evoluídas e transformadas (BSGT e BSGIT) do que naquelas menos evoluídas associadas.

Considerando a relação Rb versus Y+Nb, as rochas do maciço apresentam características de granitos intra-placas (Pearce et al. 1984). Y e Nb tendem a se enriquecer no estágio deutérico, sendo seus conteúdos mais elevados nos BSGT e BSGIT.

As fases menos evoluídas mostram as maiores concentrações de Ba e Sr e as mais reduzidas de Rb, ocorrendo o inverso nas fases mais evoluídas e transformadas.

As razões K/Rb mostram valores sempre inferiores a 150, sendo que a ampla maioria das amostras possui valores menores que 100. Nas fácies mais evoluídas esses valores chegam a ser menores que 50, contrariamente ao observado nos granitos considerados normais (150 a 300; Shaw, 1968).

Rb e Zr Exibem uma correlação negativa, com o Zr decrescendo com a evolução magmática, enquanto que o inverso ocorre com o Rb. No estágio deutérico, conforme evidenciados pelos BSGT e BSGIT, o Zr não é concentrado e as razões Zr/Rb são baixas, tal como observado em granitos especializados em Sn (Olade, 1980;

Imeokparia, 1983).

F e Sn mostram uma correlação negativa durante o estágio magmático (dos BASMG para os BSG), com o F aumentando no sentido dos BASMG para os BSG, enquanto que as concentrações de Sn diminuem. A partir do início do estágio deutérico, esses elementos passam a exibir uma correlação positiva, com ambos aumentando no sentido das BSG para os BSGIT. Isto mostra que o F está diretamente relacionado com as mineralizações de Sn. Por outro lado, Cl e Sn decrescem durante o estágio magmático e a partir deste, os teores de Cl continuam a diminuir, enquanto que os de Sn aumentam, estabelecendo-se, então, uma correlação negativa entre os mesmos.

Como conclusão, pode-se considerar que a presença de fluorita e topázio nas fases mais evoluídas (principalmente BSGIT), indicam a importância fundamental que o F desempenhou durante a evolução e gênese das mineralizações de Sn associadas. Além disso, esses dados indicam que a correlação positiva entre F e Sn (no estágio deutérico) e negativa entre Cl e Sn, confirmam que o F está diretamente relacionado com as mineralizações de Sn, enquanto o oposto é verdadeiro para o Cl.

No que se refere aos elementos terras raras (ETR), as fácies mais transformadas são mais empobrecidas em terras raras leves (TRL) e mais enriquecidas em terras raras pesadas (TRP). As anomalias do Eu mostram-se mais pronunciadas nas fácies mais alteradas. Flúor e estanho desenvolvem correlação positiva com as TRP e negativa com as TRL. Este fato sugere que as TRP foram enriquecidas durante a alteração deutérica, enquanto que as TRL foram empobrecidas.

No que diz respeito ao comportamento de U e Th e a produtividade de calor no complexo Antonio Vicente, nota-se um aumento a partir dos granitoides contendo anfibólio ( $3$  a  $4$   $uWm^{-3}$ ) para os biotita monzogranitos ( $8$  a  $12$   $uWm^{-3}$ ) e biotita sienogranitos. Os valores de produtividade de calor nos BSG variam de  $10$  a  $15$   $uWm^{-3}$  e um intervalo semelhante foi obtido para os BSGT e BSGIT, mostrando que nos exemplos estudados não existe um aumento claro na produtividade de calor relacionado aos processos de alteração (Dall'Agnol et al. no prelo). Isto pode ser



explicado pelo fato de que as concentrações de K permanecem praticamente constantes nos granitóides mencionados (Dall'Agnol et al., no prelo).

As características mencionadas ao longo deste trabalho podem ser muito úteis na prospecção de estanho, ajudando a identificar fases especializadas em granitos anorogênicos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DALL'AGNOL, R. 1980. Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie orientale et leurs transformations tardimagmatiques. Toulouse. 348p. (Tese de doutorado, Labor. Geol. Petro/Univ. Paul Sabatier).
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; GONÇALEZ, M.G.B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: um estudo preliminar. CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém. Anais... Belém, SBG. p.1164-1173.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. - no prelo - Diagnostic Features of the tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. Aceito para publicação nos Anais da Academia Brasileira de Ciências.
- IMEOKPARIA, E.G. 1983. Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Amo Younger Granite Complex (northern Nigeria). Chem. Geol., 40: 293-312.
- MAGALHÃES, M.S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas. Belém, 274p. (Tese de mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- MAGALHÃES, M.S.; DALL'AGNOL, R. - in press - 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. 22(2).
- MAGALHÃES, M.S.; DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; LUIZ, J.G. - no prelo - suscetibilidade magnética: um indicador de evolução petrológica de granitóides da Amazônia. Aceito para publicação na Rev. Bras. Geoc.
- OLADE, M.A. 1980. Geochemical characteristics of tin-bearing and tin-barren granites, northern Nigeria. Econ. Geol., 75: 71-82.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the interpretation of granitic rocks. Journ. Petrol. 25: 956-983.
- SÁ, C.A.S. 1985. Esboço da Geologia da área do Granito Antônio Vicente, S. Felix do Xingu (Pa). SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. v.1, p.182-193.
- SHAW, D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geoch. Cosmoch. Act., 32:573-601.
- TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. 1991. Geologia e Petrografia do Maciço Granítico Antônio Vicente. Região de São Félix do Xingu/PA. Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra, v.3, p.45-73.

## O EXPERIMENTO SAREX NA AMAZÔNIA: RESULTADOS PRELIMINARES NA ÁREA N<sub>1</sub>/AZUL/POJUCA

**P. VENEZIANI, W.R. PARADELLA; A.R. SANTOS; C.C. LIU; P.A. BIGNELLI, R.R. DIAS**

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 12.201-970 - São José dos Campos -SP, Brasil*

**V.H. SINGHROY** - *Canada Centre for Remote Sensing (CCRS), Ottawa, Canada K1A 0y7*

**INTRODUÇÃO** - O experimento SAREX desenvolveu-se a partir de abril de 1992 com a aquisição de dados SAR de alta resolução, obtidos através da aeronave Convair 580 do CCRS. Os dados obtidos na banda C, foram coletados sob três diferentes configurações e nas polarizações HH e VV. O modo faixa larga (60Km. de largura, ângulos de incidência de 45 a 85°) cobriu a região desde o reservatório de Tucuruí até a Serra dos Carajás, com orientação paralela a órbita descendente do ERS-1 (direção N 13°E, ângulo de visada N77°W). Três faixas no modo nadir (20Km de largura, ângulo de incidência de 20 a 70°), sendo duas paralelas a órbita ascendente do ERS-1 (N 12°W e ângulo de visada N78°W), cobrindo as áreas Bahia (Au), Salobo (Cu) e Pojuca (Cu/Zn). Finalmente, uma faixa no modo estreito (18Km de largura, ângulos de incidência de 45 a 76°), paralela as principais estruturas geológicas da área (N 50°W, visando para S40° W) englobando os depósitos N<sub>1</sub>/N<sub>4</sub> (Fe), Azul (Mn), Pojuca (Cu/Zn) e Salobo (Cu)

O objetivo de pesquisa é testar a potencialidade dos dados de Radar aeroportado sob várias configurações (polarização, ângulo de incidência, azimute) na diferenciação de unidades litoestratigráficas, na caracterização tectono-estrutural, na diferenciação de classes de vegetação objetivando aplicações geobotânicas e no estudo de atividades de mineração. O presente trabalho apresenta os primeiros resultados obtidos com relação a interpretação geológica-estrutural na área N<sub>1</sub>/Azul/Pojuca.

**INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA - ESTRUTURAL NA ÁREA N<sub>1</sub>/AZUL/POJUCA** - O material utilizado na interpretação constitui-se de cópias fotográficas preto e branco dos modos estreito e nadir com polarização HH e VV, sendo a direção de visada do modo estreito perpendicular às estruturas da área N<sub>1</sub>/Azul/ Pojuca e a

direção do modo nadir, sub paralela.

A metodologia adotada baseou-se em Veneziani (1991) cujos critérios consideram a textura e a estrutura das imagens fotográficas como os principais fatores de interpretação geológica. No caso das imagens de Radar que realçam sobremaneira estes fatores, a aplicação do método torna-se bastante favorável. Considerando que existe uma relação direta entre a estrutura do terreno imageado (essencialmente do relevo e da drenagem) e a estrutura da imagem fotográfica aplicou-se o conceito de propriedades das formas (densidade de textura, estrutura, grau de estruturação e ordem de estruturação) e subdividiu-se a região em Zonas homologas (ZH<sub>i</sub>). Tais ZH<sub>i</sub> contêm um conjunto de feições menores de relevo e drenagem (feições lineares com significado geológico) que fornecem informações sobre fraturas (juntas e falhas), acamamento e foliações em geral. Através do raciocínio lógico dedutivo e indutivo todo o conjunto de informações foi processado e desta forma obteve-se os mapas fotolitológicos-estruturais das áreas cobertas pelos modos estreito e nadir.

**RESULTADOS OBTIDOS** - As figuras 1 e 2 representam respectivamente as interpretações das imagens do modo estreito e do nadir. Até a época de elaboração deste trabalho ainda não haviam sido realizados trabalhos de campo. Desta forma os autores limitaram-se a comparar os resultados preliminares da interpretação com os mapas pré-existentes elaborados por Macambira et al. (1990).

Individualizou-se 17 unidades fotolitológicas que foram correlacionadas com os mapas dos projetos Serra Norte e Pojuca de autoria de Macambira et al op. cit.

As unidades V<sub>x1</sub> e V<sub>x2</sub> correspondem ao

Complexo Xingu que representa o embasamento da região e é composto essencialmente por gnaisses de composição variável. O complexo é considerado de idade arqueana. Foi subdividido em 2 subunidades em função de suas propriedades texturais.

As unidades  $V_{10}$ ,  $V_9$  e  $V_8$  correspondem ao Grupo Igarapé Pojuca, de idade arqueana, subdividido por DOCEGEO (1987) da base para o topo, na Formação Bueno ( $V_{10}$ ) composta essencialmente por formação ferrífera bandada e anfíbolitos; na Formação Corpo 4 ( $V_9$ ) composta por metassedimentos clasto-químicos e metavulcânicas e na Formação Gameleira ( $V_8$ ), uma sequência de metarenitos e metassiltitos.

As unidades  $V_7$ ,  $V_6$ ,  $V_5$  e  $V_4$  correspondem ao grupo Grão Pará, também de idade arqueana. É representado pelas formações: Paravapebas que corresponde a uma sequência vulcano-sedimentar ( $V_7$ ); Carajás onde predominam jaspilitos ( $V_6$ ); Igarapé composta por metavulcânicas e metassedimentos clásticos e químicos ( $V_5$ ) e, Igarapé Boa Sorte, representada por metassiltos e folhelhos carbonáticos ( $V_4$ ).

As unidades  $V_3$ ,  $V_{31}$ ,  $V_{32}$  e  $V_{33}$  correspondem a subdivisões fotointerpretadas dentro da área de ocorrência da Formação Igarapé Azul do Grupo Rio Fresco (Macambira et al 1990). É considerada de idade proterozóica. Predominam arenitos de origem sedimentar ou anquimetamórficos (Macambira et al op cit.).

A unidade  $V_{2-1}$  corresponde a corpos gabróicos (gabro Santa Inês) em forma de diques, com idade considerada proterozóica.

A unidade  $V_2$  corresponde aos corpos graníticos intrusivos anorogênicos. Finalmente as unidades  $V_1$  e  $V_{1-1}$  correspondem respectivamente aos lateritos derivados de rochas máficas do Grupo Grão Pará e coberturas derivadas da Formação Igarapé Azul.

### CONCLUSÕES

1- Nesta avaliação preliminar das imagens de Radar do SAREX observou-se um alto potencial em relação ao mapeamento geológico-estrutural regional ao comparar-se os resultados das interpretações com os mapas pré-existentis;

2- Como consequência é possível afirmar que os resultados podem ser obtidos em menor tempo quando se compara a interpretação de fotos aéreas;

3- As polarizações HH e VV mostram resultados idênticos em relação aos trabalhos fotointerpretativos;

4- O modo nadir com visada subparalela a estruturação da área mostrou-se mais eficiente pois ao contrário do modo estreito (visada perpendicular à direção estrutural predominante) não foi afetado acentuadamente pelo efeito do sombreamento.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DOCEGEO, 1987. Revisão Litoestrutural do Distrito Carajás e Sul do Pará. Belém. Relatório Interno 17 p. (Manuscrito)
- MACAMBIRA V.B. et al. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Relatório Final. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFPA, Belém. 150 p. Anexo 4 mapas.
- VENEZIANI, P. 1991. Fotogeologia com Imagens Orbitais - Roteiro de Estudos e Definições Fundamentais. INPE, Monografia Datilografada, 26 p.

MAPA FOTOLITOLÓGICO DAS REGIÕES DA SERRA NORTE E POJUCA, Pa-BR.

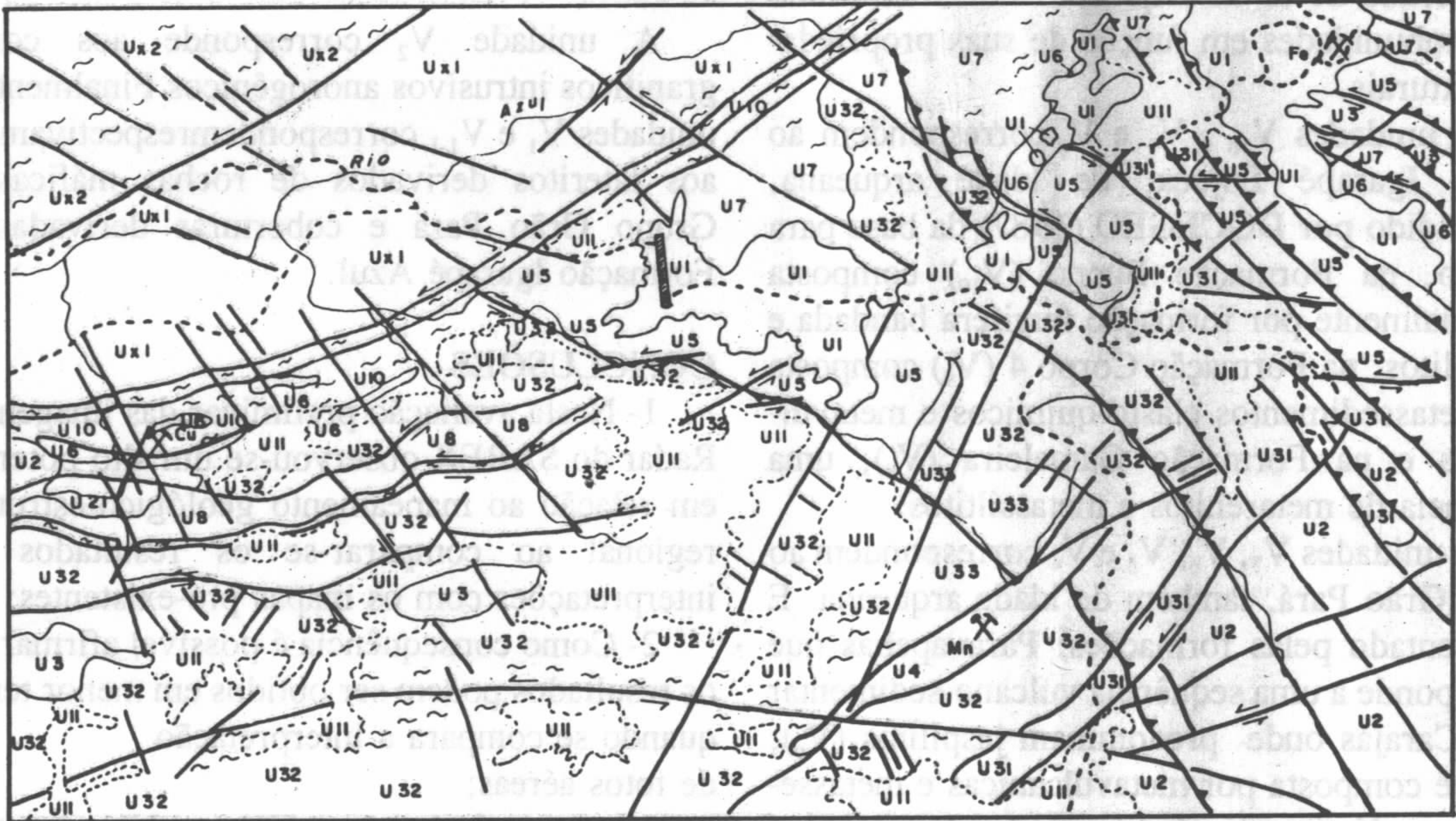


FIGURA 1 - MODO ESTREITO

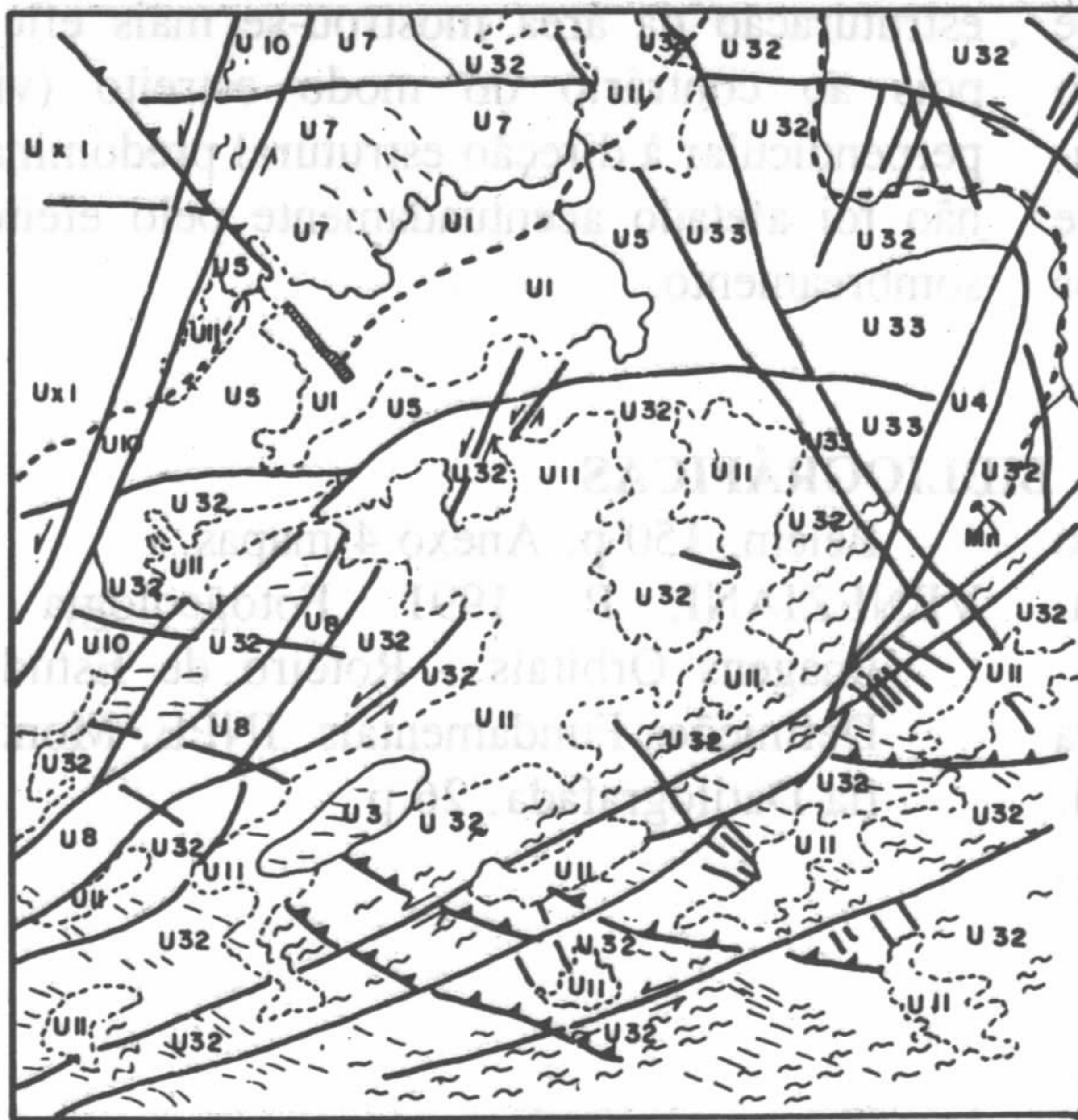


FIGURA 2 - MODO NADIR

Legenda

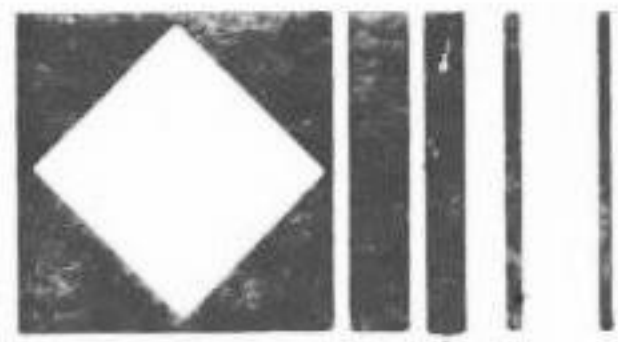
UNIDADES FOTOLITOLÓGICAS

|     |             |
|-----|-------------|
| U1  | U11         |
| U2  |             |
| U21 |             |
| U3  | U31 U32 U33 |
| U4  |             |
| U5  |             |
| U6  |             |
| U7  |             |
| U8  |             |
| U9  |             |
| U10 |             |
| Ux1 | Ux2         |

- CONTATOS
- TRANSCORRENCIAS
- EMPURRÕES/TRANSPURRÕES
- FRATURAS
- FOLIAÇÕES CATACLÁSTICAS
- DRENAGEM
- REDE VIÁRIA

⊗ Cu (POJUCA) ⊗ Mn (AZUL) ⊗ Fe (NH-E)

APOIO:



Companhia  
Vale do Rio Doce



**CNPq**

CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO  
CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ



**PETROBRAS**

PETRÓLEO BRASILEIRO S.A

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL  
DELEGACIA DO MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA-DMME-PA.