Sociedade Brasileira de Geologia
Núcleo Norte

CPRM
INDEX

Anais do I Simpósio de Geologia da Amazônia

volume 2

belém-pa-maio 1982

2

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

Belém do Pará, Brasil

25 – 31 maio 1982

COMISSÃO ORGANIZADORA:

Presidente	– Antonio Monteiro de Jesus
Secretário	– Dacyr Botelho dos Santos
Tesoureiro	– Otávio Blanco Rodrigues
Conferências	– Guilherme Galeão da Silva
Sessões Técnicas	– Arthur Luiz Bernardelli Agildo Pina Neves José Waterloo Lopes Leal
Divulgação	– José Maria Santana Santos
Excursões	– Carlos Romano Ramos
Editoração	– Moacir José Buenano Macambira Theodomiro Gama Junior
Som e Projeção	– Tomaz de Aquino Massoud Lobato

ENTIDADE ORGANIZADORA:

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte

Presidente	– Herbert Georges de Almeida
Vice-Presidente	– Walter Kou Hirata
1o. Secretário	– Roberto Dall' Agnol
2o. Secretário	– Milton Matta
1o. Tesoureiro	– José Moura Villas Boas
2o. Tesoureiro	– José Isaias Lisboa Machado
Diretor de Publicação	– Moacir José Buenano Macambira

Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982
S 612 Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, 1982.
2 v. ilust.

Anexo: Província Mineral de Carajás-Pará; depósitos de ferro, manganês, cobre, ouro, níquel, bauxita.

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

CDD 550.60811
CDU 55(811):061.3

CPRM
Biblioteca
N.º 2369 Data: 07/01/83
550.1063
S 612
v. 2

SUMÁRIO GERAL

VOLUME 1

SEÇÕES TÉCNICAS:

- GEOLOGIA REGIONAL
- ESTRATIGRAFIA
- GEOCRONOLOGIA
- GEOFÍSICA

VOLUME 2

SEÇÕES TÉCNICAS

- GEOLOGIA ECONÔMICA
- PESQUISA MINERAL
- PETROLOGIA
- MINERALOGIA
- GEOLOGIA DO PETRÓLEO
- HIDROGEOLOGIA

A N E X O

PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PARÁ: DEPÓSITOS DE FERRO, MANGANÊS, COBRE, OURO, NÍQUEL e BAUXITA.

CPRM
INDEX

VOLUME 2

SUMÁRIO

GEOLOGIA ECONÔMICA/PESQUISA MINERAL

ARAÚJO, O.J.B., de & **JORGE JOÃO**, X. da S. — Turfa na Amazônia — Prospeção, potencial e utilização. 9

ARAÚJO NETO, H. de — Ouro no noroeste do Maranhão. 23

DUARTE, A.L. de S. — Contribuição ao conhecimento dos depósitos de bauxita refratária na Amazônia. 30

FARIAS, N.F. & **SAUERESSIG**, R. — Pesquisa geológica da jazida de cobre Salobo 3A. 39

FRANCO, J.R. de M. — Estanho na Amazônia Legal. 46

JORGE JOÃO, X. da S.; **NEVES**, A.P. & **LEAL**, J.W.L. — Ouro de Serra Pelada — Aspectos da geologia e garimpagem. 52

MACAMBIRA, E.M.B. — Mineralizações associadas às rochas básico-ultrabásicas no Rio Moju — Estado do Pará . . . 63

MEIRELES, E. de M.; **TEIXEIRA**, J.T. & **MEDEIROS FILHO**, C.A. — Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. 74

PASTANA, J.M. do N.; **COLLYER**, T.A.; **SANTOS**, C.A. dos & **MARTINS**, R.C. — O potencial aurífero da região do Cuiú-Cuiú — Itaituba/Pa. 85

SILVA, A.R.B. da — Considerações sobre as mineralizações auríferas da região do Tapajós. 100

VALE, A.G.; **JORGE JOÃO**, X. da S.; **LEAL**, J.W.L. & **NEVES**, A.P. — Ouro dos Gradaús — Geologia e garimpagem. 116

PETROLOGIA/MINERALOGIA

DALL'AGNOL, R. — Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. 139

JORGE JOÃO, X. da S. & **ARAÚJO**, O.J.B. de — O litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará — Aspectos petroquímicos e implicação econômica. 162

JORGE JOÃO, X. da S. & **MACAMBIRA**, E.M.B. — Diabásio Penatecaua no flanco sul da sinéclise Amazônica — Aspectos petrológicos e geoquímicos. 184

JORGE JOÃO, X. da S. & **MARINHO**, P.A. da C. — Catametamorfitos arqueanos da região centro leste do Território Federal do Amapá. 207

JORGE JOÃO, X. da S. & **MARINHO**, P.A. da C. — Granitóides sódicos da região centro leste do Território Federal do Amapá. 229

MARTINS, L.P.B.; **SAUERESSIG**, R. & **VIEIRA**, M.A. de M. — Aspectos petrográficos das principais litologias da seqüência Salobo. 253

OLIVEIRA, N.P. de & **AQUINO**, E.G.T. de — As bauxitas da foz do rio Piriá e seu relacionamento com as lateritas terciárias do Pará e do Maranhão. 263

GEOLOGIA DO PETRÓLEO

BAHIA, R.R. — O petróleo na Amazônia: bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba — Resultados e perspectivas exploratórias. 277

CARNEIRO, R.G. — O petróleo na Amazônia: bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba — Condições de trapeamento. 294

NEVES, C.A. de O. — O petróleo na Amazônia: bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba — Rochas geradoras e reservatórios. 312

HIDROGEOLOGIA

SERRA, V.H. & **TANCREDI**, A.C.F.N.S. — Hidrogeologia de Bragança. 333

SERRA, V.H. & **TANCREDI**, A.C.F.N.S. — Estudos hidrogeológicos da Ilha de Marajó 339

TANCREDI, A.C.F.N.S. & **SILVA**, A.R.B. da — As fontes termais de Monte Alegre. 351

– **SEÇÕES TÉCNICAS**

. GEOLOGIA ECONÔMICA

. PESQUISA MINERAL

TURFA NA AMAZÔNIA – PROSPECÇÃO, POTENCIAL E UTILIZAÇÃO

Orlando José Barros de Araújo
Xafi da Silva Jorge João

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT *Geological works carried out in the Maués-Tupinambarana region in the Amazon Basin allowed a better definition of the Quaternary and Tertiary units, through the understanding of its physiographic features, such as relief, drainage and vegetation. These features burned possible the characterization of several factores responsible for the organic accumulation mechanisms, defining and identifying the most favourable geological conditionings for peat-bog evolution. The main controlling agents or environments for peat accumulation in the area are: the paleodrainages, the floodplains and the great number of drainages with obstructed mouths which could follow or not structural control. These peat deposits can be found in the Tertiary/Quaternary interface and in The A, B and C Quaternary. The register of 46 occurrences in a small area of Quaternary deposits suggest a significant potencial valuation from the order of 60 to 70 billion tons for the Amazon region. The quality of these peats indicates their possible application for fuel and agricultural and horticultural purposes, and has demonstrated a high similarity to these from USSR, Ireland, Canadã, USA, Finland and Sweden.*

1. INTRODUÇÃO Dando início a um programa de pesquisa com interesse prioritário voltado à prospecção e avaliação das reservas brasileiras de combustíveis sólidos, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através da Divisão de Prospecção e Pesquisas Próprias - DIVPES, da Superintendência Regional de Belém - SUREG-BE, incrementou o desenvolvimento de um prospecto visando turfa e linhito na região de Maués e Tupinambarana (Ver Mapa de Localização - Fig.1) em área equivalente a 1 x 1 da Folha SA.21-Y-D.

Quanto aos objetivos, concluiu-se, logo no início da etapa de campo, ser inviável a prospecção de linhito, com a metodologia empregada, uma vez que as exposições terciárias observadas, ou as perfurações efetuadas nessas litologias, alcançavam no máximo 15 metros, revelando uma seção inteiramente oxidante, de ambiente incompatível à preservação de matéria orgânica. Em razão disso, este trabalho contém essencialmente dados referentes à fisiografia, geologia, características dos jazimentos e considerações sobre os potenciais e possibilidades de aproveitamento da turfa.

A localização da área estudada, englobando em seus limites as cidades de Itacoatiara e Maués, e não muito distante de Parintins, três das maiores cidades do Estado do Amazonas, propiciou sem dúvida um bom apoio logístico durante o período de campo, com deslo

camento facilitado tanto por via aérea como fluvial, através do rio Amazonas e paranãs do Ramos e Urariã.

2. ASPECTOS FISIOGRÃFICOS Considerou-se, da maior importância o entendimento perfeito das feições fisiográficas mais marcantes, notadamente relevo, drenagem e vegetação, pois a elas normalmente relacionam-se os vários condicionamentos controladores das ocorrências cadastradas.

Os relevos e paleo-relevos representam feições importantes, pois suas particularidades, geralmente, definem as duas unidades cronoestratigráficas ocorrentes na área, e que correspondem ao Terciário e ao Quaternário. A primeira, normalmente apresentando-se com um relevo positivo, ondulado, com platôs mais ou menos penepla nizados, localmente exibindo marcante estruturação, como no alto curso do rio Arari, ou com relevo arrasado onde a inundação é periódica e a peneplanização foi mais intensa, como na região do igarapé Bacabal. A unidade quaternária, invariavelmente exibe morfologia arrasada, plana, com característica mega estruturação cruzada, e com áreas sujeitas a periódicas inundações. Onde o paleorelevo terciário é observável, comumente identifica-se uma superfície ondulada típica, sobre a qual, muitas vezes, há preenchimento orgânico determinando o desenvolvimento de turfeiras.

As drenagens, como consequência da modelação do relevo, mostram-se da mesma forma caracteristicamente relacionadas às unidades suportes, com um padrão mais encaixado no Terciário, enquanto no Quaternário caracteriza-se por uma mudança sazonal do leito principal, observando-se a presença, frequente, de meandros abandonados e diques marginais. Desperta também atenção a presença marcante de lagos, lagoas, furos e paranãs em formas, tamanhos e tipos variados, num relacionamento mais íntimo com o Quaternário, embora também o Terciário seja suporte de grandes lagos, bastante irregulares, por vezes com estreitas ligações às drenagens principais como nas regiões do lago Canaçari, rios Bacabal, Arrozal, Curuçá e Lago Grande. Um fato de interesse para o entendimento do mecanismo das acumulações orgânicas são as desembocaduras afogadas dos rios Paraconi, Apoquitaua, Maués-Açu, Maués-Mirim e Lago Grande, bem como na porção NW da área no lago Canaçari, onde uma sedimentação entulhativa parece ter estrangulado a foz dos mesmos, sendo constante a presença de diques aluviais, fazendo com que a ligação com a drenagem principal esteja quase obliterada. Nestes locais, evidencia-se, via de regra, um ambiente propício ao desenvolvimento de turfeiras, observando-se ainda hoje a evolução deste processo, com a contribuição da própria vegetação campestre para a colmatagem, como no Lago Grande do Uraria. A análise conjunta de várias imagens desta porção da bacia, sugere um controle estrutural NE/SW à ocorrência desses "afogamentos", já sugerido por CAROZZI et alii (1972).

Outro fator que indubitavelmente deve estar ligado ao processo de acumulações orgânica, determinando inclusive a gênese e tipologia dos depósitos da turfa, é a presença de extensas planícies de inundação, por vezes, protegidas por diques marginais, constituindo ambientes de baixa energia, propícios ao desenvolvimento de turfeiras do tipo autóctone. Tal processo, à semelhança do observado atualmente, deve ter ocorrido num passado não muito distante, sendo responsável pela presença do material turfáceo mais evoluído, presentemente encontrado.

Ainda com estreito relacionamento ao relevo e à drenagem, observa-se na área trabalhada, o desenvolvimento de uma luxuriante vegetação, com variedades de espécimes, abrangendo desde tipos pouco desenvolvidos como gramíneas, até espécimes típicas de Floresta Tropical, como quarubas, sucupiras, andirobas e mungubas.

Segundo as observações de COELHO, F. de J. F. et alii, contidas no relatório do Projeto RADAMBRASIL (1976), referente à

folha Santarém, a fitofisionomia da região é caracterizada por ocorrências florísticas desde o tipo Savana (Cerrado), a leste da linha de Tupinambarana, onde dominam Florestas de Galeria que margeiam a drenagem, com espécimes dos tipos mandioqueira, açaí, ucuúba e buriti, além de gramíneas e ciperáceas. São ainda referidos, como agrupamentos vegetais, as Formações Pioneiras de tipos arbóreas, arbustivas e graminares, em distribuições generalizadas. As Florestas Densas são relacionadas aos relevos de baixos platôs, relevos dissecados ou aplainados, às planícies periodicamente inundadas, ou ainda aos terraços aluviais. Estas florestas apresentam as espécies mais desenvolvidas, com a presença de tachi-preto, açariquara-branca, cumaru, munguba, andiroba, sucupira e quaruba. São relatadas, ainda, áreas de Tensão Ecológica, caracterizadas por contatos das Formações Pioneiras/Savanas, Pioneiras/Floresta e Floresta/Savanas, com tipos vegetais como seringueiras, mungubas e ucuúbas. Áreas de vegetação secundária são ainda identificadas notadamente nas áreas de fácil acesso e originadas de ação antrófica.

Nas verificações de campo, chama a atenção uma colônia vegetal constituída de árvores de pequeno a médio porte (5 a 15 m), representada principalmente por carauaçus e araparis. Estes grupos vegetais, normalmente, associados às desembocaduras afogadas dos rios Paraconi, Apoquitaua, Maués-Açu e Maués-Mirim, apresentam um aspecto de "morte progressiva" o que sem dúvida pode explicar as ocorrências atuais de material turfáceo nestes ambientes. Outro fato interessante observado é a formação atual de turfeiras a partir do ciclo seca/cheia, ocasionando um contínuo processo de "vida e morte" da vegetação tipo gramínea, verificada em regiões de lagos interiores, a exemplo do Lago Grande ao Urariá.

3. ASPECTOS GEOLÓGICOS Basicamente o quadro geológico da área trabalhada pode ser representado em mapa por apenas duas unidades (Fig. 02). O Terciário, com distribuição mais marcante por cerca de 85% da área, e o Quaternário, abrangendo o restante da superfície, normalmente relacionado às margens do rio Amazonas e dos paranás do Urariá e Ramos.

Durante a etapa de campo foi possível dar um maior detalhamento à sequência quaternária, quando se conseguiu identificar pelo menos, três andares QA (inferior), QB (médio) e QC (superior), de caracterização "in loco", razoavelmente facilitada por seus padrões estruturais de sedimentação. Tal detalhamento, evidentemente não pode ser expresso no mapa de reconhecimento geológico. Da mesma forma, concluiu-se que a ocorrência do Terciário é, na verdade, mais expressiva que a preliminarmente fotointerpretada, uma vez que mesmo regiões relativamente arrasadas e localmente sujeitas a periódicas inundações, correspondem, na realidade a litologias terciárias, muito embora a feição apresentada nas imagens de radar e fotografias aéreas possa sugerir domínios quaternários, como nas regiões do Lago Grande e Urariá e igarapé Bacabal.

Os perfis observados no Terciário, normalmente exibem, nas porções mais superiores, argilas esbranquiçadas, pintalgadas, em tons amarelados, rosados a avermelhados, com grande tendência caulinítica e desenvolvimento localizado de "Stone Lines" ferralíticas. Onde maior foi a precipitação de óxido-hidróxido de ferro, há por vezes, o desenvolvimento da intensa laterização, constituindo horizontes de até espessuras métricas de material lateritico bem diagenisado. Na sequência média a inferior dos perfis, percebe-se, localmente, uma disposição preferencial de alguns estratos, com mergulhos de intensidade variadas no sentido de E a SE. Tais níveis chegam a formar expressivas estratificações cruzadas, notadamente onde a seção é mais arenosa e de pigmentação ferruginosa mais intensa, acerca de 5 metros abaixo do nível argiloso mais homogêneo. Suas melhores exposições acham-se no médio a alto curso do rio Arari, onde são observa

dos lineamentos estruturais controladores das drenagens. À exceção desses perfis, considera-se como pertencentes à porção inferior do Terciário, algumas exposições encontradas no igarapé Camarão, afluente da margem esquerda do rio Maués-Açu, onde na época de máxima estiagem, afloram "janelas" de um arenito de granulação média a fina, em cores rosa-esbranquiçada, exibindo marcante fraturamento.

O Quaternário, caracterizado como mais antigo (QA), normalmente mostra-se assente ao Terciário e com espessura muito variável, podendo exibir perfis de 3 a 6 metros, de acordo com a paleotopografia subjacente. Apresenta-se nas porções mais superiores, com argilas algo síltica em tons cinza-claros, estruturadas em "torrões", tornando-se por vezes amareladas na seção basal, quando em contato com o Terciário, ou cinzas mais escuras, quando inferiormente há o desenvolvimento de turfeiras. As melhores exposições desta sequência, são encontradas principalmente na paraná do Ramos, entre os igarapés Bacabal e Arrozal, no paraná Urariá, às proximidades do rio Arari, e a montante do rio Paraconi, onde foram cadastradas várias ocorrências no interfácie Terciário/Quaternário (QA).

Sobrepondo-se ao Quaternário Antigo (QA), há ocorrência generalizada de um Quaternário Médio (QB), de fácil caracterização por sua marcante estruturação sedimentar, seu relacionamento fisiográfico com a sedimentação deltáica das desembocaduras estranguladas e sua sedimentação tipo "escama de peixe" dos paleo-canais das drenagens maiores. Este Quaternário é o mais expressivo arealmente, e as meso-estruturas fornecem macro-reflexo, facilitando a caracterização deste conjunto, mesmo nas imagens de radar de escala 1:250.000. Tais terraços, muitas vezes, mostram-se como diques marginais e apresentam uma constituição litológica uniforme, compreendendo argilas plásticas, por vezes, síltica, geralmente em tom cinza plúmbeo. Exibem, via de regra, estratificação cruzada, num perfil que varia de 6 a 8 metros.

Encimando estratigraficamente toda a sequência, há generalizada distribuição de um Quaternário Recente (QC), normalmente em níveis topográficos mais inferiores e em perfis não muito desenvolvidos, alcançando cerca de 2 a 3 metros. Estes patamares, constituem-se predominantemente de argilas plásticas cinza plúmbea e caracterizam-se por uma intensa atividade agrícola na época da estiagem. As areias, em distribuição limitada, são restritas às poucas regiões de praias, aflorantes durante a estação seca e normalmente próximas às áreas do Terciário, como aos arredores da cidade de Maués. Nestes locais, apresentam granulometria de média a fina, em tons amarelados e esbranquiçados. Outras praias, já no domínio Quaternário, constituem-se de areias muito finas, síltica a argilosas e de coloração cinza escura.

4. CARACTERÍSTICAS DOS JAZIMENTOS As limitações de visualização, ocasionadas pelas constantes "terras caídas", mascarando totalmente o perfil ou a quase impossível observação do lado convexo da drenagem, dificultam bastante a perfeita caracterização das ocorrências. No entanto, algumas estações apresentam-se com excelentes exposições, onde se consegue, muitas vezes, acompanhar continuamente a ocorrência por mais de 200 metros. De um modo geral, as ocorrências apresentam-se com espessuras razoavelmente uniformes, em torno de 1,5 a 3 metros e com um capeamento médio de 3 a 5 metros.

Foram caracterizados durante a etapa de campo 4 condicionamento denominados inicialmente de I, II, III e IV (Fig. 3). No condicionamento I (Interfácie Terciário/Quaternário), registra-se pequena variação, com diminuição de espessura em direção à borda da paleobacia. No condicionamento II (Quaternário A), observa-se uma marcante homogeneidade de espessura, com as ocorrências mantendo-se horizontalizadas até por centenas de metros. No condicionamento III (Quaternário B), as camadas orgânicas apresentam-se, via de regra,

de modo descontínuo, ou em forma de leitos alternados, com espessuras bem menores até na faixa de 8 à 10 centímetros, embora o conjunto da turfeira, em si, seja de espessura bem mais expressiva. Tal fato parece comprovar uma deposição cíclica, alternando-se fases orgânicas e fases minerais. No condicionamento IV (Quaternário C), associam-se apenas ocorrências inexpressivas, onde o desenvolvimento de turfeiras atuais é observável, e uma acumulação orgânica quase sem aporte mineral, poderá proporcionar o desenvolvimento de turfas de muito boa qualidade.

Quanto às continuidades laterais margem adentro, são igualmente de difícil avaliação, e a localização das observações pode não ser a ideal para uma estimativa mais otimista, exatamente devido à extensão areal de aluvião ser reduzida do lado côncavo da drenagem, onde normalmente apresenta-se mais erodido. Salienta-se, no entanto, que em 19 furos de trado realizados sobre ocorrências, acerca de 10 a 15 metros margem adentro, apenas em quatro não confirmou-se a continuidade do horizonte orgânico, enquanto que em outros 15 furos, as extensões foram confirmadas, na maioria das vezes mantendo as espessuras das turfeiras e de capeamentos observados nos perfis dos barrancos.

5. RESULTADOS ANALÍTICOS Além da discussão dos resultados analíticos, tenta-se aqui efetuar um estudo comparativo entre os dados analíticos do material das turfeiras de Tupinambarana, com outros valores de análises de turfas não só do Brasil, como também da Rússia, Finlândia, Canadá, Irlanda e Suécia.

A análise conjunta desses resultados (Fig. 4) enseja perspectivas otimistas para o aproveitamento da turfa da Amazônia. Parte dos resultados analíticos (16) das amostras de Tupinambarana não apresentou determinações para o poder calorífico. Entretanto, os percentuais significativos de material volátil e carbono fixo revelados - considerados conjuntamente com um relativo baixo percentual de cinzas - sem dúvida deveriam corresponder a valores de poder calorífico relativamente elevados, se as análises para esse fundamental parâmetro, tivessem sido efetuadas.

Deste modo, observa-se que das 16 amostras parcialmente analisadas, pelo menos 8 delas possivelmente apresentariam resultados superiores a 2.000 Kcal/kg e, destas, provavelmente três amostras alcançariam valores acima de 3.000 Kcal/kg.

Quanto aos resultados analíticos completos das 15 amostras restantes, observa-se que nada menos que 9 amostras revelaram resultados superiores a 1.900 Kcal/kg, com 4 delas apresentando resultados superiores a 2.000 Kcal/kg, 2 superiores a 3.000 Kcal/kg e 1 superior a 4.500 Kcal/kg. Ressalte-se que de todas as amostras, apenas uma revelou resultado inferior a 1.000 Kcal/kg.

Considerando-se os possíveis prejuízos à qualificação do material, ocasionados por uma amostragem superficial (sujeita à lixiviação e oxidação), acondicionamento inadequado (?), tempo levado entre a coleta e a análise, além de uma amostragem totalmente randômica e aleatória, algum atenuante ainda poderá ser tributado a esses valores.

Ainda assim, da comparação com outros resultados analíticos de turfas brasileiras, como do vale do Paraíba, apenas um valor de 6.600 Kcal/kg chama a atenção em discrepância, estando os demais ao mesmo nível dos valores encontrados em Tupinambarana. Em outra comparação com turfas brasileiras, desde os Estados do Nordeste aos do Sul, verifica-se que de 26 amostras analisadas e possivelmente selecionadas (comparar resultados do vale do Paraíba), os resultados discrepantes referem-se a apenas 5 valores acima de 5.000 Kcal/kg.

Quanto à comparatividade de um termo qualitativo com material usado por tradicionais produtores, como Rússia, Finlândia, Suécia e Canadá, observa-se numa tabela de custos/preço de turfa do Mun

do, com 50% de umidade, que em nenhum desses países o material cotado excede a 2.500 Kcal/kg.

Desta forma, pode-se concluir que a qualificação das turfas da área, situa-se ao mesmo nível daquela que é usada nos países que há muito a utilizam.

6. ESTIMATIVAS DE POTENCIAIS O expresivo número de ocorrências(46) detectadas ao longo dos 250 km lineares do domínio Quaternário, aliado a uma certa regularidade quanto às espessuras e extensão lateral das turfeiras, permite que se faça uma estimativa preliminar acerca da reserva potencial de turfa, na região de Maués-Tupinambarana. Para tal, estimou-se que nos 12.000 km^2 representativos da área total, aproximadamente 1.800 km^2 sejam ocupados por sedimentos quaternários. Considerando-se a alta densidade de ocorrências cadastradas, julga-se viável estimar que, cerca de 15% dessa área aluvionar seja representado por turfeiras. Tomando-se como base de espessura uma média de 2 metros e uma densidade do material seco em torno de 1 (um), ter-se-á apenas, para a área trabalhada, uma avaliação de reserva geológica de 540 milhões de toneladas.

Levando-se em consideração a similaridade de condicionamento geológico, extrapola-se esta estimativa para todo o domínio Quaternário do vale amazônico, prevendo-se para as áreas de sedimentação quaternária, nos limites do Estado do Pará, uma reserva potencial da faixa de 13,5 bilhões de toneladas.

Quanto aos domínios da ilha do Marajó, faixa costeira do Amapá e faixa costeira Pará-Maranhão, onde os condicionamentos geológicos ainda não foram caracterizados, considera-se, nesta estimativa preliminar, uma significativa redução não só da área relativa ao Quaternário, como também das espessuras dos jazimentos. Ainda assim, prevê-se um potencial da ordem de 3,6 bilhões de toneladas para a ilha do Marajó, 1,2 bilhões de toneladas para a costa do Amapá e 1 bilhão de toneladas para a faixa costeira Pará-Maranhão.

Considerando-se que o Quaternário do vale Amazônico é, em área, 2 a 3 vezes maior dentro dos limites do Estado do Amazonas, e que os parâmetros fisiográficos e condicionamentos geológicos, observados na área estudada, são também extensivos a essa região, uma estimativa prévia na ordem de 40 a 50 bilhões de toneladas para o Estado do Amazonas é admitida como razoável, o que daria para a Amazônia, uma prévia de reserva da ordem de 60 a 70 bilhões de toneladas.

Admitindo-se como viável uma estimativa conjunta para os Estados do Rio Grande do Sul, São Paulo e zona costeira do Paraná ao Espírito Santo, acumula-se uma reserva da ordem de 6 bilhões de toneladas. Considerando-se a faixa do Pantanal Matogrossense como de condicionamento aparentemente semelhante ao do Marajó e Filândia, pode-se extrapolar um potencial para esta área da ordem de 4 bilhões de toneladas, o que totalizaria para a região centro-sul do Brasil, um total de 10 bilhões de toneladas.

Este montante, adicionado ao da Amazônia, equivaleria a uma estimativa prévia sobre o potencial de turfa no Brasil, na ordem de 80 bilhões de toneladas, valor este que, atualmente, só deverá ser superado pelas quatro maiores reservas do mundo, que correspondem à URSS (200 bilhões de toneladas), Estados Unidos (120 bilhões de toneladas), Finlândia (100 bilhões de toneladas) e Canadá (98 bilhões de toneladas). Este total elevaria hoje o potencial mundial de turfa, para a faixa de 650 bilhões de toneladas, perfazendo assim uma triplicação das reservas estimadas até 1974.

7. CONSIDERAÇÕES ACERCA DO APROVEITAMENTO No Brasil tem-se notícia, desde 1930, da existência de turfeiras no vale do Paraíba (REZENDE, R. J.) onde a turfa substituiu, de imediato, ao uso da lenha com vantagens. Desde então, até bem pouco tempo, praticamente só a PETROBRÁS tentava maiores conhecimentos de nossos domínios sedimenta

res, com um objetivo radicalmente intransferível. Por tudo isso e também porque a crise energética não era ainda uma realidade, pouco ou nada se fez no sentido de, pelo menos, se comprovar a existência de outros recursos combustíveis fósseis, possivelmente associados à litologia quaternária. Como tal, no que diz respeito à pesquisa de turfas, estamos apenas em um estágio de desenvolvimento inicial, antevendo-se, no entanto, um largo aproveitamento para os potenciais já detectados, uma vez que a carência de materiais combustíveis convencionais mostra-se irreversível.

A literatura mundial sobre o assunto dá conta de uma gama considerável de usos para o material das turfeiras. Na Rússia, desde 1918, há utilização de turfas, havendo hoje quase uma centena de usinas, gerando eletricidade, chegando em algumas regiões a ser responsável por 20% a 30% do total da energia elétrica, num consumo de aproximadamente 66 milhões de toneladas de turfa para gerar 14,6 bilhões de Kw/hora, como em 1974. Outras aplicações, como na agricultura, são ainda referidas, bem como, segundo SOKOLOV (1978), existe também utilização, em escala industrial, para produção de álcool, cera e outros produtos químicos.

No Canadá, a utilização continua voltada essencialmente ao setor agrícola, tendo em vista a produção interna de óleo, carvão e gás diminuirem a importância da turfa como combustível. Mesmo assim, devido às reservas serem bastante substanciais, já há estudo para a tentativa de utilização na geração de energia elétrica e para outras aplicações, como o coque.

Nos Estados Unidos, onde a competividade com outros combustíveis não foi alcançada, o uso da turfa tem sido essencialmente no setor da agricultura e horticultura, com desenvolvimento inclusive de tecnologia adequada para uso intensivo no fabrico de fertilizantes. Outras aplicações potenciais de turfa, nos Estados Unidos, têm sido desenvolvidas. Como perspectiva futura, prevê-se um aumento substancial no consumo de turfa como combustível, quer para gaseificação, como para queima direta, com a Minnesota Gas Company (MINEGASCO), pretendendo construir uma usina com produção de 80 milhões de metros de gás por dia, o que importará num uso de 15,8 milhões de toneladas de turfa anualmente, durante 20 anos, a partir de 1985.

Na Finlândia, a turfa é utilizada primordialmente como combustível e, apenas em 1978, estimou-se um consumo de 4,5 milhões de metros cúbicos, responsável pela geração de 2% da energia instalada (ASPLUND, D. - 1979), com aumento, relativo aos 3 últimos anos, de dez vezes. Ainda assim, 70% da demanda total da energia elétrica finlandesa provém de combustível importado, principalmente óleo, pelo que espera-se alcançar um crescimento no uso de turfa, para a proporção de 5 a 7% num futuro próximo. Outra utilização em desenvolvimento, refere-se ao processo de coqueificação, instalado no país desde 1973.

No restante da Europa, o uso de turfa se divide equilibradamente, tanto como combustível (doméstico ou industrial) como em corretivo de solo. Na Suécia, a extração de turfa é para emprego essencialmente agrícola, embora já haja estudo para utilização como combustível, gerador de energia térmica e/ou elétrica. Na Irlanda, em 1974, 98% de turfa extraída foi usada como combustível doméstico e industrial, e 25% da energia elétrica consumida, teve a turfa como fonte geradora (MICKELSEN, D. P. - 1974).

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES A época mais propícia ao desenvolvimento de trabalhos, seja de prospecção ou de pesquisa, é a de estiagem. Recomenda-se que períodos de maiores precipitações pluviométricas devem ser evitados, a fim de que os trabalhos não sejam prejudicados.

Nas prospecções visando turfa na região, é inviável o uso

de escavações manuais, devido principalmente ao nível do lençol freático, à natureza do material a escavar e à produtividade da operação. Desta forma, recomenda-se para utilização permanente, trados mecanizados, com os quais se conseguirá perfurar um total de 4 a 5 vezes maior, num desgaste físico incomparavelmente menor e com certeza de se alcançar o horizonte orgânico.

Para prospecção de turfa, aparentemente não há interesse no Terciário, pois além de todas as ocorrências cadastradas serem relacionadas ao Quaternário e ao interfácie Terciário/Quaternário, todas as seções observadas no Terciário exibem até cerca de 15 metros, um perfil tipicamente oxidante, incompatível à preservação e/ou desenvolvimento de turfeiras. Ressalte-se, no entanto, que não são afastadas as possibilidades de se encontrar material do "rank" do linhito, em níveis mais inferiores da seção terciária.

Visando prospectar linhito, há que se considerar que, observações de caráter mais profundo que as efetuadas (15 m), só serão conseguidas com equipamentos de maior alcance que os trados mecanizados, para o que aconselha-se o uso de sondas do tipo Winkie ou Sondeq.

Mesmo em áreas periodicamente alagadas e com reflexos aerofotográficos confundíveis com o Quaternário, constata-se na região a presença de um Terciário peneplanizado. Assim sendo, especial cuidado deverá ser tomado na fotointerpretação de feições, onde o Quaternário não estiver perfeitamente caracterizado.

Quanto ao Quaternário, percebe-se, em campo, perfeita individualização de três níveis, dos quais apenas um (o estruturado - QB) é bem expresso nas imagens de radar e aerofotos, pois o inferior (QA) normalmente associa-se ao paleo-relevo terciário, e o superior (QC) somente na máxima estiagem é observado. Quanto à importância destes níveis, chama-se a atenção para o inferior (QA) e para o interfácie QA/Terciário, embora todos eles sejam passíveis de acumulação orgânica, inclusive o Quaternário Superior (QC), onde a pouca evolução do material orgânico caracteriza um processo atual de formação de turfeiras.

Objetivando-se prospecção de turfa na região Amazônica, deve-se alertar para o grande interesse revelado por feições tipo "afogamento" de desembocaduras (controlados ou não estruturalmente), principalmente quando nelas observa-se um fenômeno de "morte lenta" na vegetação, num processo que seguramente se repete há muito tempo, sendo responsável por uma constante formação de turfeiras.

Os lagos interiores, com estreita ligação à drenagem maior, têm nos seus regimes de "seca e cheia", importante flutuação para a vida, morte e preservação de vegetais, num processo de contínua evolução de turfeiras.

As planícies de inundação, protegidas por diques marginais, do mesmo modo, tornam-se gigantescos ambientes de preservação orgânica, onde o processo evolutivo de turfeiras é sempre observado.

O potencial estimado **como reserva** geológica de turfa na área estudada (540 milhões de toneladas), consequência da investigação de um domínio Quaternário relativamente pequeno, conduz a perspectivas bastante otimistas para todo o domínio quaternário do Vale Amazônico.

De acordo com os resultados analíticos, conclui-se haver grandes possibilidades para o aproveitamento das turfas, ainda que em escala doméstica ou industrial privada, pois além das localizações privilegiadas dos depósitos, o transporte fluvial a ser utilizado, torna-se, sobremodo, economicamente viável.

Devido ao capeamento das turfeiras oscilar de 3 a 5 metros, a lavra do material terá que ser condicionada à época de estiagem, o que restringirá o período operacional. Porém, já foi comprovado que para o ensaio de secagem, não são necessários mais que 55 dias de verão, para levar o material a 20% de umidade, índice satis

fatório para o uso da turfa como combustível no estado natural. Na Irlanda, dependendo das condições de tempo, o ciclo de colheita pode se estender de 6 a 8 semanas, com umidade de 35%, períodos estes bastante inferiores ao observado na região da área estudada.

Fator de grande interesse para a economia da região, é o fato de se haver comprovado a existência de potenciais expressivos de turfa, e a possibilidade destes serem também encontrados em praticamente todo o domínio quaternário do Vale Amazônico, uma vez que os condicionamentos geológicos e fisiográficos são também extensivos.

Finalmente, em termos de Brasil, acredita-se ter sido dado o primeiro grande passo realista, na tentativa de utilização de uma fonte energética disponível. Através dessa tentativa, chega-se agora a tomar conhecimento de tamanhas reservas potenciais, as quais, se confirmadas, servirão para levar a Nação de um estágio de anonimato a um lugar de destaque entre os cinco países de maiores reservas de turfa do Mundo.

9. BIBLIOGRAFIA

ASPLUND, D. - 1978 - Peat as a source of energy in Finland. Finland Outokumpu Oy, 24 Gp., il.

ASTRON, L. - Peat - a competitive fuel; cost comparisons. Finland, Elkano, Oy s.d. 15 jp., il.

BARRABÉ, L. & FEYS, R. - 1976 - Geologia do carvão Rio de Janeiro CPRM - Equicar, tradução .

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL - 1976 - Folha SA.21 Santarém; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro v.10, 7 mapas (Levantamento de Recursos Naturais, 10).

CAMERON, C.C. - 1973 - Peat. In: BROBST, D. A. & PRATT, W. P. - United States mineral resources. Washington, United States Government Printing Office p. 505-513 (Geological Survey Professional Paper - 820).

CAROZZI, A. M.; ALVES, R.S.; CASTRO, J. C. de - Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais do ... Belém, SBG, v. 3, p. 47-74.

COMBUSTION of peat, wood etc.; in the fluidized bed combustion process - 1978 - Finland, Outokumpu Oy Engineering Division 7 fls., il.

DELTAIC model - 1972 - In: BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. - Origin of sedimentary rocks. New Jersey, Prentice - Dale chao. 6., p. 201-214, il.

ESTUDO das possibilidades de aproveitamento da turfa no estado de São Paulo - 1979 - São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas 191 p., il. (relatório nº 12.761).

FRAZIER, D. E. - Depósitos recentes de turfa da planície costeira de Louisiana. Trad. de Ariolino Neres de Souza. p. 63-85 (fonte não identificada).

LAUKKANEN, T. & HANNI, J. - Peat coking and fluidized bed combustion of peat. Finland, Outokumpu Oy s.d. 16 Hp., il.

MICKELSEN, D. P. - 1976 - Peat. Bureau of Mines - Bulletin. Washington. 667: 769-780.

PEAT utilization - 1977 - Finland Outokumpu Oy technical Export Division 13., il.

PESQUISA de turfa e linhito no vale do Paraíba - 1978 - São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas 77 p., il. (relatório nº 11.572).

SHIBAOKA, M. & SMYTH, M. - 1975 - Coal petrology and the formation of coal seams in some Australian sedimentary basins. Economic Geology. Lancaster, Pa., 70 (8): 1463-1473.

SOKOLOV, B. N. & MODRZEJEWSKI, A. - 1978 - Modern condition and perspectives of the development of peat industry in the URSS Transition to the second sod peat winning level. In: Simposium on the Peat Industry, Commission II. Koulova, Finland.
TEIXEIRA, E. A. - 1938 - Turfa de Resende, estado do Rio. Mineração e Metalurgia, 3 (15): 161-168.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

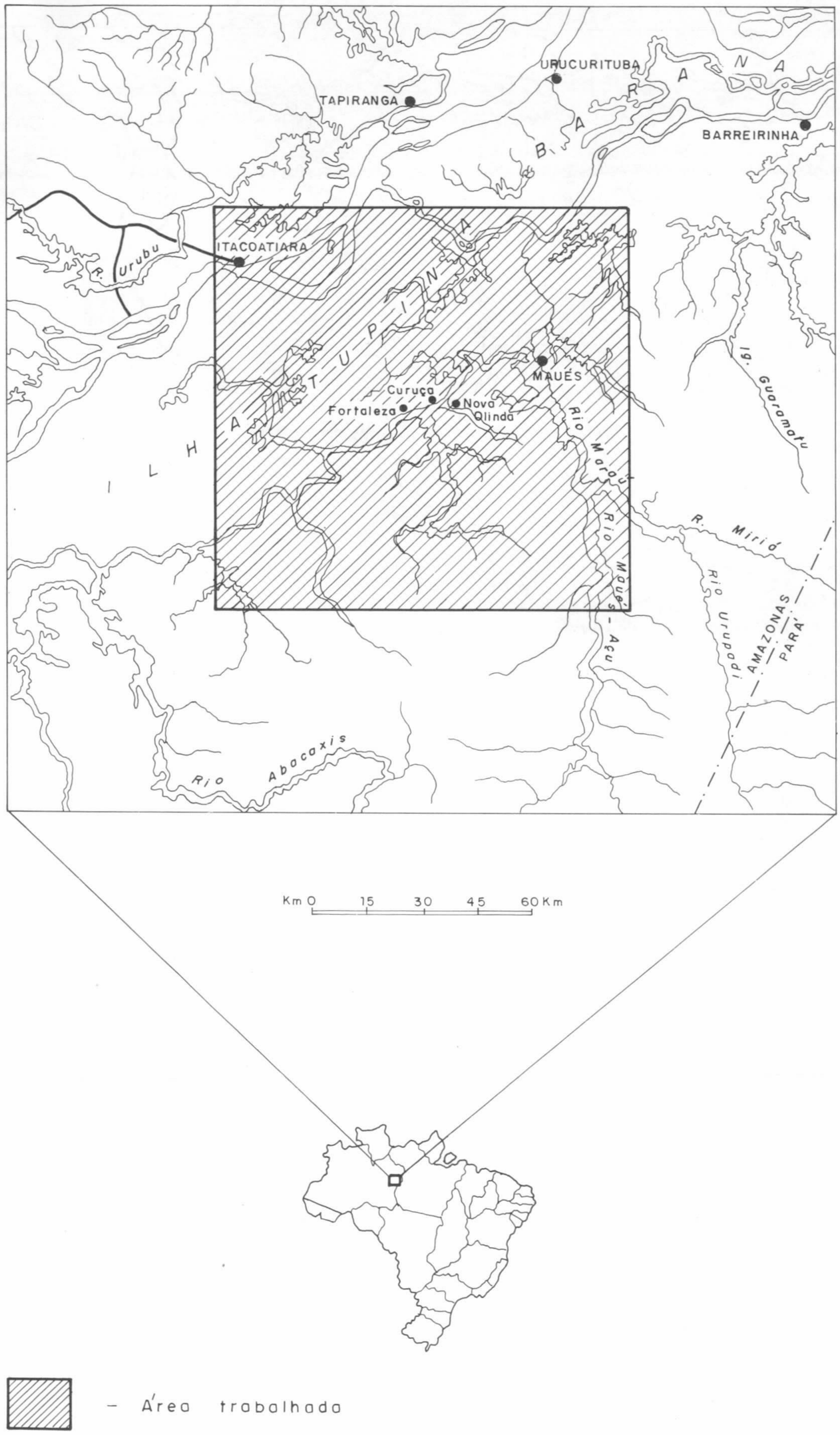


Fig. 1

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MAUÉS - TUPINAMBARANA

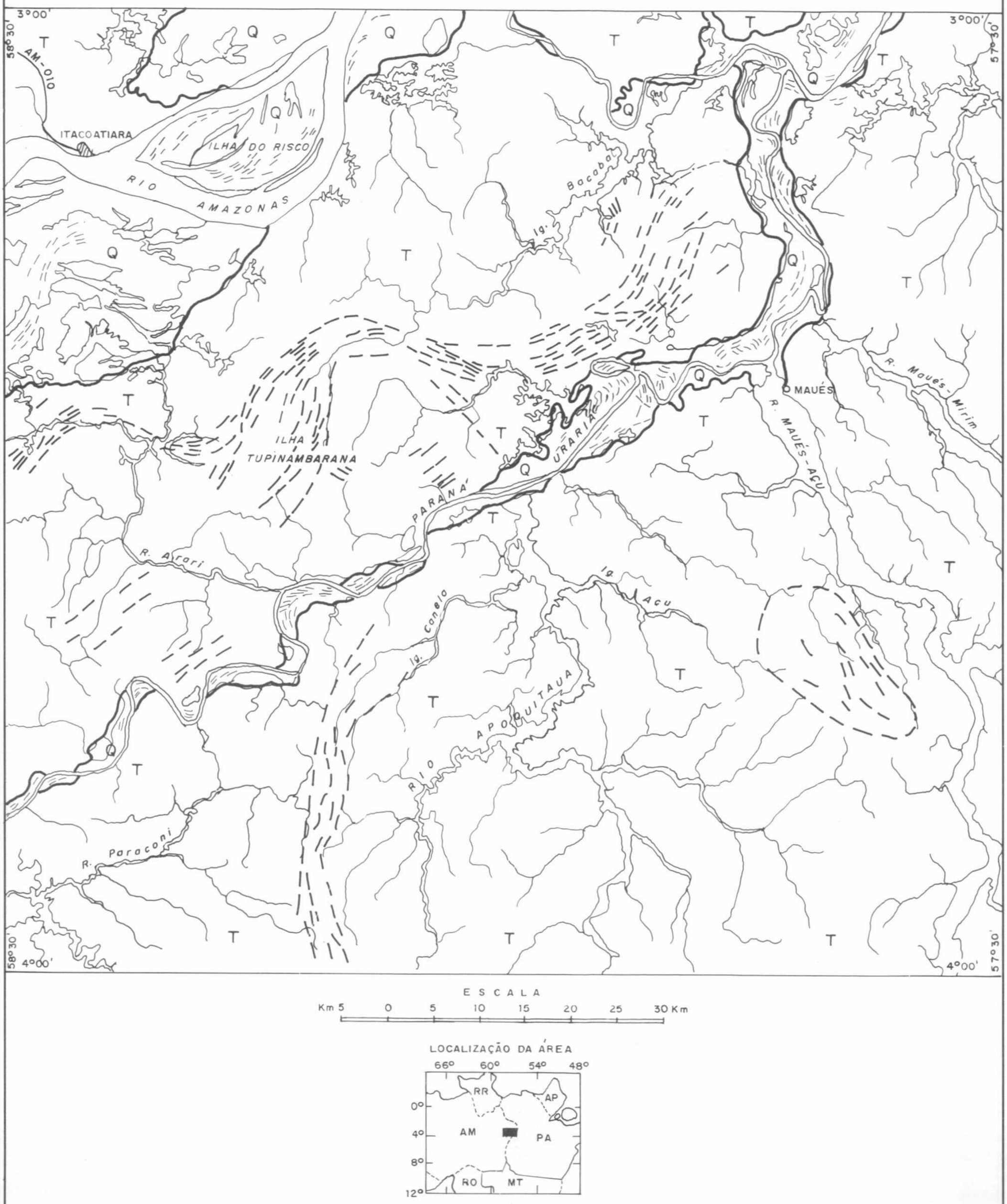


Fig. 2

PERFIL ESQUEMÁTICO COMPOSTO DAS OCORRÊNCIAS DE TURFA NOS VÁRIOS CONDICIONAMENTOS

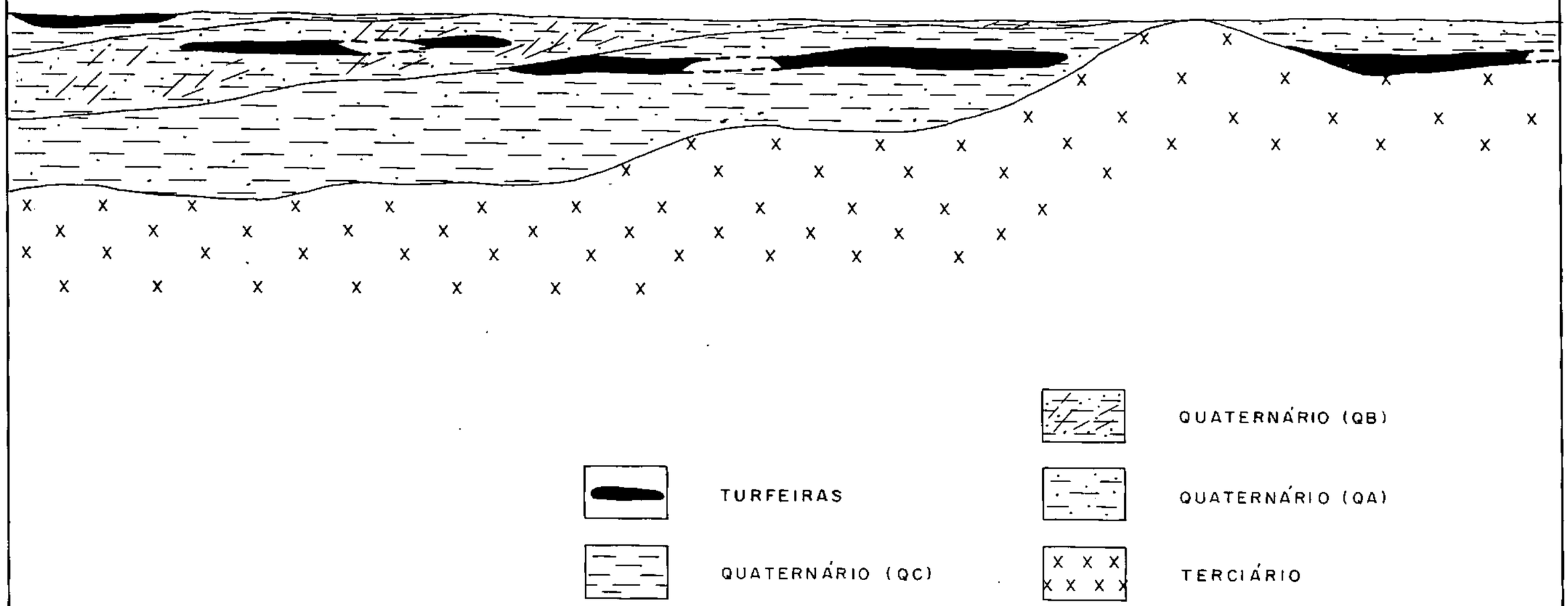


Fig. 3

ESTUDO COMPARATIVO DO PODER CALORÍFICO ENCONTRADO NAS TURFAS DE TUPINAMBARANA COM OS VALORES OBTIDOS EM ANÁLISES DE TURFAS DO BRASIL E DO MUNDO.

(PODER CALORÍFICO EM Kcal / Kg)

AREA DE MAUÉS-TUPINAMBARANA *	
OA - 35	1.630,27
OA - 39	766,04
OA - 41	2.228,48
OA - 42	2.089,20
OA - 46	1.880,28
OA - 47	4.571,55
OA - 49	1.392,80
OA - 54	1.043,45
OA - 56	1.947,58
OA - 57	2.714,87
OA - 63	3.271,11
OA - 64	1.965,26
OA - 66	3.551,64
OA - 67	2.765,96
OA - 68	1.878,03

ALGUMAS REGIÕES DO BRASIL **	
VALE DO PARAÍBA	6.000
JABOATÃO (PE)	6.600
ILHA TUBARÃO (BA)	3.680
CHAPÉU (BA)	2.890
LAMARÃO (BA)	1.998
MIRANTE (BA)	1.350
VARZEA DO RIO JUCU (ES)	5.189
CAMPOS (RJ)	4.036
JACAREPAGUÁ (RJ)	5.200
PALMITAL (RJ)	5.320
CANTAGALO (RJ)	4.440
JACAREPAGUÁ (RJ)	4.790
RIO PAVUNA (RJ)	2.940
RIO ANIL (RJ)	2.650
AVIAÇÃO (RJ)	4.390
TAUBATÉ (SP)	2.867
MOREIRA CÉSAR (SP)	3.986
CURUPUTUBA (SP)	4.059
APARECIDA (SP)	3.325

VALE DO PARAÍBA **	
JACAREÍ	3.366
JACAREÍ	3956
S. JOSÉ (SP)	3.797
S. JOSÉ (SP)	2.453
CAÇAPAVA	2.331
JABOATÃO	6.600
CANTAGALO (RJ)	4.400

OUTROS PAISES **	
IRLANDA	2.050
FINLÂNDIA	2.300
RUSSIA	2.500
SUÉCIA	2.000
	2.000
CANADÁ	2.450
	2.450

* ANÁLISE DO IPT PARA A CPRM

** COMPILADO DO RELATÓRIO Nº 12.761 DO IPT

Fig. 4

OURO NO NOROESTE DO MARANHÃO

Homero de Araújo Neto

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Fortaleza

ABSTRACT In northwest of Maranhão, principally in the coast, there are primary and secundary golden mineralizations, with great chances to discober mineral concentrations.

The area is situated between meridians 45º00' and 46º15' and paralels 1º00'and 2º00' .

The geologic pattern belongs to São Luis Craton and Paleozoic Parnaíba Basin, composed by igneous and metamorphic rocks, archean and proterozoic ages, cretaceous and terciary sediments and quaternary covers.

Maracaçumé Metamorphic Association is composed by gneisses, migmatites and amphibolites. The Gurupi Group is situated above her. The contact is gradational. It's composed by slates, phyllites, schists and quartzites. The youngest proterozoic unit is the Tromaí Anorogenic Association, with discordant contact with Gurupi Group, and it's composed by tonalites, granodiorites, granites, trondhjenites, quartz-andesites, riolites and dacites. The cretaceous Itapecuru formation is composed by siltstones, shales, and sandstones with cross stratification. The terciary is represented by Barreiras group, with clays, clay-sandy and sandy-clays sediments, siltstones and sandstones with cross stratification. Finally the eluvial-colluvial-alluvial quaternary sediments.

Since 1935, geologic investigations have been realized, but only in the last decade through CPRM have been developed detailed studies principally in quaternary covers at 5,0 g/m^3.

INTRODUÇÃO Os primeiros relatos sobre o ouro na porção norte do Maranhão datam do início do século, com a localização da ocorrência aurífera de Pirocaua, que situa-se à margem esquerda do rio Maracaçumé. A seguir, as aluviões dos rios Gurupi, Turiaçú e Tromaí foram palcos da garimpagem do metal amarelo, porém somente em 1954, a Companhia de Mineração Maranhense, tentou o emprego da lavra mecanizada, porém sem alcançar o sucesso esperado.

Nas desembocaduras da rede hidrográfica, notadamente nas zonas de influência das marés, o cascalho é aurífero, estando sotoposto a uma camada estéril com espessura média de 2,0 metros.

Além do ouro placeriano, foram identificadas ocorrências de ouro primário em veios de quartzo na Mina Nova; estes veios normalmente estão encaixados nos metassedimentos do rio Gurupi. Ainda relacionado ao ouro primário, o mesmo pode ocorrer em sequências filíticas e xistosas com quartzitos ferruginosos associados.

Uma área de aproximadamente 4.000 km^2 é prospectável para ouro primário e/ou secundário, onde afloram rochas de idades arqueana e proterozóica inferior, além de placeres fluviais e marinhos, que conduzem a perspectivas favoráveis para a descoberta de concentrações de valor econômico.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO Esta área aurífera situa-se em sua maioria na porção norte/noroeste do Estado do Maranhão nos municípios de Turiaçú, Carutapera, Cândido Mendes, Godofredo Viana e Luis Domingues. As vilas de Aurizona, situadas próximo ao estuário do rio Tromaí e Redondo às margens do rio Maracaçumé, são os principais centros de mineração e comércio de ouro. A região de Montes Áureos, localizada entre os rios Maracaçumé e Gurupí, constitui-se também um importante centro aurífero. O acesso à região a partir de Teresina, São Luis ou Belém poderá ser feito até Vizeu, no Estado do Pará, por via rodoviária e, posteriormente, por via marítima até a denominada "Baixada Maranhense"; por via aérea atinge-se através de aviões de médio porte, as cidades Turiaú e Carutapera. As ocorrências auríferas são alcançadas por estradas carroçáveis e riachos, onde são utilizados barcos de pequeno calado.

ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

GEOMORFOLOGIA O Estado do Maranhão caracteriza-se geomorfologicamente por apresentar três degraus que, a grosso modo, são definidos da costa para o interior pelo aumento das altitudes. A parte norte, compreendendo 60% do território maranhense onde as cotas oscilam de 0 a 200 metros em relação ao nível do mar, na porção sul as altitudes alcançam até 600 metros, e no limite meridional, com os estados de Goiás e Piauí atingem até 700 metros.

As serras de Tiracambú e Gurupi, localizadas na parte noroeste do Estado do Maranhão têm altitudes próximas a 250 metros e representam o que se denomina Planalto Setentrional Pará-Maranhão. É uma área fortemente dissecada, incluindo as Formações Barreiras e Itapecuru, na qual pequenas mesas e elevações soba forma de morros cônicos isolados, caracterizam a aprte oriental. A porção ocidental caracteriza-se pela presença de conjuntos de mesetas.

CLIMA No extremo noroeste do Maranhão, é característico o clima de tipo "Am" de Koppen, quente e úmido, com forte precipitação anual que atinge seu valor mais alto nos meses de março e abril, quando chega a 2.184,3 mm. A temperatura média anual é de 26,0ºC, com uma amplitude térmica de apenas 2,0ºC. Nesta região do Estado a umidade relativa atinge 83,5%.

Ao restante do território maranhense atribui-se o clima do tipo "Aw", tropical úmido, que apresenta uma estação seca muito nítida no inverno. O período de chuvas normalmente tem início no final da primavera ou princípio do verão, estendendo-se até abril ou maio, alcançando em março o maior índice de pluviosidade. Os índices pluviométricos totais variam de 1.097,3 mm a 2.114,0 mm. Na região litorânea o período chuvoso ocorre no verão estendendo-se por parte do outono. Para nordeste nos baixos cursos dos rios Mearim, Itapecuru e Parnaíba, embora os totais anuais sejam também elevados, a estação seca é mais acentuada.

VEGETAÇÃO A vegetação maranhense caracteriza-se a grosso modo, pela presença inicialmente do amngue, na costa, que em direção ao interior é substituído pelas gramíneas dos campos secos ou alagados, e, finalmente se penetra na zona das matas.

A floresta tipicamente amazônica cobre a porção noroeste, e parte da região central do Estado, abrangendo as bacias dos

rios Gurupi, Turiaçu, Pindaré, os vales médios e inferior do rio Grajaú e a porção ocidental do vale do médio Mearim.

HIDROGRAFIA Os rios maranhenses distribuem-se segundo dois regimes, o regime equatorial amazônico e o regime tropical.

No primeiro caso, a noroeste do Estado do Maranhão, uma forte precipitação anual compensa um curto período seco, determinando a importância das enchentes do regime fluvial.

O segundo caso, trata-se de um regime fluvial normal, alimentação por fontes e fluxos ativos, estabelecido na região do alto Parnaíba e leste do Mearim, onde ocorre o clima "Aw", com uma estação seca muito nítida no inverno.

No Estado do Maranhão, são individualizadas as bacias hidrográficas do Gurupi, Turiaçú, Parnaíba, Tocantins, Araguaia e do Golfo Maranhense, esta última compreendendo os rios Mearim, Grajaú e Pindaré numa sub-bacia.

GEOLOGIA O quadro geológico da área faz parte do Craton de São Luis constituído basicamente por uma associação de rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas. A Bacia Paleozóica do Parnaíba é representada por sedimentos de idade cretácea, além de coberturas tércio-quaternárias e depósitos aluviais recentes.

ASSOCIAÇÃO METAMÓRFICA MARACAÇUMÉ De idade Arqueana, apresenta os migmatitos e gnaisses como tipos litológicos mais comuns, ocorrendo em íntima associação, além de anfibolitos. Os dois primeiros são de composição granítica a tonalítica, com estruturas gnáissicas e migmatíticas bem evidenciadas e em alguns locais fases graníticas incipientemente foliadas e homogêneas de aspecto diatexítico. Os anfibolitos ocorrem na forma de corpos lenticulares ou de diques, quase paralelos aos migamatitos e gnaisses ou como "encraves" de formas e tamanhos variáveis.

A presença dos corpos paleossomáticos, de natureza orto anfibolítica, que ocorrem em íntima associação aos migmatitos e gnaisses, evidenciam a existência pretérita de uma associação rochosa vulcano-sedimentar, afetada por eventos diastróficos tanto orogenéticos como epirogenéticos, atingindo condições ultrametamórficos granitizantes e formadoras de magmas secundários anatexíticos (Costa et alii, 1977).

Os contatos entre as litologias da Associação Metamórfica Maracaçumé são de difícil delimitação, ocorrendo mais comumente uma passagem gradacional entre elas.

GRUPO GURUPI De idade Arqueana a Proterozóica Inferior, o Grupo Gurupi está representado na área por metamorfitos de baixo grau, dentre os quais destacam-se: ardósias, quartzitos, filitos variando de hematíticos a grafitosos típicos do fácies xistos verdes, xistos ectiníticos, pertencentes às zonas dos micaxistos superiores e inferiores na sequência do metamorfismo regional.

O caráter de alternância de leitos silicosos e ferruginosos nos quartzitos ferríferos, parece confirmar uma herança da xistosidade de um pretérito anfibólio-xisto, o que a caracteriza como a unidade mais promissora para a pesquisa de ouro.

Segundo Jorge João et alii em 1978, poderia se comparar o Grupo Gurupi com a Suite Metamórfica Vila Nova no Amapá a partir da petrografia e da análise, do quadro geológico da área e suas peculiaridades intrínsecas a cada unidade em comparação a outros terrenos "granitos-greenstone" ocorrentes em outros cratons conduz a hipótese do Grupo Gurupi constituir um segundo crustal do tipo "Greenstone Belt".

ASSOCIAÇÃO ANOROGÊNICA TROMAÍ Posicionada no Ciclo Transamazônico

tal associação é constituída por rochas de caráter tanto intrusivo quanto extrusivo representadas por tonalitos, trondhjenitos, granodioritos, granitos "sensu strictu", quartzo-andesitos, riolitos e dacitos. Esta unidade tem sua seção-tipo descrita nas cabeceiras do rio Tromaí, porém também ocorre na margem direita do rio Gurupi e outras regiões do Maranhão.

FORMAÇÃO ITAPECURU Litotipo de idade cretácea da Bacia Paleozóica do Meio Norte é constituída por arenitos predominantemente vermelhos, caulínicos, siltitos e argilitos vermelhos laminados. Ocorrem principalmente nas áreas drenadas pelas bacias dos rios Turiaçú, Maracaçumé e margem direita do rio Gurupi.

GRUPO BARREIRAS Distribuído amplamente na costa brasileira, notadamente no nordeste o Grupo Barreiras de idade Terciária, mais precisamente Mioceno, é constituída por arenitos brancos e róseo-avermalhados de granulação variada, pouco consolidadas, arenitos ferruginosos (grés do Pará), leitos de argila creme e caulim.

COLÚVIO/ALUVIÕES PLEISTOCÊNICOS Aflorantes nas antigas planícies de inundação do rio Turiaçú e terraços marinhos do distrito de Aurizona são constituídos predominantemente por areias mal selecionadas, silte, argila e cascalho.

ALUVIÕES HOLOCÊNICOS Representados por depósitos marinhos, flúvio-marinhos fluviais e eólicos, são sedimentos inconsolidados,constituídos por areia, silte, argila e cascalho.

OURO As notícias de ouro no noroeste do Maranhão datam do início do século e o seu aproveitamento vem sendo feito dominantemente por garimpagem com raras tentativas através da mecanização, principalmente no que se refere ao ouro primário.

O cadastramento das ocorrências auríferas nesta região vem sendo feitas através de trabalhos realizados pela SUDEMA-Departamento de Recursos Minerais e mais recentemente pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, através das Superintendências Regionais de Belém e Fortaleza.

Com o objetivo de selecionar áreas para pesquisa de ouro, a CPRM através da Superintendência Regional de Fortaleza, programou trabalhos de pesquisa (prospectos) entre os rios Gurupi e Turiaçú na costa maranhense. As atividades foram desenvolvidas em locais pré-estabelecidos, com a coleta de amostras de grande volume tratadas "in loco" através de batéias e "caixas".

RESULTADOS OBTIDOS

GARIMPO DO CABORÉ Este garimpo situa-se a NE da vila Livramento, às margens do rio Iriri Açú, com as coordenadas aproximadas de 45º54'36"W e 1º17'24"S. Na exploração de ouro os garimpeiros do local utilizam a "caixa", que corresponde a "Cobra Fumando" do Tapajós.

Foi bateado no local 1,0 m^3 de material aluvionar, tendo sido contadas aproximadamente 200 pintas sub-milimétricas de ouro, como resultado de fundo de batéia o que corresponde a um teor aproximado de 2,34 g/m^3. -Em termos de garimpo, cerca de 100 gramas de ouro foram obtidas no referido local, em duas semanas de trabalho.

POEIRA Tal ocorrência está localizada a 30 quilômetros a oeste do povoado Livramento, município de Carutapera com coordenadas 45º57'00" W e 1º19'00" S, no leito intermitente do igarapé Poeira, onde o ouro aparece disseminado numa espessa camada de material aluvionar,o qual é constituído por argila de coloração amarelada, associada a outro tipo de argila de coloração esverdeada.

De um total aproximado de 1,0 m^3 de material aluvionar bateado, obteve-se aproximadamente 200 pintas sub,ilimétricas de ouro.

A uns 100 metros a jusante do local onde foi coletado o concentrado, observa-se restos de material que foi trabalhado por garimpeiros a algum tempo. Das amostras colhidas em superfície, observa-se fragmentos de quartzo e uma rocha alterada provavelmente filito.

GARIMPO PEDRA DE FOGO Tal garimpo situa-se próximo a vila do mesmo nome, com as seguintes coordenadas: 45º49'24" W e 1º22'24" S.

A garimpagem de ouro aluvionar encontra-se interrompida nesta época do ano, estando os trabalhos concentrados em um "buraco" com aproximadamente 25 metros de profundidade. O ouro explorado é do tipo "lista" (denominação vulgar) sendo retirado de vieiros de quartzo auríferos, que preenchem as cavidades das encaixantes. Vale salientar, que está sendo retirado do fundo do "buraco" uma argila esverdeada, denominada localmente de "tabatinga" que se constitui em boa hospedeira de ouro. Em uma bateia da referida argila, equivalente aproximadamente 40 litros, obteve-se cerca de 50 pintas sub-milimétricas de ouro.

CAPOEIRO/CAVALA Situa-se aproximadamente 1,5 quilômetros da cidade de Luis Domingues, no sentido desta cidade para Carutapera, no vale do Iriri-Açu, as margens do igarapé da Cavala, possuindo as seguintes coordenadas aproximadas: 45º54'30" W e 1º19'06" S.

O concentrado de bateia proveniente do cascalho, com cerca de 40 litros, retirado de uma "cata" com aproximadamente 2,5 metros de profundidade, resultam em 30 pintas sub-milimétricas de ouro.

PONTA DO JARDIM Este local situa-se as margens do rio Itererê, a aproximadamente 4,0 quilômetros da cidade de Godofredo Viana, com as coordenadas aproximadas 45º44'30" W e 1º22'06" S.

Não se tem notícia no local de exploração atual de ouro, mesmo sabendo-se que a vila de Aurizona, o maior centro comercial e exploratório de ouro na região, situa-se nas suas proximidades. Foi bateado aproximadamente 50 litros de cascalho, recolhido do aluvião do rio Itererê, não se obtendo nenhum resultado positivo.

PRAIA VELHA Situa-se na localidade de Praia Velha município de Carutapera, na foz do rio Iririmirim com coordenadas aproximadas de 45º54'48"W e 1º08'54"S. O acesso é feito através de barco distando uma hora aproximadamente da cidade de Carutapera.

A amostragem foi feita em zona de mangue sendo a parte mineralizada, uma camada de aproximadamente 30 cm de areia fina esbranquiçada, coberta por sedimento de maré, argiloso de cor escura; esse capeamento se mostrou estéril; o material arenoso bateado apresentou 50 pintas sub-milimétricas de ouro; o volume bateado foi de 40 litros.

RIO TROMAÍ O local onde foi coletado o material aluvionar situa-se na passagem da estrada Luis Domingues-Godofredo Viana sobre o rio Tromaí, com as coordenadas aproximadas 45º48'36" W e 1º23'12" S. Foi bateado 60 litros de cascalho do aluvião do rio Tromaí, obtendo-se resultado negativo, porém, vale ressaltar que em local próximo, no vale do referido rio, há garimpagem de ouro durante a época do inverno, segundo informação colhida na região.

RIO MARACAÇUMÉ Foi bateado material de aluvião retirado do rio Maracaçumé próximo a cidade de Cândido Mendes, com as coordenadas 45º43'00"

W e 1º26'30" S. A partir de 50 litros, obteve-se 5 pintas de ouro sub-milimétricos. Esta área do rio Maracaçumé é conhecida na exploração de ouro.

CONCLUSÕES A consulta à bibliografia geológica da faixa norte/noroeste do Estado do Maranhão aliada aos trabalhos executados pelos técnicos da CPRM no local conduziu às seguintes conclusões:

a- Os litotipos da Associação Metamórfica Maracaçumé e notadamente os do Grupo Gurupi de idade arqueana a proterozóica inferior, estando o último relacionado a uma sequência vulcano-sedimentar são francamente prospectáveis para ouro.

b- De 41 ocorrências de ouro cadastradas no Maranhão, 22 estão localizadas na sua faixa costeira, em uma área coberta predominantemente por rochas arqueanas a proterozóica e elúvio-colúvio-aluvionares tércio-quaternárias.

c- Apesar do predomínio de ocorrências auríferas elúvio-colúvio-aluvionar (Caboré, Poeira, Capoeiro/Cavala, Ponta do Jardim, Tromaí, Maracaçumé e Praia Velha), algumas apresentaram típicos jazimentos primários (Poeira e Pedra de Fogo).

d- Dos oito locais onde foram obtidos concentrados de bateia, seis apresentaram resultados positivos, apesar de nos outros dois haver notícias de garimpagem de ouro nas décadas anteriores.

e- O teor na maioria das aluviões é superior a 2,0 g/m^3.

f- Nas aluviões dos rios Turiaçú, Maracaçumé e Tromaí, existe garimpagem de ouro com bons resultados.

g- O ouro deve ser pesquisado também na região litorânea, próximo às desembocaduras da rede hidrográfica; os depósitos de placeres se tornam interessantes, fato constatado no mangue de Praia Velha.

BIBLIOGRAFIA

ARAÚJO NETO, H. et alii - Prospecto Ouro na Costa Maranhense. Relatório Final. CPRM, Fortaleza, 1982.

COSTA, J.L.da et alii - Projeto Gurupi, relatório final de etapa. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM-CPRM, Belém, 1975.

COSTA, J.L. da et alii - Projeto Gurupi, relatório final de etapa.In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM-CPRM,Belém , 1977.

FARIA, A.A.S. de - Prospecto Turiaçú-Maracaçumé-Piriá. Relatório Final. CPRM, Belém, 1980.

GOMES, E.M. A. - Ouro, Estado do Maranhão. B. da Div. Fom. Prod. Miner. Rio de Janeiro, 65: 93-94, 1944.

GUIMARÃES, D. - Geologia do Brasil. Memória da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 1: 1964.

LIMA, R.F.F. & ANDRADE, A.R.F.de - Cadastramento das Ocorrências Minerais do Estado do Maranhão; Projeto Ouro, município de Turiaçú-Relatório de viagem. São Luis, SUDEMA - Departamento de Planejamento, Divisão de Estudos e Pesquisas, 1971. 13 p.

LIMA, R.F.F. & ANDRADE, A.R.F. de - Projeto Ouro Aurizona - Ilha de Pirocaua; Relatório de viagem. São Luis, SUDEMA - Departamento de Recursos Minerais, Divisão de Geologia, 1971.

LISBOA, M.A.R.- A bacia do Gurupy e as suas minas de ouro. B. do Ser. Fom. Prod. Miner. Rio de Janeiro, 7: 1-61, 1935, mapa (Extract do Relatório apresentado ao Barão de Capanema em 1897).

MOURA, P.de - Ouro no Gurupy. Miner. e Metal. Rio de Janeiro, 1 (1) : 9-13, 1936.

PAIVA, G.de & MIRANDA, J. - Geologia e recursos minerais do Meio-Norte. B. Geogr. Rio de Janeiro, 5(56): 873-874, 1947.

PAIVA, G.de; SOUZA, H.C.A.; ABREU, S.F. - Ouro e bauxita, região do Gurupy (Pará e Maranhão). B. do Serv. Fom. Prod. Miner. Rio de Janeiro, 13: 1-172, mapas, qd.

SOUZA, H.C.A.de - Notas sobre as minas de ouro, na região do Gurupy-Turiaçú, Pará-Maranhão. Belém/DNPM, 5 d., 1936.
SUSZCYNSKI, E.F. - Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia. Rio de Janeiro, Interciência, 1975 536 p.

CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DOS DEPÓSITOS DE BAUXITA REFRATÁRIA NA AMAZÔNIA

Adalciléio Lúcio de Souza Duarte

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA./Belém

ABSTRACT Bauxite to be considered as refractory must have its chemical composition strictly controlled with in certain limits of percentages.

The Bauxite Deposits at Jari are essentially constituted of Gibbsita, one of the most noble minerals to be used for refractories and because it a high grade of Alumina (Al_2O_3 more than 80 %) together with a low percentage of its others components, they can be considered as one of the source of raw material more important for the manufactory of refractories.

It is located at the left side of Amazon River, between Jari and Paru Rivers. It has a measured reserve of more than 15,000,000 tons.

Geomorphologically it looks similar to others deposits in the Amazon it forms extensive layers in plateau deeply re-cutted which comes from a large plicenic tertiary Bank.

The factors seems to infuse in the existence or not of refractory bauxite in several plateaus of this region. They are: The altitude and extension of plateau and the proximity Jari River.

GÊNESE DE UM DEPÓSITO DE BAUXITA TIPO AMAZÔNICO A bauxita forma-se pela decomposição de rochas aluminosas em regiões de clima ou paleoclima tropicais ou sub-tropicais onde o fator de decomposição é ou foi intenso. A primeira etapa de formação consiste na degradação dos silicatos de alumínio e consequente transformação em óxido de alumínio. A sílica é lixiviada junto com outros elementos mais solúveis, resultando os elementos residuais principalmente hidróxidos de alumínio, óxido ou hidróxido de ferro, titânio e as vezes manganês e silicatos hidratados. Dependendo da composição química da rocha lixiviada, o enriquecimento residual pode produzir concentração de Al, Mn e Fe. Se a proporção de hidróxido de alumínio atinge uma concentração econômica, o produto recebe o nome de bauxita, se por outro lado ocorrer concentração de Fe, Mn ou Ni, depósitos econômicos destes elementos seriam formados. A concentração de silicatos hidratados por sua vez, forma depósitos de argila.

Normalmente o processo de intemperismo químico é chamado laterização. Dependendo do grau de atuação deste processo, aliado a composição química da rocha matriz lixiviada, a laterização pode produzir caulinização ou bauxitização, formando assim depósitos de caulim ou bauxita.

As condições que promovem a bauxitização segundo Brace-

well (1962) podem assim ser resumidas:
1. Clima quente e úmido, onde a precipitação execede a evaporação na maioria do tempo.
2. Temperatura alta onde a microflora possa destruir o humos mais rapidamente que a macroflora possa produzí-lo. Formação de ácido carbônico e material orgânico que ajude a fixação de sílica e caulim e mobilize alumina e óxidos de ferro.
3. Movimento livre de águas, menos no sentido lateral do que no vertical. A solução rica em Al e Fe, em ascenção durante o período do ano mais seco e precipitação dos produtos como hidróxidos nas camadas superiores.
4. Localização topográfica elevada com drenagem boa, acima do nível hidrostático.
5. Atuação destas condições durante longos períodos.

Os hidratos de alumínio podem aparecer como um gel amorfo, mas normalmente apresentam-se como uma mistura dos minerais:
Gibbsita = $Al_2O_3 \times 3H_2O$, 65,49% Al_2O_3, 34,6% H_2O
Bohemita = $Al_2O_3 \times H_2O$, 85,0 % Al_2O_3, 15 % H_2O
Diásporo = $Al_2O_3 \times H_2O$, 85,0 % Al_2O_3, 15 % H_2O

A bauxita do Jari é constituída essencialmente de Gibbsita que embora contenha menor proporção de alumina e preferida pelos compradores.

CLASSIFICAÇÃO DOS DEPOSITOS DE BAUXITA Os depósitos de bauxita existentes no mundo podem ser agrupados conforme segue (Bracewell, ant. cit.):
1. Blanket Deposits (depósitos de cobertura)
2. Interlayered Deposits (depósitos intercalados)
3. Pocket Deposits (depósitos em bolsões)

As ocorrências do Baixo Amazonas na sua maioria pertence a classe dos depósitos de cobertura, pois nesta classe incluem-se os depósitos horizontais ou sub-horizontais residuais que ocorrem próximos a superfície, em regiões tropicais ou sub-tropicais. Resultam da laterização do intemperismo químico das rochas altamente aluminosas, pertencem em geral ao período terciário ou mais recente e apresentam-se em platôs de extensão variadas submetidas aos vários graus de erosão, subsequente a bauxitização. Normalmente estes depósitos são cobertos por espessas camadas argilosas estéril, podendo em alguns casos estar cobertos apenas por esparsa vegetação.

Harder (1933) entretanto fez uma classificação diferente baseado na rocha original como segue:
1. Depósitos originários de rochas ricas em silicatos de alumínio. Normalmente, formam jazidas do tipo "Blanket". Um minério de alto teor é formado na superfície ou próximo a mesma em contato bem definido com os "bedrock".
2. Depósitos resultantes da recomposição dos produtos residuais do calcário e normalmente associado no mesmo. Pertencem ao tipo "Pocket Deposits". O minério é rico em ferro com proporções de bohemita, gibbsita e diásporo.
3. Depósitos associados a rochas básicas ou intermediárias pertencem normalmente ao grupo dos "blankets" ou também os do tipo "Pockets" e "Interlayered".
4. Depósito originário de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares, com teores moderados de alumínio formam o tipo Blanked ou Pockets ou ainda, concreções duras (similar aos nossos pisolíticos).
5. Depósitos originados de sedimentos, ou sejam, hidrosilicatos de alumínio (argilas). Estas jazidas pertencem ao tipo "Blanket" e foram formadas pela lixiviação das argilas caulinítica sob condições clássicas de laterização. As jazidas da Bacia Amazônica pertencem a este tipo de depósito.

LOCALIZAÇÃO - GEOMORFOLOGIA - GEOLOGIA REGIONAL A área localiza-se

entre os Rios Jari e Paru desde a confluência destes com o Rio Amazonas à 0°47' S. Estes rios fluem quase paralelamente entre si na direção SE (ver foto 1).

Geomorfologicamente a região é constituída por uma sucessão de planaltos que ressaltam-se como feições bem definidas numa extensa planície. Geralmente a superfície dos planaltos são bastantes planas sendo interrompidos por vales de drenagens. Os planaltos são limitados por taludos fortes e profundos, facilmente reconhecíveis em fotos aéreas, dando um aspecto de mesa isolada.

A geologia regional divide-se em duas formações distintas, Terciária (pliocênica) e Quaternária (pleistocênica). Os vários platôs que se observa na região são testemunhos da grande mesa terciária pliocênica que se sobrepõem aos terraços pleistocênicos. Atingem desníveis de 100 a 298 m para os principais cursos d'água da região e estas alturas parecem ser as elevações máximas até as quais se efetuou a sedimentação dos clásticos pleiocênicos (ver fotos 3 e 4).

RESERVAS Através de reavalizações recentes dos depósitos de bauxita refratária do Jari as reservas medidas são 23.157.700 toneladas e apresentam uma reserva inferida de 30.000.000 de toneladas, toda ela composta essencialmente de Gibbsita com teores de $Al_2O_3 \geqslant 85\%$ e Fe_2O_3 2,3%. Estas percentagens são principalmente da reserva medida, pois a inferida na maioria precisará de um tratamento para chegar a este teor.

Duas análises químicas de dois poços diferentes feitos pela Magnesita S/A em Minas Gerais, de amostras enviadas pela Caulim da Amazônia Ltda., mostram o seguinte resultado (base calcinada):

	Poço A	Poço B
Al_2O_3	86,44	86,4
Fe_2O_3	1,64	1,76
SiO_2	9,38	9,22
TiO_2	2,18	2,45
CaO/MgO	0,26	0,07
Densidade	3,27	3,32

Pesquisas entre os maiores compradores de bauxita refratária feita pelas empresas, Caulim da Amazônia Ltda e Mineração Santa Patrícia Ltda, mostraram que é exigido atualmente no mercado internacional uma bauxita com a seguinte especificação:

Al_2O_3	+ 85%
Fe_2O_3	max. 2%
TiO_2	max. 2,5%
SiO_2	max.10%
PF	aprox.30% (perda ao fogo)

As pesquisas mostraram ainda que a Gibbsita junto com a hidragilita (hidróxidos tri-hidratados), são preferidos pela maioria dos consumidores em relação aos hidróxidos monohidratados (diásporo e bohemita).

O MINÉRIO Um perfil hipotético, representando a ocorrência padrão do minério, pode assim ser descrito:

a. Capeamento: constituído de argila caulinítica-gibbsítica creme alaranjada; espessura variando de 7,0 m a 12,0 m.

b. Horizonte-Pisolítico-Nodular: Possue uma espessura variando de 0,5 m a 4,0 m e é constituído de bauxita de aspecto concrecional com blocos aglomerados de dimensões variando desde o centímetro até 12cm, disseminados em matriz argilosa. A bauxita é dura e os nódulos pisolíticos, aglomerados ou não, mostram quando partido textura microcristalina ou coloidal. Às vezes ocorrem pisolitos ferruginosos bem identificados ou manchas ferruginosas colorindo o minério. A gibbsita é o principal mineral minério.

c. Horizonte Ferruginoso: apresentando-se com uma espessura variando de 0,0 m a 7,0 m; é constituída de concreções ferruginosas aglomeradas em grandes blocos ou em camadas maciças, imersos em matriz argilosa; geralmente porosas contendo fragmento de material gibbsítico agregado.
d. Horizonte Cristalizado ou Maciço: apresenta-se com uma espessura variando entre 0,0 m a 3,50 m; a coloração é creme-alaranjada ou rósea; geralmente ocorrendo em blocos dispersos em argila, de bauxita com bom teor. Ocorrem também ocasionalmente blocos de laterita ferruginosa agragada.
e. Argila Variegada e Caulim: argila caulinítica de coloração variegada, marrom com pintas violetas, aparecendo traços de caulim. Os horizontes, Pisolítico-Nodular e o cristalizado ou maciço são os horizontes do minério, os outros dois são considerados estéril. Os principais constituintes mineralógicos desta bauxita são:

Gibbsita Al_2O_3 $3H_2O$
Limonita Fe_2O_3 nH_2O
Óxido de Titânio TiO_2
Quartzo, minerais de argila

O monohidrato de alumínio, bohemita ou diásporo, não foi encontrado no minério. Os alcalinos são quase ausente (ver foto 2).

FATORES QUE INFLUENCIAM NA EXISTÊNCIA DE BAUXITA REFRATÁRIA NOS PLATÔS DO BAIXO AMAZONAS No decorrer dos últimos anos foi intenso o estudo dos depósitos de bauxita com teores compatíveis para refratários nos vários platôs da região compreendida pelos Rios Amazonas, Paru e Jari, pela Caulim da Amazônia Ltda e Mineração Santa Patrícia Ltda. , mais de 1000 poços e sondas foram feitas em malha de 1000, 500, 250 e 50 m.

As amostras foram analisadas o que gerou um grande número de informações. Estas informações foram tratadas estatisticamente (médias) e algumas características sobressaíram.

Olhando a área como um todo, como se as pesquisas feitas tivessem sido feita não de área em área, mas de uma só vez utilizando-se para isso fotografias aéreas (fotos 3 e 4) e restituições aerofotogramétricas niveladas. Algumas informações sobressaíram, entre elas cita-se aqui a provável influencia que a alturae extensão dos platôs e a proximidade do Rio Jari exercem nos vários platôs da região estudada.

EXTENSÃO DOS PLATÔS Foi observado que os platôs muito extensos em relação aos demais ao seu redor, não apresentam teores compatíveis com os padrões refratários. Normalmente apresentam um baixo teor em alumina ou então um alto teor de ferro.

Esta informação isolada não tem muita significação, mas quando observada em conjunto com as duas outras que serão citadas adiante é de grande ajuda.

Uma conclusão a respeito desta informação é que um platô que contenha bauxita refratária normalmente é pouco extenso em relação a área como um todo (área mínima verificada 220 km^2).

PROXIMIDADE DO RIO JARI Um outro fator a ser levado em consideração é a proximidade do Rio Jari. Provavelmente só ocorre na região que trata o trabalho. Esta é uma informação muito restrita, pois pequénas observações feitas nas pesquisas do Território Federal do Amapá demonstrou que isto não ocorre no mesmo.

Foi observado que ocorre um aumento de teor em ferro nos platôs a medida que estes estão mais próximos ao Rio Jari e uma nítida diferença da percentagem de ferro para maior ou menor conforme o platô esteja próximo ou distante do Rio Jari.

A conclusão que se chega é que um plato que contenha bauxita refratária provavelmente estará distante do Rio Jari e quanto mais longe do Rio Jari menor o teor de ferro.

ALTURA DOS PLATÔS Outro fator, talvez o mais importante de todos é a altura dos platôs. Os de altura maior ou igual a 200 m apresentam uma espessura economicamente explorável de minério (1 m de minério contínuo). Normalmente o teor é de boa qualidade ($Al_2O_3 \geqslant 80\%$ e $Fe_2O_3 \leqslant 2,5\%$).

Esta é uma informação muito importante pois elimina as outras duas caso a altura seja muito superior a 200 m (220 m - 280 m), apesar de ainda notarmos um pequeno acréscimo de teor em ferro em direção ao Rio Jari. A conclusão é que um platô que contenha bauxita refratária terá no mínimo 200 m de altura.

CONCLUSÃO As três informações são utilizadas em conjunto através de fotografias aéreas e restituições aerofotogramétricas (como das fotos 3 e 4). Toda reserva medida aqui citada se enquadra 100% dentro destes três fatores. A reserva inferida apenas 20% dela não se ajusta a eles. Uma economia de aproximadamente 20% teria sido feita se não fossem pesquisadas áreas que não estivessem nestes padrões.

Assim sendo, para encontrar bauxita refratária em um platô dessa região, teremos mais possibilidades quando o platô tiver uma pequena extensão em relação aos demais ao seu redor, apresente uma altura igual ou superior a 200 m e esteja distante do Rio Jari.

BIBLIOGRAFIA

ABREU, S.F. - 1902 - Recursos Minerais do Brasil. Vol. 1 e 2, 2a. ed, São Paulo, Edgard Blücher, Ed. da Universidade de São Paulo; Rio de Janeiro.

BALANÇO MINERAL BRASILEIRO - 1980 - Brasília, DNPM; Vol. 1.

BRACEWELL, S. - 1962 - Bauxite Alumina and Aluminium, Overseas Geological Surves, Mineral Resources Division, London, Her Majesty's Stalioney Office.

BRASIL, Departamento Mineral de Produção Mineral - 1974 - Projeto RADAM, Vol. 5, folha SA.22, Belém; Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra, Rio de Janeiro.

CAULIM DA AMAZÔNIA LTDA. - 1980 - Projeto Caracuru II; Plano de Lavra para Bauxita Refratária, 2 vol.

CAULIM DA AMAZÔNIA LTDA. - 1981 - Projeto Serra do Almeirim; Plano de Lavra para Bauxita Refratária, 4 vol.

HARDER, E.C. - 1933 - Origin of Bauxite Deposits - Econ. Geol.Vol. 28 pp. 395-398.

HARDER, E.C. - 1949 - Stratigraphy and Origin Bauxite Bull Geol. Soc. Amer. Vol. 60 pp. 887-908.

MINERAÇÃO SANTA LUCRÉCIA LTDA. - 1979 - Caracuru II, Relatório Complementar de avaliação, 3 vol. aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA MÔNICA LTDA.- 1980 - Relatório de Pesquisa do Planalto Dourado, 2 vol.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - 1976 - Serra de Almeirim, Relatório de Pesquisa, aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - 1978 - Caracuru, Relatório de Pesquisa, Qualidade Refratária, pp. 42-51, aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - 1978 - Serra Azul, Relatório de Pesquisa, aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - 1979 - Bom Jardim, Relatório de Pesquisa, aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - 1979 - Serra do Almeirim, Relatório Complementar de Avaliação, 4 vol. aprovado pelo DNPM.

MINERAÇÃO SANTA PATRÍCIA LTDA. - Projeto de Lavra para Bauxita Refratária em Mazagão, 2 vol. aprovado pelo DNPM.

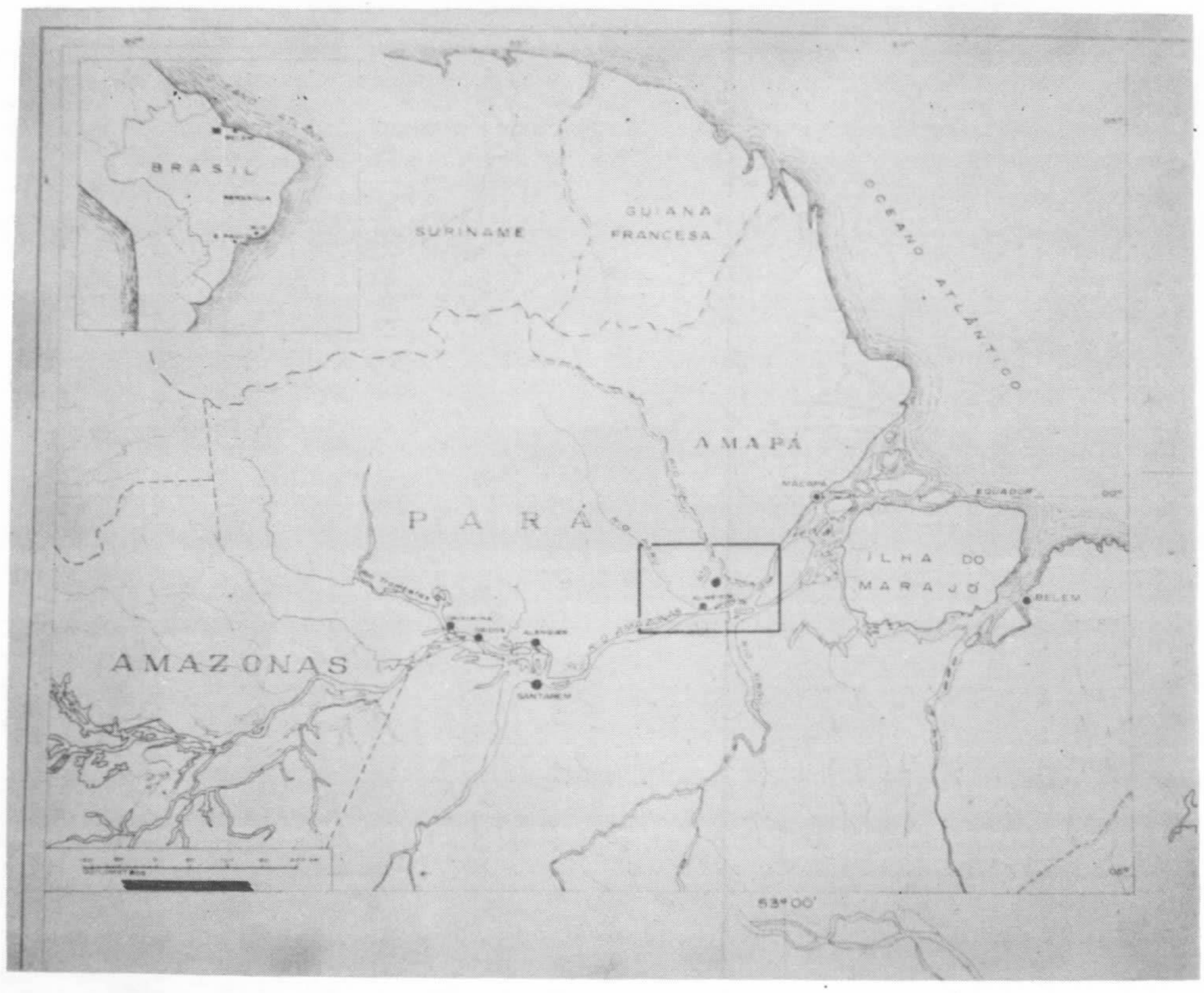


FOTO 1 - Localização da área pesquisada.

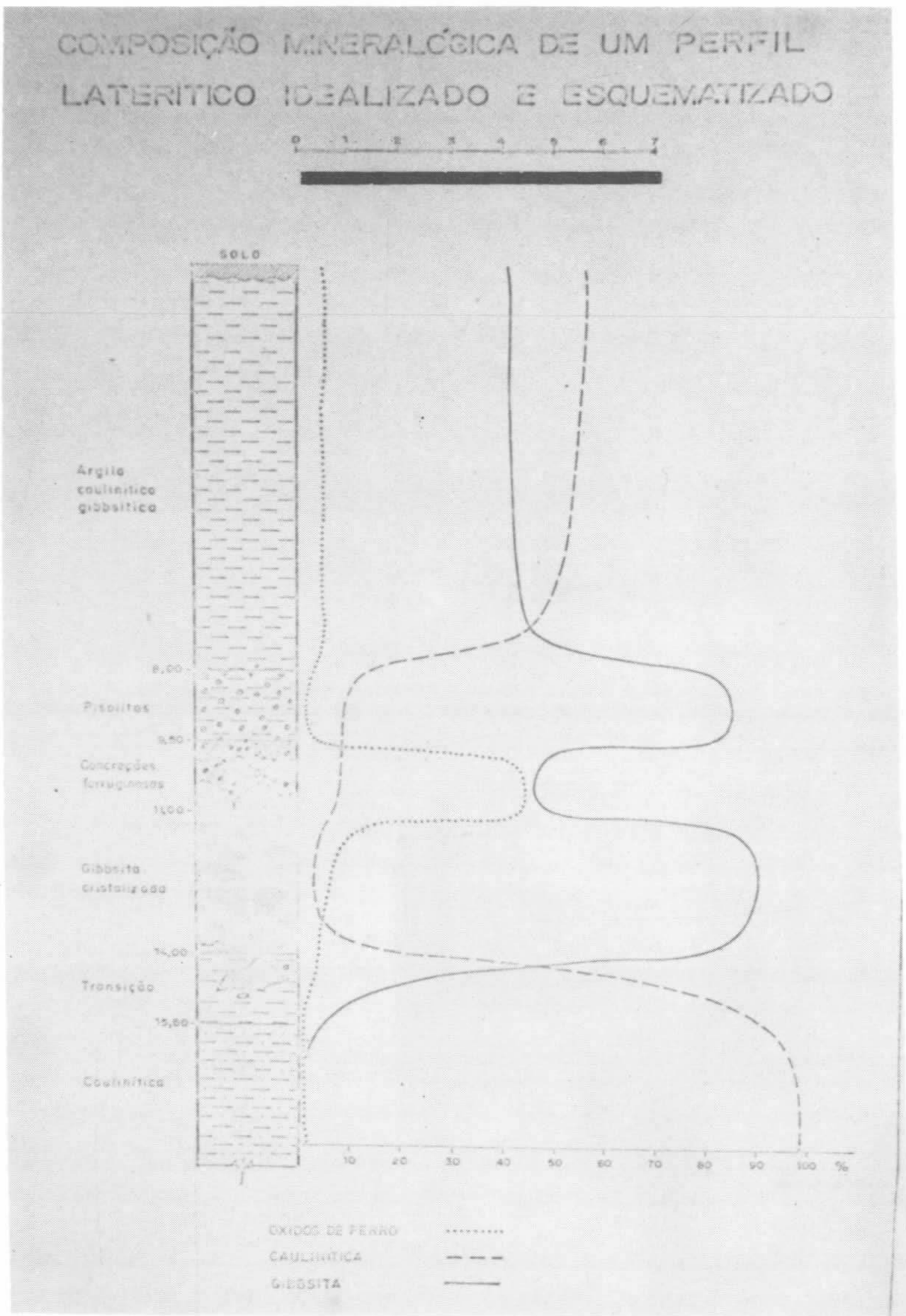


FOTO 2 - Perfil hipotético, representando a ocorrência padrão do minério.

FOTO 3 - Restituição de fotografias aéreas de alguns platôs objeto da pesquisa na área em estudo. Verifica-se facilmente no lado do Estado do Pará, três ou quatro platôs muito extensos em relação aos demais.

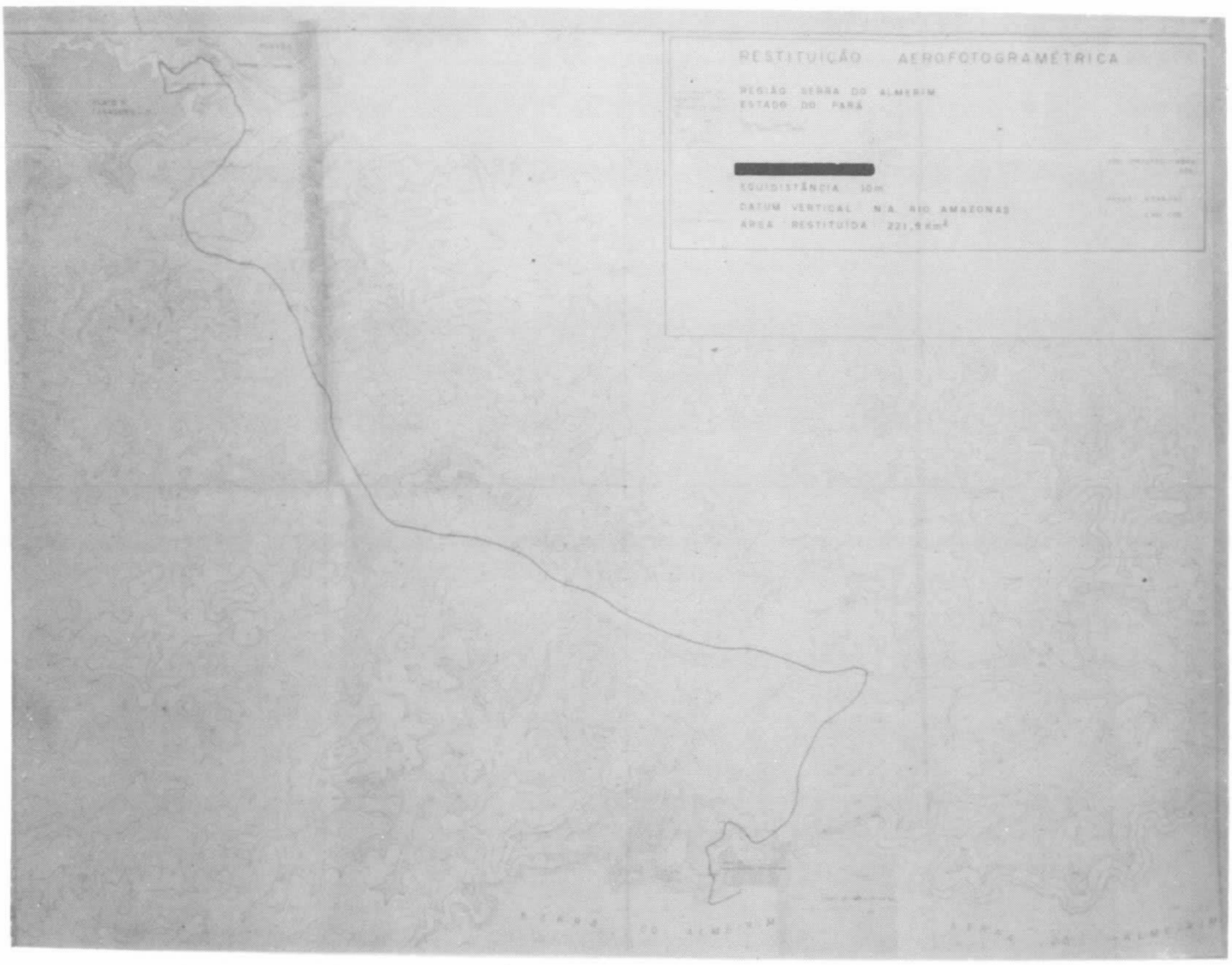


FOTO 4 - Restituição aerofotogramétrica com as curvas de nível indicando a altura dos platôs. Verifica-se também a locação da estrada de uma possível lavra.
Fonte: Caulim da Amazônia Ltda. - Plano de Lavra para Bauxita Refratária.

PESQUISA GEOLÓGICA DA JAZIDA DE COBRE SALOBO 3A

Neidemar Figueira Farias
Ricardo Saueressig

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO - DOCEGEO/Belém

ABSTRACT The Salobo 3A copper deposit situated in the "Província Mineral de Carajás", is constituted by magnetitic schists mineralized with bornite and chalcocite, and subordinated chalcopyrite. The ore wall rocks are schists and gneisses with quartzites at the top of the sequence.
The deposit was discovered in 1977 during a widespread stream sediment geochemical survey in areas selected by a previous airborne magnetic survey.
The on going research developed into the measuring of reserves and general deposit features, which maximum effort was reached in 80/81, involving several activities, like geological surface mapping, soil geochemistry, surface geophysics, gallery excavation and an intensive drilling program reaching some 28.000 m at the end of 1981.

INTRODUÇÃO A jazida de cobre Salobo 3A, que faz parte da Província Mineral de Carajás, situa-se à noroeste das jazidas de ferro da Serra Norte. Está contida em rochas da Sequência Salobo-Pojuca, possivelmente do Proterozóico Inferior, que estão salientadas na topografia por alinhamentos estruturais WNW. É composta por um pacote de xistos magnetíticos mineralizados a bornita e calcocita, com calcopirita subordinada, cujas encaixantes imediatas são xistos estéreis e gnaisses tonalíticos. Quartzitos sericíticos fecham a sequência.
Em menor escala ocorrem níveis de formações ferríferas bandeadas fácies óxido no topo do pacote de xistos. Diabásios (600 m.a.) e microgranitos (1800 m.a.) cortam toda a sequência.
Uma das características principais das rochas portadoras da mineralização cuprífera é seu elevado teor em ferro (chega às vezes a 60% Fe), devido à presença de minerais como magnetita, fayalita, grunerita e almandina, caracterizando uma formação ferrífera fácies óxido-silicato.
Os sulfetos de cobre são geralmente de granulometria fina e as relações de contato com as hospedeiras indicam origem singenética. A mineralização é do tipo "stratabound" e os níveis mineralizados são de caráter estratiforme.
Preferencialmente junto aos níveis sulfetados ocorrem pequenas quantidades de molibdenita, ouro (décimos de g/ton) e prata (algumas gramas por ton).
Constituindo um manto de às vezes 60 m sobre as rochas sulfetadas ocorre o denominado minério alterado, cuja característica maior é o

fato de o cobre não estar sob a forma de minerais normalmente encontrados na zona de oxidação. Neste tipo de minério o cobre encontra-se preferencialmente associado a goetita-limonita, argilas e micas, não se sabendo até a presente data quais o(s) tipo(s) de associações (substituição iônica ou adsorção).
Neste trabalho serão descritos os métodos de pesquisa que conduziram à descoberta e à avaliação das reservas da jazida.

GEOQUÍMICA A amostragem geoquímica de sedimentos de corrente, acompanhada por mapeamento geológico, constituiu-se no primeiro passo da exploração em áreas previamente selecionadas por levantamento geofísico aéreo. Assim, em abril de 1977 foi iniciada a coleta de amostras de sedimentos ativos do igarapé Salobo e seus afluentes.
A coleta foi executada a intervalos de 500 m, fornecendo uma densidade de amostragem de 2-3 amostras por km^2. A programação dos trabalhos teve como base fotografias aéreas em escala 1:45.000 e imagens de radar com escala 1:250.000. Os dados obtidos foram lançados em mapas planimétricos com escala 1:100.000, da Prospec S/A.

O primeiro indício da jazida manifestou-se em maio de 1977, em uma amostra de sedimento de corrente coletada na grota Cascata, afluente da margem direita do igarapé Salobo, que apresentou valor de 2700 ppm de cobre.
Paralelamente à amostragem de sedimentos de corrente, foram feitos perfis, transversais às estruturas encaixantes das drenagens, para mapeamento geológico e coleta de amostras de solo. No caso do Salobo 3A, as amostras acusaram valores de até 800 ppm de cobre.
Confirmada a procedência das anomalias, foi feita uma malha expedita de amostragem de solos que revelou diversos valores de cobre entre 300 e 800 ppm, com máximo de 1590 ppm. Estabeleceu-se, à seguir, uma malha regular de 200x100 m, posteriormente fechada para 100x50 m. Desta forma, diversas anomalias de cobre foram delimitadas, com valores de até 3800 ppm, ressaltando-se extensas faixas anômalas com valores superiores a 1000 ppm.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE SUPERFÍCIE Todas as etapas de amostragens tanto de sedimentos de corrente quanto de solos, foram acompanhadas por mapeamento geológico. De um modo geral, a região do Salobo apresenta uma expressiva alteração intemperica das rochas da sequência, permitindo tão somente a identificação dos tipos litológicos principais.
À exceção do quartzito, são raros os afloramentos de rocha fresca, tornando-se necessário usar outros parâmetros para a delimitação dos contatos, como cores de solo, tipos de vegetação e anomalias geoquímicas litológicas. Como exemplo pode-se citar que o solo desenvolvido sobre xistos é vermelho escuro enquanto que nas unidades Gnaisse Superior e Inferior é vermelho claro até amarelo. Além disso, a vegetação desenvolvida sobre solo de xistos é em geral aberta e de grande porte, ao passo que sobre os gnaisses é mais fechada, com cipoais e abundância de pteridófitas.
Por ocasião do mapeamento de igarapés e perfis de solos foram coletadas inúmeras amostras de rocha, mesmo alteradas, e enviadas para petrografia e análise química. Isto permitiu caracterizar a unidade litológica mineralizada com os poucos dados possíveis de obter em superfície. Amostras de xisto alterado chegaram a apresentar até 6800 ppm de cobre.

GEOFÍSICA Do mesmo modo que o levantamento geofísico aéreo forneceu indicações que possibilitaram selecionar áreas para a exploração geológica, a aplicação adequada de métodos geofísicos terrestres propiciou um balizamento em superfície das rochas encaixantes

e da mineralização, encobertas pelo espesso manto de intemperismo.
Magnetometria terrestre foi executada durante o segundo semestre de 1977, com medições espaçadas de 25 m ao longo de perfis equidistantes de 200 m, transversais à serra. Comprovou-se a existência de um corpo magnético contínuo, deslocado em alguns locais por falhamentos, e que mostrava boa concordância com a anomalia geoquímica.
Em março de 1978 foi iniciado o levantamento de polarização induzida usando-se um aparelho da série IPC-7, da Scintrex Ltda. O arranjo dos eletrodos obedeceu à configuração dipolo-dipolo, espaçamento de 50 m ao longo dos perfis e cinco níveis de investigação.
A anomalia identificada por este método também se mostrou contínua e com boa associação com as anomalias geoquímica e magnética.

SONDAGEM A concordância existente entre as anomalias geofísicas e geoquímica, associadas a xistos, conduziu a locação de oito furos exploratórios de sondagem rotativa a diamante, com o fim de verificar a origem das anomalias e, posteriormente, a extensão lateral da mineralização. A profundidade alcançada por estes furos foi 100 a 140 m, sendo que um deles ultrapassou 400 m.
Todos os furos de sondagem dessa fase apresentaram mineralização cuprífera e, já a partir do furo 3A-F1 (iniciado em março de 1978), verificou-se que os sulfetos de cobre estavam disseminados em formações ferríferas fácies óxido-silicato, com magnetita e silicatos com elevado teor em ferro (grunerita e almandina, por exemplo).
Uma vez comprovada a natureza da mineralização, foi então iniciado, em outubro de 1978, um programa de sondagem em malha regular de 400x200 m a fim de verificar a espessura, extensão lateral e profundidade da mineralização.
Visando obter uma base adequada para este programa de sondagem e os trabalhos de pesquisa futuros, procedeu-se a um levantamento planialtimétrico cuidadoso da serra Salobo 3A, estabelecendo-se uma linha base paralela à direção das camadas e linhas transversais espaçadas de 100 m e piqueteadas a cada 25 m. Para a abertura das linhas usou-se teodolito e todas elas foram niveladas e contra-niveladas com nível de precisão.
Mesmo antes da conclusão dessa malha de sondagem 400x200 m já se evidenciava o caráter estratiforme e "stratabound" da mineralização, sendo possível iniciar, em março de 1980, o estreitamento da malha para 200x100 m, objetivando a coleta de dados para a avaliação das reservas de minério de cobre. O esforço máximo desta etapa da pesquisa ocorreu em 1980, quando foram feitos 13.500 m de furos de sonda, chegando a haver 17 sondas em operação simultânea na área.
No momento encontra-se em andamento o detalhamento de parte da jazida em malha de 100x100 m.
Até o mês de fevereiro de 1982, a sondagem realizada no Salobo 3A totalizava 62 furos concluídos, com profundidade média ao redor de 500 m e máxima de 880 m, num total de 28.730 m. Desse total, 17% foram executados com equipamento próprio, 8% pela Geosol, 22% pela CPRM e os restantes 53% pela T.Janer.
No início do programa de sondagem, atitudes de camada obtidas dos raros afloramentos e de poços escavados com o fim de obter essas informações, indicavam uma direção aproximada N70°W e mergulho da ordem de 70° para SW. Com esses dados, a maioria dos furos de sondagem foram inclinados de 60° em relação à horizontal, para NE, a favor da encosta. Apesar de tal inclinação não se perpendicularizar à camada, o trecho perfurado em rocha intemperizada era menor.
À medida que se desenvolvia o programa de sondagem, juntamente com informações obtidas da galeria G-1, verificou-se que o mergulho das camadas era mais acentuado, eventualmente vertical e às vezes mergulhando para NE. Por outro lado, o excessivo desvio dos furos no plano vertical, tendendo à horizontalização, fez com que se optasse

por inclinações mais acentuadas (75° para NE) e, em determinadas seções (LT 1700 SE), os furos foram feitos contra a encosta a 60° SW. Um dos maiores problemas existentes durante a execução da sondagem foi esse excessivo desvio dos furos tanto no plano vertical como no horizontal.
No início das operações de sondagem as medidas de desvio dos furos eram efetuadas com aparelhos Tropari e Sperry-Sun, cuja diferença básica reside no fato de que o segundo conta com um equipamento fotográfico para registro de azimutes e inclinações, a intervalos de tempo pré-determinados, sendo por conseguinte, muito mais rápida a perfilagem de furos com esse aparelho. Como, porém, ambos registram azimutes magnéticos para determinar o desvio do furo na horizontal, nessa fase contava-se apenas com o desvio no plano vertical, já que os xistos magnetíticos impedem qualquer medida precisa de direção.
Para conseguir a posição precisa de cada furo de sondagem foi utilizado, a partir do segundo semestre de 1980, o aparelho denominado R-F DDI (Reflex Fotobor Dip & Direction Indicator), da firma sueca ABEM AB, comercializado no Brasil pela Atlas Copco. Esse aparelho consiste num hasteamento flexível com 3 anéis refletores concêntricos colocados a 3,6 e 9 m de uma fonte de luz que, acionada a intervalos predeterminados, registra a imagem dos anéis em filme. O deslocamento relativo dos anéis fornece o desvio vertical e horizontal, pois as posições dos anéis são orientadas pela fotografia de uma bolha de ar situada num deles.
As imagens são comparadas com padrões e os dados obtidos são tratados por programas (no caso específico da DOCEGEO usou-se uma calculadora HP-97) obtendo-se então as posições exatas de cada ponto em relação a um sistema de três eixos ortogonais.
Todos os furos do Salobo (à exceção de alguns furos exploratórios fora de malha) foram perfilados com esse método, inclusive furos concluídos antes de se implantar o sistema, usando-se aparelhos pertencentes à CPRM, sob contrato.
Os testemunhos obtidos durante as diferentes etapas da sondagem foram cuidadosamente descritos e, após manuseados para a coleta das amostras, armazenados em local apropriado. Durante a descrição, além da caracterização geológica, também foram coletadas informações sobre parâmetros geotécnicos que, juntamente com análises químicas e dados gerais sobre diametro de furo, recuperação, etc. foram plotadas em perfis descritivos em escala 1:50.

ESCAVAÇÃO A quase total ausência de afloramentos na área trouxe uma grande dificuldade para a determinação da atitude das camadas, dado esse de primordial importância para a locação correta dos furos de sonda. Para sanar esse problema, foram escavados oito poços de pesquisa, com profundidade máxima de 13 m.
Com o fim de obter amostras para estudos tecnológicos e também geológicos de subsuperfície, notadamente no que se refere à geologia estrutural da jazida, foram programadas galerias nas seções 00, 600 SE e 1000 SE. Até o momento foram escavados cerca de 830 m de galerias sendo 460 m da G-1 (concluída), 350 m da G-2 (em andamento) e 20 m na G-3 (paralizada). O mapeamento geológico é apresentado em perfil da parede W e planta representando nível a 1 m de altura acima do chão, em escala 1:100.

PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS A preparação das amostras dos testemunhos de sondagem requereu muito cuidado, desde a coleta até a moagem final e envio ao laboratório, já que qualquer descuido poderia provocar erros graves nas análises químicas e avaliação da jazida.
Os testemunhos foram rotineiramente cortados ao meio com o uso de serra diamantada e uma das metades amostradas metro a metro. Cada amostra foi inicialmente britada a 1/4 de polegada, homogeneizada e quarteadas 500 g para moagem a menos 80 mesh. Aproximadamente 100

g da amostra moída eram enviadas ao laboratório para análise química. Todas as frações restantes das amostras foram armazenadas.
Foi feito um teste para comparar os resultados das análises obtidas usando-se 1/2 e 1/4 de testemunho, chegando-se à conclusão que não há discrepância relevante quando se usa um ou outro tipo de amostra.
Também foi testada a eficiência do laboratório no que se refere ao método de preparação das amostras e no controle para evitar contaminação ou erros sistemáticos. Todas as amostras assim testadas apresentaram uma boa reprodutibilidade.
As galerias foram amostradas metro a metro por canal no trecho de rocha intemperizada. Na rocha fresca, a amostragem foi feita por avanço, coletando-se um pequeno bloco de cada uma das aproximadamente 30 vagonetas de extração do material desmontado. A preparação dessas amostras obedeceu ao mesmo fluxograma adotado para os testemunhos de sondagem.

ANÁLISES QUÍMICAS As análises químicas foram realizadas sistemáticamente no laboratório da DOCEGEO, em Belém. Foram usados aparelhos de absorção atômica marcas Perkin Elmer e Varian.
As amostras de sedimentos de corrente foram analisadas para Cu, Pb, Zn, Co, Cr, Ni, Fe e Mn. As amostras de solo, para Cu, Pb, Zn e Ni. Os testemunhos de sondagem foram analisadas metro a metro para Cu, Au e Fe. Amostras compostas de cada cinco metros eram analisadas para Ag e Mo que, posteriormente, nas zonas de interesse, foram reanalisadas a cada metro.
Visando avaliar o grau de confiabilidade das análises químicas efetuadas pelo laboratório da DOCEGEO, foram tomados 5% de amostras duplicatas de cada furo de sondagem, em zonas de minério consideradas pobres, médias e ricas, e enviadas simultaneamente para nova análise química nesse laboratório e em outro externo. Com a aplicação de testes estatísticos sobre esses resultados, o laboratório sediado em Belém foi sistematicamente controlado.

ESTUDOS TECNOLÓGICOS A necessidade de caracterizar o minério descoberto em Salobo 3A quanto ao seu comportamento no processo de concentração, mereceu atenção desde o início da pesquisa. Já em 1978 foram coletadas amostras dos trechos mineralizados dos furos exploratórios e enviadas para testes em escala de bancada no laboratório da Companhia Vale do Rio Doce em Belo Horizonte (Departamento de Pesquisas Tecnológicas - DETEG). À medida que avançava a pesquisa, novas amostras eram compostas e testadas.
Em 1980, foi instalada no DETEG uma pequena planta piloto, com capacidade para tratar 200 kg/hora de minério. Foram testadas amostras de minério sulfetado das galerias de pesquisa, os quais produziram um concentrado com boa recuperação e bom teor de cobre, além de teores significativos de ouro, prata e molibdenio. Atualmente está em execução o projeto para a implantação de uma planta piloto junto à jazida, com capacidade para tratar 3 ton/hora de minério.
Paralelamente ao estabelecimento do fluxograma de tratamento do minério sulfetado para a obtenção de concentrado, foram feitos estudos para a recuperação do cobre contido no minério alterado. Devido às peculiaridades desse minério, as respostas até agora obtidas ao processo de lixiviação não foram totalmente satisfatórias, estando em marcha um programa para a caracterização do perfil do minério alterado.
Além do DETEG, também participam dos estudos tecnológicos tanto do minério sulfetado como do alterado, o Centro de Tecnologia Mineral-CETEM e o Centro de Pesquisa e Desenvolvimento - CEPED.

PESSOAL Durante a sua fase principal, o programa de pesquisa da jazida Salobo 3A chegou a contar com um quadro próprio de aproxima-

damente 300 empregados, dos quais 11 geólogos, 1 engenheiro de minas e 9 técnicos de mineração. Um adicional de cerca de 1.000 pessoas também trabalharam na área através das empreiteiras de sondagem e de obras de infraestrutura como estradas e acampamento.
Além disso, a pesquisa teve a participação de grande parte do corpo técnico da DOCEGEO e de outros orgãos da Companhia Vale do Rio Doce, como o Departamento de Pesquisas Tecnológicas - DETEG e Valenorte Alumínio S/A.

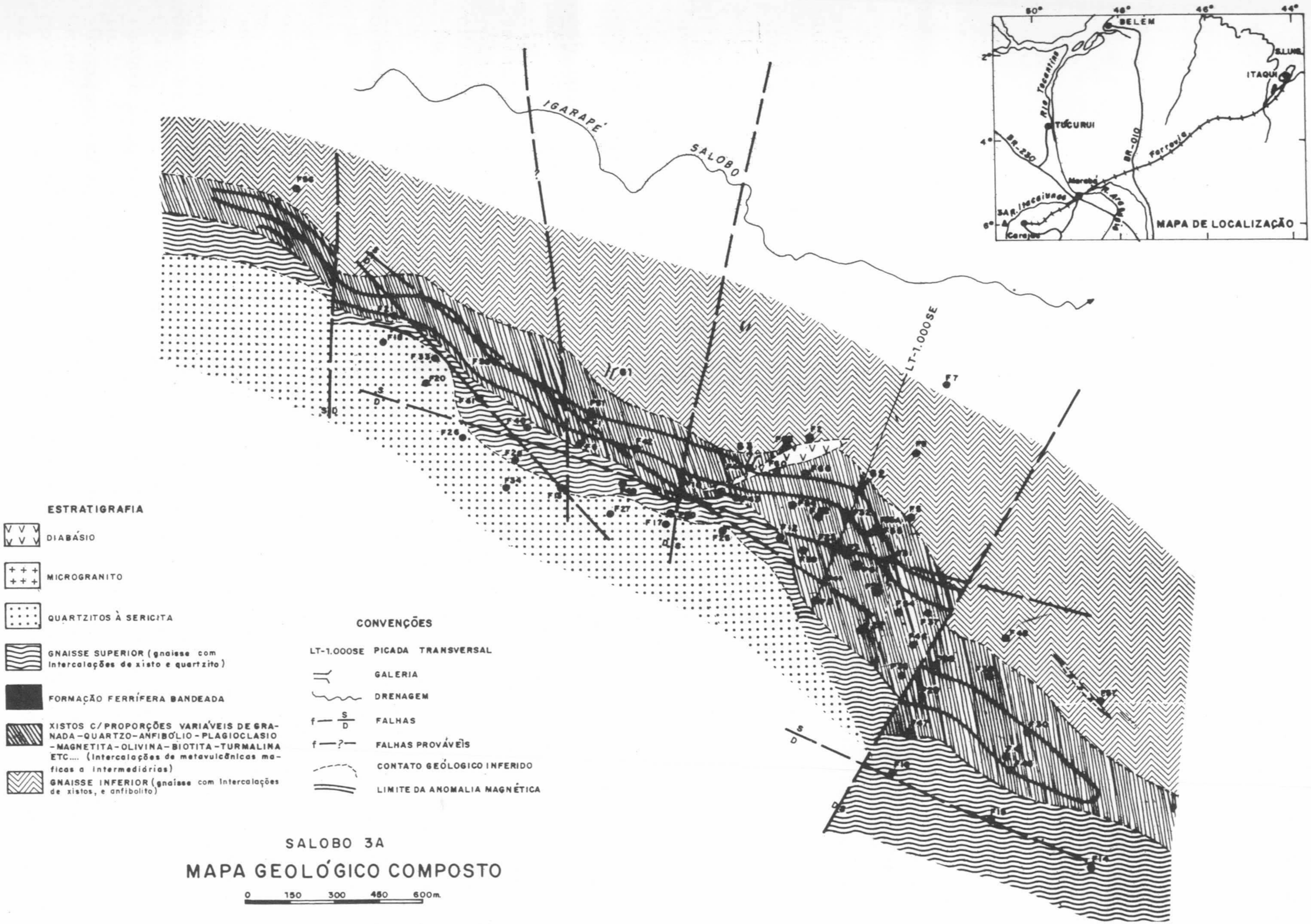
CUSTOS DE PESQUISA Desde o início da pesquisa no Salobo até maio de 1981, etapa que culminou com a entrega do relatório final de pesquisa ao DNPM em agosto de 1981, foram gastos na pesquisa de minério de cobre do Salobo, Cr$3.135.552.634,00, em valores corrigidos (ORTN março/1982).
A tabela abaixo discrimina o percentual relativo para os setores principais:

Pessoal	10
Material	12
Serviços contratados (sondagem, construção de estradas e acampamentos)	41
Administração central	13
Outros	24

BIBLIOGRAFIA

DOCEGEO (1981) - Relatório de Pesquisa, Projeto Cobre-Carajás, jazidas Salobo 3A e 4A. Belém.

MEYER, D.J.K. (1980) - Exploração geológica-geoquímica-geofísica da área Xingu-Araguaia. Projeto Aquiri - AOC-9. Volume II. Relatório Interno DOCEGEO: 232 p.


IGARAPÉ
SALOBO
LT-1.000SE
MAPA DE LOCALIZAÇÃO
BELEM
TUCURUI
ITAQUI
S.LUIS
Rio Tocantins
BR-230
BR-010
Ferrovia
Marabá
Imperatriz
Carajás
ESTRATIGRAFIA
DIABÁSIO
MICROGRANITO
QUARTZITOS À SERICITA
GNAISSE SUPERIOR (gnaisse com intercalações de xisto e quartzito)
FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDEADA
XISTOS C/ PROPORÇÕES VARIÁVEIS DE GRANADA-QUARTZO-ANFIBÓLIO-PLAGIOCLASIO-MAGNETITA-OLIVINA-BIOTITA-TURMALINA ETC.... (Intercalações de metavulcânicas máficas a intermediárias)
GNAISSE INFERIOR (gnaisse com intercalações de xistos, e anfibolito)
CONVENÇÕES
LT-1.000SE PICADA TRANSVERSAL
GALERIA
DRENAGEM
FALHAS
FALHAS PROVÁVEIS
CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
LIMITE DA ANOMALIA MAGNÉTICA
SALOBO 3A
MAPA GEOLÓGICO COMPOSTO
0 150 300 450 600m.

ESTANHO NA AMAZÔNIA LEGAL

José Roberto de M. Franco

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM/Manaus

ABSTRACT This paper presents a synthesis concerning the geology, reserves and the potential of the main deposits of ores from the so-called Legal Amazon Area, emphasing the Potosi and Pitinga deposits which belong, respectively, to the Rondonia and Mapuera tin provinces. These deposits have more than 60,000 tons of metal and the Pitinga deposits has not be exploited.

Surucucu and Xingu river are also very important deposits; the first lies in the west part of the Federal Territory of Rondonia and the second in the Xingu river.

Programas of geologic exploration have been developedin the states of Rondonia, Goiás and north of Amazonas. The stanniferous potential for those areas is about 900,000 tons. On the other side, the author has forecast that brazilian tin production will probably reach 13,000 tons in 1985.

DEPÓSITO ESTANÍFERO DE POTOSI - RONDÔNIA O morro de Potosi foi descoberto em 1977 e trata-se do maior depósito de estanho primário do Brasil. Posteriormente, em 1980, o corpo mineral foi estudado pela Promisa (BRASCAN), por R. Korpershoek, com resultados surpreendentes.

Trata-se de uma elevação de cerca de 40 m que se destaca dos terrenos circundantes e está situada a 125 ESE de Porto Velho - RO. Um trabalho de exploração sistemática está sendo levado a cabo, o que permitiu avaliar até agora, mais de 20.000 t de estanho no depósito em particular. Embora em pequenas quantidades, foi detectada a presença de volfrâmio, nióbio, cobre, chumbo e zinco. A seção plana do morro mede 280 x 220 m, sendo que sua parte maior tem a direção norte-nordeste.

O morro é formado por um corpo de greisen situado sobre quartzo-andesita-biotita gneisse do Proterozóico Médio do Complexo Jamari. Sua maior parte se encontra abaixo do nível do terreno e sua profundidade chega a 178 m, de acordo com trabalhos de sondagem efetuados no depósito, pela concessionária. O morro parece ser o centro de um "strockwork" de veios de greisen, de acordo com as exposições encontradas na área lavrada a leste e nordeste. A forma do morro sugere que tenha a forma de um "pipe".

É provável que o greisen tenha se originado pela reposição metasomática dos gneisses do Complexo Jamari, pela ação de fluidos quentes ricos em vapor de água fluorita que ascenderam através de diáclases e fraturas. O greisen é cinza claro levemente granulado, consistente de quartzo e muscovita de proporções variadas, com topázio em regular quantidade. As rochas apresentam uma aparência

brechóide, e são cortadas por vênulas iregulares de quartzo e topázio. Na zona rica do morro, ao norte, grande ação pneumatolítica transformou o quartzo-muscovita (topázio) greisen em uma rocha friável composta por topázio finamente granulado e cassiterita, cementados por calcedônia secundária. Esse minério rico pode conter acima de 50% de estanho.

As sondagens indicam a existência de uma zona de inversão sob a forma de um conjunto mineralizado hidrotermal de baixa temperatura, que inclui fluorita, esfarelita, calcopirita e pirita com pequenas quantidades de galena, bornita e covelina, muito abaixo da associação de alta temperatura da "zona rica", constituída de topázio-cassiterita-wolframita. A associação de fluorita - sulfetos marca o seu surgimento imediatamente abaixo da zona de intemperismo, a uma profundidade de 70 a 90 m sob a superfície do terreno. Entretanto, verifica-se a existência de alguma limonita, inclusive alguns cubos de pirita substituídos por limonita.

A zona de inversão, tal como observada hoje, certamente é o resultado da lixiviação devida a intensa meteorização tropical. De qualquer forma teríamos no mínimo um caso de "telescoping", talvez uma mineralização prolongada, contínua ou em fases sucessivas, sob temperatura decrescentes.

DADOS ECONÔMICOS A jazida está sendo lavrada pelos métodos convencionais usados em mineração com plantas de concentração, inclusive uma delas usada para tratar minério de alto teor. O teor mínimo de corte atualmente usado é de 400 gSn/m^3 e na rocha o teor é de 0,2% de Sn. O tungstênio é sub-produto na rocha primária.

A produção de concentrado de cassiterita em 1981 foi de 1.844 t com um teor médio de 55%, o que representa 1.012 t de estanho contido. O valor total da produção alcançou a soma de 1.124 bilhões. O total do I.U.M. recolhido pela empresa, nesse setor, foi da ordem de CrS 136.422.000,00.

DEPÓSITO ESTANÍFERO DA REGIÃO DO PITINGA - AMAZONAS Durante os passados cinco anos a produção de estanho do Brasil aumentou consideravelmente, graças a maciços investimentos no campo da prospecção geológica em áreas conhecidas, bem como em outras ainda inexploradas. Como exemplo, após os resultados do Projeto Sulfetos de Uatumã, levado a cabo pelo DNPM/CPRM na escala de 1:100.000, foram assinaladas importantes ocorrências de cassiterita. Após a publicação dos resultados do trabalho, um grupo brasileiro de mineração - Paranapanema, iniciou um ambicioso programa de exploração geológica detalhada, com excelentes resultados até o presente.

O depósito estanífero de Pitinga é um batólito de forma aproximadamente elíptica, cujos eixos medem cerca de 60 km x 30 km. Trata-se de um biotita-granito de granulação média que se encaixa em rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas do grupo Iricoumé. De acordo com os resultados do Projeto Uatumã, é ali notável a associação dos granitos Mapuera com o conjunto de rochas vulcânicas ácidas tipo Iricoumé, caracterizando assim o plutonismo que culminou o evento magmático Uatumã no Proterozóico Médio.

Já foram realizados mais de 20.000 m de sondagem na área requerida, e cerca de 1.900 km de picadas abertas em todas a estrutura. Os investimentos ali realizados são altos, da ordem de 100 milhões de cruzeiros por mês, onde o ponto alto dos dispêndios é o transporte, visto ser a área de trabalho completamente isolada e de difícil acesso. Até o momento a mineralização está distribuída nos seguintes locais Serras, 3,4, 5 e 6; igarapés Anta, Piaba, Serrinha, Eduva, Água Boa, Queixada, Perdigoto, Macaco, Sacola e Eremita.

Na região em apreço são conhecidos outros corpos graníticos com ocorrências de estanho, tanto pertencentes à Suite Mapuera

como a Suite Abonari a oeste.

A origem da cassiterita concentrada nos aluviões é oriunda de disseminações em zonas do granito, tanto no granito pórfiro, quanto no granito grosseiro. Essa afirmativa é baseada na presença de cassiterita no material argilo-arenoso das partes superiores dos morros. Em um furo executado no topo de uma elevação, obteve-se teor de 20g/m^3 de cassiterita até 10 m de profundidade, regularmente distribuída ao longo do perfil. O material argilo-arenoso é interpretado como um elúvio original do granito-pórfiro. É também comum a presença de cassiterita nos eluviões existentes entre as faixas aluvionares e as elevações, além de encontrar-se cassiterita na rocha matriz, subjacente aos aluviões mineralizados, seja esse leito formado por pórfiro,granito grosseiro ou greisen.

JAZIDA DO PITINGA As jazidas de estanho existentes na área são na sua totalidade de natureza francamente aluvionar. Contudo, existem pequenas porções eluvionares, que ocorrem adjacentes às faixas aluvionares em alguns igarapés.

A espessura dos aluviões é variável, oscilando entre 1m até 14 m, correspondendo as maiores espessuras aos aluviões antigos, que têm posição topográfica mais elevada, sob a forma de terraços.Os aluviões das planadas dos igarapés são mais arenosos que os aluviões antigos, sendo esses essencialmente areno-argilosos.

A cassiterita normalmente está presente desde o topo do pacote até o chamado "bed-rock", com maiores quantidades no nível de cascalho sobrejacente a este. O nível de cascalho raramente ultrapassa 1 m, sendo constituído por pequena fração de seixos de quartzo são angulares a subangulares.

A granulação da cassiterita é predominantemente média, entre 20 a 100 mesh. Pelos processos comuns de lavra mecanizada, espera-se uma recuperação da cassiterita da ordem de 96%. Minerais pesados acompanham a cassiterita, como a ilmenita, zircão e o topázio, porém em proporções pouco significantes.

Estima-se, até o presente momento, em cerca de 40.000 t de estanho contido as reservas das áreas do rio Pitinga e com amplas possibilidades desta cifra ser ultrapassada. Os investimentos, em dois anos de pesquisa devem andar pela casa dos Cr$ 300.000.000,00 . A empresa detentora dos alvarás de pesquisa está levando a cabo estudos para construir um ramal rodoviário desde a jazida do rio Pitinga, até a BR-174, com a finalidade de escoar a futura produção de estanho. Cremos, entretanto, de que no início das atividades, o minério será retirado em aviões cargueiros tipo C-46, com capacidade de 5.500 kg, a exemplo do que acontecia antes em Rondônia. A pista que dá apoio aos trabalhos de pesquisa tem atualmente 850 m de extensão.

Pelo exposto, fica evidenciada a existência de considerável reserva de estanho ao norte da calha do Amazonas, fato realmente inusitado nas atividades minerárias da região amazônica, exceção feita ao depósito de Surucucus em Roraima. As condições de aproveitamento econômico da jazida a curto prazo e os preços vantajosos do estanho nos mercados nacional e internacional, tornam a jazida do Pitinga um empreendimento de grande benefício para o Estado do Amazonas e o Brasil.

O autor dessas notas deseja nesta oportunidade expressar seu reconhecimento ao DNPM, pelo fato de que, graças a um trabalho sistemático de mapeamento, foi possível, através do Projeto Sulfetos de Uatumã, descobrir esse grande jazimento de estanho do rio Pitinga.

JAZIMENTO ESTANÍFERO DE SURUCUCUS A descoberta da região de Surucucus a oeste do Território Federal de Roraima, adveio do reconhecimento aeroradargramétrico e pesquisa de campo efetuadas para pesqui

sa pelo Grupo CRVD que envolviam estruturas circulares, reflexo de intrusões graníticas.

O único meio viável de transporte para a região é aéreo pois a FAB construiu pequena pista de pouso no alto da serra de Surucucus, operável para aviões de pequeno a médio porte.

GEOLOGIA A região que envolve a Serra de Surucucus é dominada por rochas pré-Cambrianas do Craton Guianês com exposição subordinadas de sedimentos quaternários principalmente nos vales maiores.

O embasamento cristalino constitui a unidade mais extensa, perfazendo 50% da área, e está constituído por rochas orto e parametamórifcas, resultantes de metamorfismo regional correspondendo ao fácies anfibolito e granulito. Na área de Surucucus ocorrem migmáticos, anfibolitos, granitos e granulitos básicos.

Rochas vulcânicas da Formação Surumum afloram ao norte da Serra, com dacitos, riodacitos, andesitos, piroclásticas e riolitos. O Grupo Roraima inclui conglomerados basal, arenitos, arcóseos, siltitos e folhelhos. Esses sedimentos recobrem a serra com relevo tabular.

Os depósitos de cassiterita ocorrem nos aluviões dos vales estreitos que drenam os corpos graníticos. O cascalho mineralizado está sob pequeno capeamento ou mesmo na superfície.

Além de cassiterita são citadas na região ocorrências de ouro e diamente e o Projeto Radambrasil detectou anomalia cintilométrica indicativa de minerais radioativos.

Vale ressaltar que nos aluviões da região têm sido encontrados, com certa frequência, seixos e blocos de gahnita (espinélio de zinco) com teores de zinco de até 1%. Sua origem não está bem esclarecida, pois este minério ocorre associado aos depósitos de zinco, como mineral de contato e na Austrália está associado a quartzo na mina de Pb/Zn de Broken Hill.

POTENCIAL MINERAL DE Sn DE SURUCUCUS A partir dos dados existentes sobre a produção de concentrados de cassiterita, retirados por atividades de garimpos 563 toneladas sob controle do DNPM em 14 meses de atividades - e a par das estruturas graníticas existentes na região, infere-se a existência de vasto potencial estanífero. O teor médio dos depósitos de Surucucus é da ordem de 1.000 g/m^3. Cerca de 500 garimpeiros atuaram na região até fechamento dos garimpos em setembro de 1976, devido a conflitos entre garimpeiros e silvícolas.

Todo o minério extraído de Surucucus era transportado para Boa Vista e Manaus por via aérea.

Posteriormente a área foi pesquisada pela Cia. Vale do Rio Doce, sem, contudo terem sido concluídos os trabalhos. As atividades foram suspensas sem chegar a resultados concludentes. Entretanto, vale ressaltar que temos Surucucus como uma reserva de grande potencial estanífero para o futuro.

O GRANITO TIPO VELHO GUILHERME Este tipo de granito consiste em mais de vinte maciços individuais que foram inicialmente descritos por Promix (1973) e Abreu e Ramos (1974) e mais tarde denominados "Granitos tipo Velho Guilherme" por Silva et alii (1974). Contudo, um extenso e detalhado trabalho petrográfico foi publicado em 1980 por Dall'Agnol sobre três maciços: Antônio Vicente, Velho Guilherme e Mocambo, bastante representativos do padrão. Eles ocorrem principalmente nas cabeceiras dos rios Xingu e Fresco e relacionados a grandes falhamentos. Os maciços tipo "stock" são cratogênicos, sub-vulcânicos, circulares em planta, e com diâmetros variando entre 4 e 20 km. Estruturas circulares têm sido observadas. Datação radiométrica no granito feita por Basei, em 1973 deu uma idade de 1.432 m.a.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Biotita-granitos são os litotipos dominantes entre os plutões, até biotita-hornblenda granitos, egirina-ribequita granitos e sienitos são variedades subordinadas, que mostram grande homogeneidade de composição desses plutões. A maioria, em composição se aproxima de verdadeiros granitos, próximos ao campo dos sieno-granitos e monzo-granitos. A feição mais importante nessas rochas é a transformação tardi-magmática que conduz a uma dispersão na geração de tardi minerais tais como muscovita, albita, enriquecimento em fluorita e topázio, mineralização de cassiterita, espacialmente associada com leuco-granitos. O alto conteúdo de voláteis, expressados pela presença de fluorita nos granitos tardios é o critério mais importante para prever a existência de depósitos estaníferos relacionados a essas rochas graníticas.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS Esses granitos têm um conteúdo de fluorita e topázio e muita sílica. Porém apresenta baixas quantidades de TiO_2, Fe_2O_3, MgO e CaO, com relação aos granitos normais. O conteúdo específico de SiO_2, TiO_2, MgO, CaO, Na_2O e K_2O são quase similar aos padrões de Tischendorf que atesta sua natureza estanífera. De acordo com o mesmo autor, o granito Velho Guilherme é similar aos granitos nigerianos mineralizados.

MINERALIZAÇÃO, RESERVAS E POTENCIAL Os estudos petrográficos levados a cabo por Dall'Agnol em 1980 mostram que há uma relação muito estreita entre a transformação tardia que afetou os leuco-granitos que deu margem ao enriquecimento metalífero. Essas transformações são caracterizadas por albitização, formação de muscovita, enriquecimento em fluorita e topázio, mineralização de cassiterita e ausência de turmalina. No esquema geral de mineralização a fluorita e o topázio subordinados estão diretamente relacionados a muscovitização dos leuco-granitos de grão médio e muscovita-granitos.

Ainda que a ocorrência de greisen é atribuída a Dall'Agnol em 1980, que descreve as rochas do Maciço de Mocambo como sendo de grão médio sem orientação, rica em quartzo e muscovita com pouca clorita e biotita. Minerais acessórios são: fluorita, cassiterita, e algumas vezes zircão, turmalina e carbonatos. Sua composição modal é: 52,2% de quartzo, 3,94% de albita, 8,16% de biotita, 35,2% de muscovita-sericita e 0,33% de acessórios.

Concentrações econômicas de estanho associadas a plácares aluviais são encontradas na bacia do Alto Xingu. Elas tem sido observadas nos maciços de Antônio Vicente, Mocambo, Bom Jardim e Velho Guilherme, e também na Serra de São Félix, Seringa, Cachoeirinha e rio Iriri. Na área de Velho Guilherme o aluvião mineralizado tem uma espessura de 3 m, e os concentrados de bateia podem conter até 1.1 kg/m^3 de cassiterita.

Programas de exploração estão sendo concluídos por quatro empresas de mineração, em áreas associadas aos referidos maciços. São elas DOCEGEO, PARANAPANEMA, RHODIA e PROMIX. O demonstrativo das reservas encontradas pelas quatro empresas é o seguinte:

13.602 t de Sn medidas;
6.926 t de Sn indicadas e
9.161 t de Sn inferidas
Total Geral: 29.725 t de Sn

O grupo Paranapanema iniciou processo de lavra mecanizada com os seguintes equipamentos:

a) "Washing-plant" com escavadeira D-235, capacidade nominal de 64 m^3/hora.
b) "Washing-plant" com escavadeira D-245, capacidade nominal de 120 m^3/hora.
c) Draga de sucção "bucket wheel" com capacidade nominal de 200 m^3/hora.

A reserva específica medida até agora determinada pela empresa é de 3.407 kg de estanho. O teor médio de corte é de 0,408 kg de Sn/m^3.

Cabe ainda ressaltar que a empresa dispendeu cerca de quatro milhões de dólares em valores atuais na implantação da infra-estrutura operacional, incluindo equipamentos e instalações; equipamentos pesados; equipamentos de transporte; equipamento de aviação; construções e investimentos pré-operacionais.

DADOS ECONÔMICOS A produção brasileira de concentrado de estanho em 1981 alcançou a cifra de 13.828 toneladas, das quais 11.980 t oriundas da Província Estanífera de Rondônia, que inclui, além de Igarapé Preto - AM, São Francisco - MT. A participação percentual da Província no total foi de 86,66. A participação do Pará foi de 961 t, com 6,95% do total. Goiás produziu 512 t correspondendo a 3,70%, enquanto que Minas Gerais participou com 370 t igual a 2,67%. O Amapá produziu apenas 4 t.

No que tange a fundição a Mamoré, do Grupo Paranapanema, é que detem o 1º lugar com 3.727 t de estanho metálico (além de ser o maior produtor brasileiro de concentrado). A CESBRA processou 2.683 t de estanho metálico, seguida do Grupo Cia. Industrial Amazonense, com 665 t e a BERA, com 487 t.

BIBLIOGRAFIA

FRANCO, J.R.M. - 1979 - As Províncias Estaníferas do Brasil - II Encontro Nacional sobre Estanho. Manaus - AM.

BITTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; FONTANELLI, W.S.; PEREIRA, N.M.; FRANCO, J.R.M. - 1981 - Brazilian Tin Deposits and Potential - 5a. Conferência Mundial do Estanho - Kuala Lumpur - Outubro.

KORPERSHOEK, R. - 1980 - Nota Preliminar sobre a Jazida Estanífera do Morro Potosi - Junho.

OURO DE SERRA PELADA – ASPECTOS DA GEOLOGIA E GARIMPAGEM

Xafi da Silva Jorge João
Agildo Pina Neves
José Waterloo Lopes Leal

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT The Serra Pelada gold mineralization plays greal geological interest either by its local or regional aspects. Regionally, it is represented by a metamorphic and sedimentary rock sequence, probably of Archean Lower Proterozoic age, related to a greenstone belt type sequence and belonging to Serra dos Carajás geological setting. Local observations show that psamo-pelitic sedimentary units are the host rocks for gold syn-sedimentary mineralization. A superimposed tectonic faulting is responsible for the conspicuous cataclastic schistosity without obliterating the primary sedimentary structures. Faulting is suggested as responsible for the local high gold concentration, besides the primary environment deposits, there is a secondary one that belongs to the elluvium, colluvium and alluvium. Palladium (maximum 90% content) and silver (1% in average) are the main elements, associated with gold. The high gold concentration has intensified panning in the area, which production in 1980 reached around 6,7 ton. and, in 1981, 2,6 ton. Ultramafic rocks occurring in the area, contain 35,44% of Cr_2O_3 and constitute another important mineralization.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades A descoberta do ouro de Serra Pelada, ocorreu por volta de dezembro de 1979, havendo uma versão de que a mesma deve ser atribuída a garimpeiros, os quais subindo o rio Vermelho e seus afluentes, teriam atingido a referida serra e encontrado o ouro, e uma outra, de que o geólogo Walfredo Gomes, teria feito a descoberta, quando realizava trabalhos de topografia para um fazendeiro da região. De qualquer forma, a notícia se espalhou rapidamente, e gente de todo o Brasil, das mais diferentes ocupações, inclusive de nível superior, se deslocou para o local, iniciando os trabalhos de garimpagem.

Inicialmente, deu-se pouco crédito à descoberta, devido principalmente, à incerteza quanto ao potencial do jazimento e a consequente durabilidade dessa atividade garimpeira. Apesar disso, visando manter a ordem, o Governo destacou imediatamente, membros dos seus órgãos de segurança para o local. Em seguida, já acreditando numa prorrogação dos trabalhos na região, diversos órgãos governamentais lá se instalaram, visando dar um apoio global àquela população, que rapidamente atingiu cerca de 30.000 pessoas, havendo a partir daí flutuações, em função principalmente das condições climatológicas.

O Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, utilizando-se do Convênio com a CPRM, deslocou técnicos para a Serra Pelada, pertencentes às duas entidades, iniciando no dia 15 de maio de 1980 suas atividades nessa nova região de garimpo.

Confirmado o grande potencial aurífero da região de Serra Pelada, foi despertado o interesse de toda a comunidade ligada à geociência, que tem se deslocado para a região, objetivando estudar e emitir suas impressões técnicas, concernentes ao condicionamento geológico daquele depósito, como é o caso dos autores deste trabalho, cuja pretensão é dar a sua parcela de colaboração à questão.

1.2. Localização e Vias de Acesso O garimpo de Serra Pelada está situado no município de Marabá, sul do Estado do Pará, à 88 Km em linha reta da sede do município no rumo 40º SW, com coordenadas 05º56'19" de latitude sul e 49º39'55" de longitude oeste (fig. 1).

O acesso rodoviário é feito por um ramal de 30 Km, partindo do Km 16 da PA-275.

Por via aérea chega-se ao garimpo através de aviões mono ou bimotores, com tempo médio de 20 minutos de Marabá e 15 minutos de Serra Norte.

Marabá possui aeroporto servido de linhas aéreas regionais, assim como está interligado ao sistema rodoviário nacional.

2. GEOLOGIA REGIONAL A Serra Pelada, local de ocorrência de um dos mais importantes depósitos auríferos conhecidos atualmente no Brasil, faz parte de uma sequência sedimentar, aqui denominada formalmente de Formação Serra Pelada, encravada em um contexto geológico mais amplo, representado por um possível "greenstone-belt", francamente dobrado e fraturado, formando as elevações denominadas de Serra do Sereno e Serra Leste.

A sequência litológica, representativa do "greenstone-belt", formada por rochas básicas e ultrabásicas metamorfisadas, formação ferrífera bandeada e quartzitos, denominou-se de Suite Metamórfica Grão Pará. O Complexo Xingu é uma unidade de significativa expressão na área, de um modo geral, representado por granitos, granodioritos, migmatitos, gnaisses, granolitos e anfibolitos. Sobrejacente a essas unidades, formando possivelmente bacias restritas, depositaram-se os sedimentos da Formação Serra Pelada, constituídos por psamitos e pelitos. Toda essa sequência, de idade Aequeano-Proterozóica, encontra-se cortada por diques de diabásio, de provável idade juro-cretácica, intrudidos em zonas de fratura.

As rochas básicas e ultrabásicas, são responsáveis diretas pelas mineralizações cromíferas e indiretas pelas auríferas. Neste último caso, os metaultramafitos atuaram como fonte, a partir da qual, processos físicos e químicos erosionais foram responsáveis pela mineralização sin-sedimentar encontrada nas litologias da Formação Serra Pelada.

2.1. Estratigrafia A área delimitada nas circunvizinhanças da Serra Pelada, objeto deste trabalho, visa mostrar o correlacionamento estratigráfico-estrutural e genético da ocorrência de ouro, situada naquele local, sob uma visão regional. Assim, a área em apreço abrange a denominada "Suite" Metamórfica Grão Pará, correspondente ao Grupo Grão Pará, conforme definido pelo Projeto Radam - vol. 4 - folha SB.22/SC.22 - 1974, o Complexo Xingu, a Formação Serra Pelada, diabásios (Cururu?) e a cobertura laterítica.

2.1.1. "Suite" Metamórfica Grão Pará Esta unidade está representada litologicamente por filitos, clorita-xistos, clorita-sericita-xistos, metagrauvacas conglomeráticas, quartzitos, formações ferríferas bandeadas e rochas básicas e ultrabásicas metamorfisadas (RADAM op. cit.). Na área em apreço, observou-se uma sequência das mais antigas para as mais novas - de rochas básicas a ultrabásicas metamorfisadas, formação ferrífera bandeada e quartzitos conglomerati-

cos na base).

É provável que essa sequência litológica constitua um "greenstone belt" encravado no Complexo Xingu, com o qual encontra se em contato discordante e por vezes falhado. Sobrejacente, encontram-se em contato discordante, os sedimentos da Formação Serra Pelada. Cortando a unidade Grão Pará encontram-se diques de diabásio. As coberturas lateríticas são frequentes, mas nem sempre mapeáveis.

- Rochas Básicas e Ultrabásicas: estão representadas por anfibolitos, metagabros, talco-xistos e clorita-xistos. Nas proximidades da fazenda Pernambuco, as ultramáficas encontram-se mineralizadas a cromita.

- Formação Ferrífera Bandeada: constituída por bandas de sílica e ferro, constituem provavelmente um produto das rochas máficas a ultramáficas por um processo de segregação ou quartzificação. Essa formação ferrífera, através de um enriquecimento supergênico, dá origem as jazidas de ferro da regiã-. Encontra-se sobrejacente as rochas básicas e ultrabásicas e subjacente aos quartzitos, com os quais faz contato discordante.

- Quartzitos: constituído por sedimentos psamíticos, conglomerático na base, provavelmente intercalado ou sobreposto por pelitos, representa os sedimentos metamorfisados do provável "greenstone belt". A essa unidade estão associados os jazimentos de manganês ocorrentes na região (Serra do Sereno).

2.1.2. Complexo Xingu Genericamente essa unidade está representada por gnaisses, migmatitos, granitos, granodioritos, granulitos e anfibolitos. Na região em apreço, individualizou-se um corpo de granito e outro de granodiorito, representando-se as demais áreas como Complexo Xingu indiferenciado. Encontra-se em contato discordante, por vezes falhado, com todas as unidades ocorrentes na região. Diabásio corta essa unidade indiscriminadamente em forma de diques que preenche as zonas de fratura.

2.1.3. Formação Serra Pelada Designou-se aqui de Formação Serra Pelada os sedimentos pelíticos e psamíticos, não metamorfisados regionalmente, que preservam estruturas sedimentares, tais como: aleitamento e estratificação cruzada, apresentam leitos carbonosos cinza e ferruginosos de coloração vermelha, contendo ainda fácies manganesífero, comprovado pelo enriquecimento deste elemento em zonas de ocorrências de brechas de falha. Esses sedimentos são litologicamente responsáveis pela mineralização aurífera ocorrente na região, com elevada concentração nas zonas de falhamento. Essa unidade sedimentar assenta-se discordantemente sobre a "Suite" Metamórfica Grão Pará e o Complexo Xingu. Encontra-se como as anteriores cortada por diques de diabásio. A Serra Pelada constitui a seção tipo da formação homônima.

2.1.4. Diabásio O diabásio ocorrente na região, apresenta-se em forma de dique e corta indiscriminadamente as unidades representadas pela "Suite" Metamórfica Grão Pará, Complexo Xingu e Formação Serra Pelada. A idade desse diabásio, não metamorfisado, foi atribuída ao período juro-cretáceo, por uma tentativa de correlação com o Dolerito Cururu.

2.1.5. Cobertura Laterítica Atribuída ao terciário, a cobertura laterítica se desenvolve sobre todas as unidades ocorrentes na região, não tendo sido objeto de mapeamento pelos autores deste trabalho. Chamou a atenção em campo e por isso foi tentada uma delimitação no mapa geológico, um conglomerado com seixos de formação ferrífera bandeada, quartzito e fragmentos de outras rochas, cimentado por óxido de ferro. Embora esta ocorrência pareça mais um sedimento clástico, foi englobada provisoriamente as coberturas lateríticas.

2.2 - Aspectos Estruturais Em se tratando de terrenos arqueanos, a região em apreço deve ter sido submetida a diversos eventos tectônicos e magmáticos, cujos reflexos primeiros muitas vezes são mascarados pela superimposição de eventos mais jovens. Os reflexos observados hoje, mostram um esforço tectônico compressivo de direção aproximadamente N-S, causando dobramentos com eixos E-W e fraturamentos cizalhantes nas direções NE-SW e NW-SE. Esses elementos estruturais são mais proeminentes nas rochas do Grupo Grão Pará - especialmente nos Quartzitos e Formação Ferrífera - e Complexo Xingu. A Formação Serra Pelada parece não ter sido afetada diretamente por esse evento tectônico, sofrendo apenas os efeitos de uma reativação em menores proporções, ocorrida após um período de erosão e deposição dos sedimentos que representam essa unidade, haja visto a preservação de estruturas sedimentares, tais como aleitamento e estratificação cruzada e ausência de metamorfismo regional. Essa reativação foi responsável pelo metamorfismo dinâmico, observado nas rochas da Formação Serra Pelada, bem como pela remobilização e concentração de ouro nas zonas de fraturamento. É provável que essa reativação tenha se dado no período juro-cretáceo, acompanhada de manifestações magmáticas, representadas pelos diques de diabásio observados na região, preenchendo fraturas.

3. GEOLOGIA LOCAL

3.1 - Litologia A sequência litológica aflorante na área garimpeira, pertence a denominada Formação Serra Pelada, sendo representada por um pacote essencialmente sedimentar, com uma muito estreita variação de tipos petrográficos. A ação cataclástica imprimiu - na cava do garimpo - fortes modificações texturais e estruturais, obliterando em diferentes graus, o arranjo mútuo dos grãos minerais componentes. Com efeito, a caracterização petrográfica inclui tão somente uma conotação dinamometamórfica localizada e confinada à pequena área mineralizada.

Filitos sericíticos e quartzo-sericíticos são os tipos dominantes e paraderivados de siltitos, argilitos, siltito argilas e argilito síltico com larga modificação na coloração, devido a efeitos secundários combinados e resultantes da tectônica de falhamento, percolação de soluções mineralizantes, níveis de matéria orgânica amorfa e incipiente processo de laterização. Em quantidades subordinadas, níveis de quartzito, chert e dolomito ocorrem dispersamente.

Os filitos sericíticos e quartzo-sericíticos, localmente ferríferos, manganesíferos e grafitosos, constituem um pacote único, diferindo apenas, nas proporções entre o quartzo e a sericita, que são as fases majoritárias. A granulometria é uniformemente fina, sobressaindo-se alguns cristais maiores, como consequência de recristalizações anormais e secundárias localizadas. A textura é lepidoblástica com pronunciada xistosidade cataclástica em que a sericita e, em menor grau o quartzo, mostram uma invariável orientação preferencial. Merece destaque a abundante presença de turmalina como cristais diminutos e prismáticos idiomórficos em disposição geralmente paralela à xistosidade. O quartzo ocorre como diminutos grãos anédricos compondo um mosaico microcristalino de fraca anisotropia ótica. A sericita é relativamente abundante, constituindo sempre uma fase mineral percentualmente majoritária, ocorrendo como finas palhetas formando comumente agregados sob a forma de estreitos e alongados feixes de marcante uniformidade nas propriedades óticas. Tanto o quartzo como a sericita, apresentam-se localmente bem desenvolvidos contrastando com a massa fundamental, resultante de uma mais acentuada recristalização ou - no caso do quartzo - preenchendo fraturas de cizalhamento como soluções silicosas percolantes. Em alguns espécimes analisados, escassos níveis intermitentes de óxido de ferro em decomposição acompanham um dos planos de foliação.

O estudo de ocorrências localizadas de calcário argiloso

e dolomito quartzoso, sugere a existência de um fácies carbonático.

3.2 - Estrutura e Metamorfismo Os mais marcantes elementos estruturais observados na região garimpada são as xistosidades pronunciadas de direção geral NW-SE com mergulho em torno de 35º para SE, e o sistema de falhas principais NW-SE e NE-SW. Atribui-se a este processo de falhamento tensional de rejeito não identificado, a atuação de um metamorfismo dinâmico confinado à área mineralizada, responsável pela cataclase e "brecciation" dos pelitos da Formação Serra Pelada. Este dínamo metamorfismo favoreceu o estabelecimento de um processo de neoestruturação, imprimindo aos sedimentos, uma conspícua xistosidade cataclástica em escala penetrativa. Em adição, variadas transformações mineralógicas se sucederam em consequência da recristalização em que os argilo-minerais e quartzo do sedimento original foram transformados a sericita-muscovita e quartzo neoformados. Esta paragênese tipifica a atuação de condições físico-químicas inerentes ao fácies xisto-verde, à semelhança do observado no metamorfismo regional.

A natureza pelítica a psamo-pelítica e a característica ausência de coesão primária dos petrocomponentes da Formação Serra Pelada, favoreceu uma resposta mecânicoplástica, comportando-se como um material rochoso susceptível a dobramentos, recristalizações e disposição anisotrópica dos grãos minerais.

Um intensivo e extensivo desenvolvimento de clivagem de fratura pode ser observado em escala macro-microscópica em associação a um evento polifásico provocador de movimentos diferenciais de diminuta amplitude salientando, em consequência, pequenas descontinuidades tectônicas e deslocamentos de blocos em escala meso-microscópica. Estes blocos limitados por superfícies ou planos de fratura atuaram como sítios percolados por soluções ferro-mangano-sílico-auríferas.

A interseção das clivagens de fratura com a xistosidade desenvolveu uma visível crenulação, como melhor observada nos filitos sericíticos cinza e vermelho. Estruturas sedimentares primárias preservadas são ocorrentes em região fora da zona de influência destrutiva da falha, em que são conspícuos o acamadamento lenticular tipo "flaser", estratificações gradacionais paralela e cruzada e marcas de onda.

A observação petrográfica de alguns filitos - particularmente os ricos em sericita e muscovita - tem demonstrado a atuação de um metamorfismo polifásico pela existência de no mínimo duas superfícies de foliação estabelecidas em épocas diferentes. Esta diferente cronologia de implantação das fases F_1 e F_2 é facilmente discernível - em seção delgada - pois uma segunda foliação S_2 é desenvolvida em truncamento e discordância à uma superfície de foliação S_1 anteriormente formada.

4. METALOGENIA

4.1 - Mineralização Cromífera No curso do reconhecimento geológico ao redor da área garimpeira, foi identificada às proximidades da fazenda Pernambuco, uma significativa ocorrência de cromita em afloramento às margens da estrada. A cromita está disseminada em talco-xisto da "Suíte" Metamórfica Grão Pará, ocorrendo em grandes concentrações neste local. Análises químicas quantitativas no talcoxisto revelaram um teor de 35,94% de Cr_2O_3 e 0,13% de Ni. Em outras duas ocorrências, as análises dos metaultramafitos da mesma unidade forneceram concentrações de 3,38% de Cr_2O_3 e 0,1% de Ni e 0,62% de Cr_2O_3 e 0,047% de Ni. Considerando a significativa distribuição geográfica da "Suíte" Metamórfica Grão Pará na região, entende-se ser interessante um trabalho de detalhe envolvendo uma metodologia apropriada para a real avaliação dessa mineralização.

4.2 - Mineralização Aurífera Concentrações significativas de ouro são ocorrentes ao longo de toda a coluna - na cava do garimpo -se

dimentar da Formação Serra Pelada, a nível de extração manual econômica. Existem intervalos, confinados aos planos de falha, particularmente nos filitos cinza-escuro que apresentam concentrações elevadíssimas da ordem de Kg/m^3 de ouro enriquecido em paládio (com teor máximo de 9%) e prata (média de 1%).

É admitido pelos autores deste trabalho, que a mineralização aurífera é sedimentar cuja acumulação durante a sedimentação da Formação Serra Pelada foi resultante de um processo erosivo, envolvendo um curto transporte, a partir de uma área fonte de natureza máfica-ultramáfica com características de "greenstone belt". Esta admissão é materializada pela íntima associação espacial existente entre a "Suite" Metamórfica Grão Pará e a Formação Serra Pelada com sua sedimentação apresentando estruturações primárias sugestivas de um ambiente deltáico. Nesse sentido, acredita-se que as litologias da unidade Serra Pelada, quando resultantes ou compondo parte dos produtos da erosão do "bedrock" Grão Pará, representa uma sequência do tipo proto-minério aurífero sedimentar com teores da ordem de ppb e/ou ppm, a compor um provável "background" regional. Contudo, a extração econômica a nível de garimpagem é condicionada, em Serra Pelada, a superimposição de uma tectônica de falhamento sobre os sedimentos, provocadora de uma remobilização aurífera, provavelmente atingindo incipientes condições teletermais. Tais soluções tenderiam a preencher fraturas abertas, resultando em concentrações a níveis de Kg/m^3, atravessando o pacote sedimentar.

Com efeito, a mineralização aurífera de Serra Pelada, obedece a um controle litológico-estrutural envolvendo dominantemente rochas sedimentares clásticas finas de provável ambiente deltáico e um sistema de falhamento remobilizador, e responsável pelas modificações, resultantes da cataclase, das estruturas primárias por ação destruitiva e conseguinte formação localizada de filitos sericíticos e quartzo-sericíticos.

5. ATIVIDADE GARIMPEIRA

5.1. Aspectos Sócio-Econômicos O garimpo de Serra Pelada, possui condições sócio-econômicas privilegiadas, em se comparando com outras localidades onde atividades similares são desenvolvidas. Esse privilégio, como já referido anteriormente, foi devido a necessidade do governo de ordenar e criar condições de vida para a "avalanche" de homens que se deslocaram para aquela região, quando da divulgação da fabulosa ocorrência de ouro. Assim, dentre outros benefícios, o garimpo possui instalações da COBAL, da EBCT, da TELEPARÁ, da SUCAM, da FSESP, da PF, da PM, da CEF, do DNPM e da DOCEGEO. Além desses órgãos que atendem as necessidades básicas, foram implantadas algumas opções de lazer, tais como: quadras de esporte, e cinema ao ar livre. Existe ainda no local, um comércio de propriedade privada, que auxilia o governo na implementação do garimpo.

5.2. Extração e Concentração A extração do ouro na região de Serra Pelada vem se processando no alúvio, no colúvio, no elúvio e na rocha primária. Os aluviões encontrados nas grotas circunvizinhas a Serra Pelada, são "lavrados" pelos processos rudimentares, convencionais de garimpagem, abrindo-se poços e trincheiras, até atingir o cascalho, o qual é recuperado manualmente e levado até os aparelhos concentradores, normalmente a cobra-fumando ou similar, onde é feita a concentração e recuperação do ouro. Os colúvios, os elúvios e rocha primária, encontrados na Serra Pelada e elevações adjacentes, já requerem uma atenção especial na sua "lavra", por parte dos técnicos (geólogos e engenheiros de minas), devido ao constante perigo de desmoronamento. Assim, os garimpeiros são orientados a fazer o desmonte, tanto quanto possível, em forma de bancadas. Apesar disso, as frentes de "lavra", denominadas de Babilônia I e II, atingiram profundidades perigosas, sob riscos de constantes desmoro

namentos, levando os responsáveis por aqueles trabalhos a interditar as atividades nesses locais, para permitir um rebaixamento com equipamentos pesados.O processo final, de extração do ouro desses materiais é semelhante ao usado nos aluviões, havendo necessidade no entanto, de algumas vezes se interpor no fluxograma, um sistema de britagem, que pode ser tanto manual como mecânica, este através de britadores rudimentares.Existe ainda na área, um sistema de "lavra" feito com bombas de cascalho (chupadeiras), normalmente de pequena capacidade, utilizado principalmente para repassagem de rejeito e a apuração final também é feita na cobra-fumando ou similar.

5.3. Produção e Comercialização A região de Serra Pelada, como era de se esperar, em um sistema de garimpagem, alcançou a sua maior produção de ouro, no primeiro ano de atividade, 1980, quando em apenas 8 meses (maio a dezembro), registrou-se uma quantidade de 6.595.143 g.Em setembro desse mesmo ano, no auge do verão, chegou se a registrar uma produção de 1.824.414 g.No entanto em 1981, quando as dificuldades de "lavra" foram se tornando cada vez maiores , devido as grandes profundidades que se alcançava, tornando muito difícil a remoção do material estéril e do minério, essa produção caiu para 2.581.003 g.Espera-se que em 1982, após os trabalhos de rebaixamento das serras (Babilônia I e II), efetuados com máquinas pesadas, a produção venha a elevar-se em relação a 1981, mas dificilmente alcançando a de 1980 (fig. 2).

A DOCEGEO, empresa subsidiária da Companhia Vale do Rio Doce, é responsável pela compra, purificação e repassagem do ouro para o Banco Central, com a interveniência da Caixa Econômica Federal.

5.4. Perspectivas A continuação da garimpagem do ouro na Serra Pelada, vem-se tornando cada vez mais difícil devido a profundidade que já atingiu, nos principais sítios conhecidos de mineralização, denominados de Babilônia I e II.Os trabalhos de rebaixamento realizados, com máquinas pesadas, nesses locais, permitirão por mais algum tempo, o prolongamento das atividades garimpeiras.No entanto, para que essas atividades se desenvolvam por um período mais duradouro, é necessário que se usem os parâmetros geológicos até então conhecidos, numa tentativa de descobrir novos sítios auríferos na região.Assim, considerando-se que a mineralização aurífera está relacionada litologicamente a Formação Serra Pelada, a níveis possivelmente de ppm, e, concentrada nas zonas de falha, o esboço geológico apresentado neste trabalho, se propõe a indicar preliminarmente esse condicionamento geológico, que deverá ser alvo de verificações mais detalhadas, em trabalhos de campo.

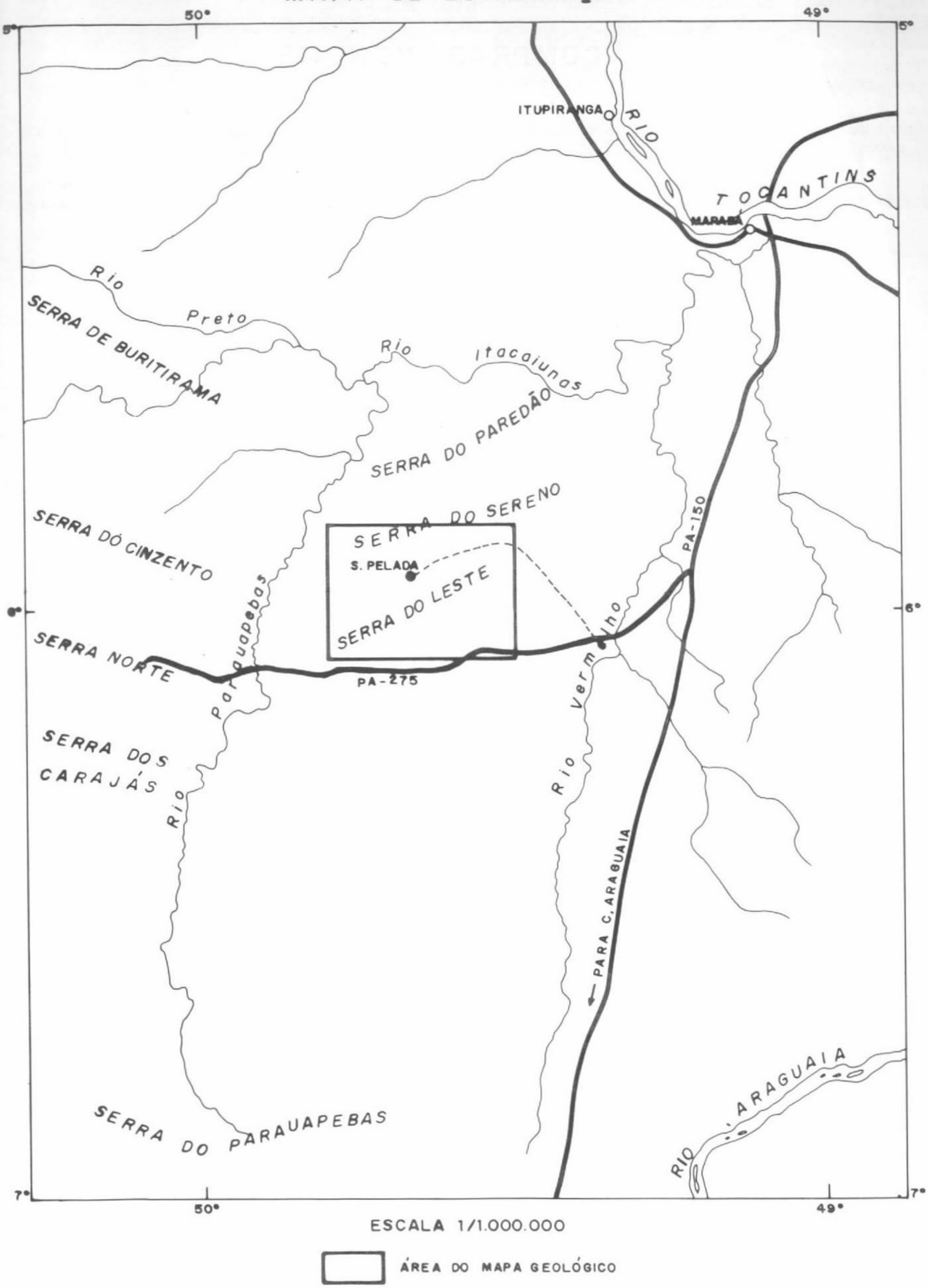
NEVES, A. P. - 1980 - Relatório sintético sobre a Serra Pelada . Belém, CPRM - SUREG/BE. 29 p. il. bibliogr.(Relatorio Int.Inedito).

SILVA, A.R.B. da; MELO, L.J.A. de; SOUSA, A.M.M. de; SILVA NETO, C. S. - 1981 - Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros. Área Serra Pelada; relatorio anual. Belem, Convenio DNPM/CPRM. 53 p.il.mapas, bibliogr.

SILVA, G.G. da - 1974 - Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetaçao e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 1 - 143. il. bibliogr.(Levantamento de Recursos Naturais, 4).

FIG. 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

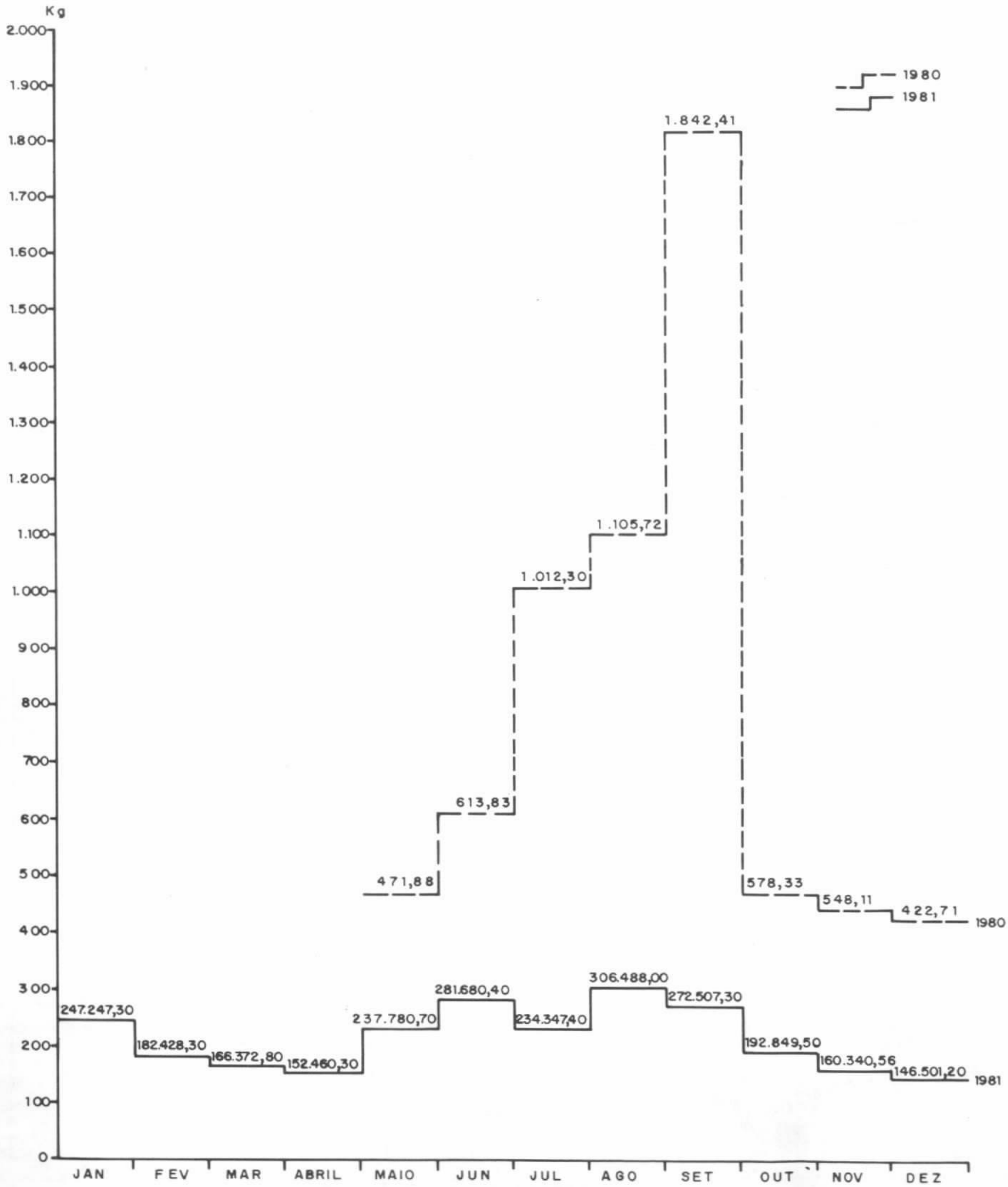


ESCALA 1/1.000.000

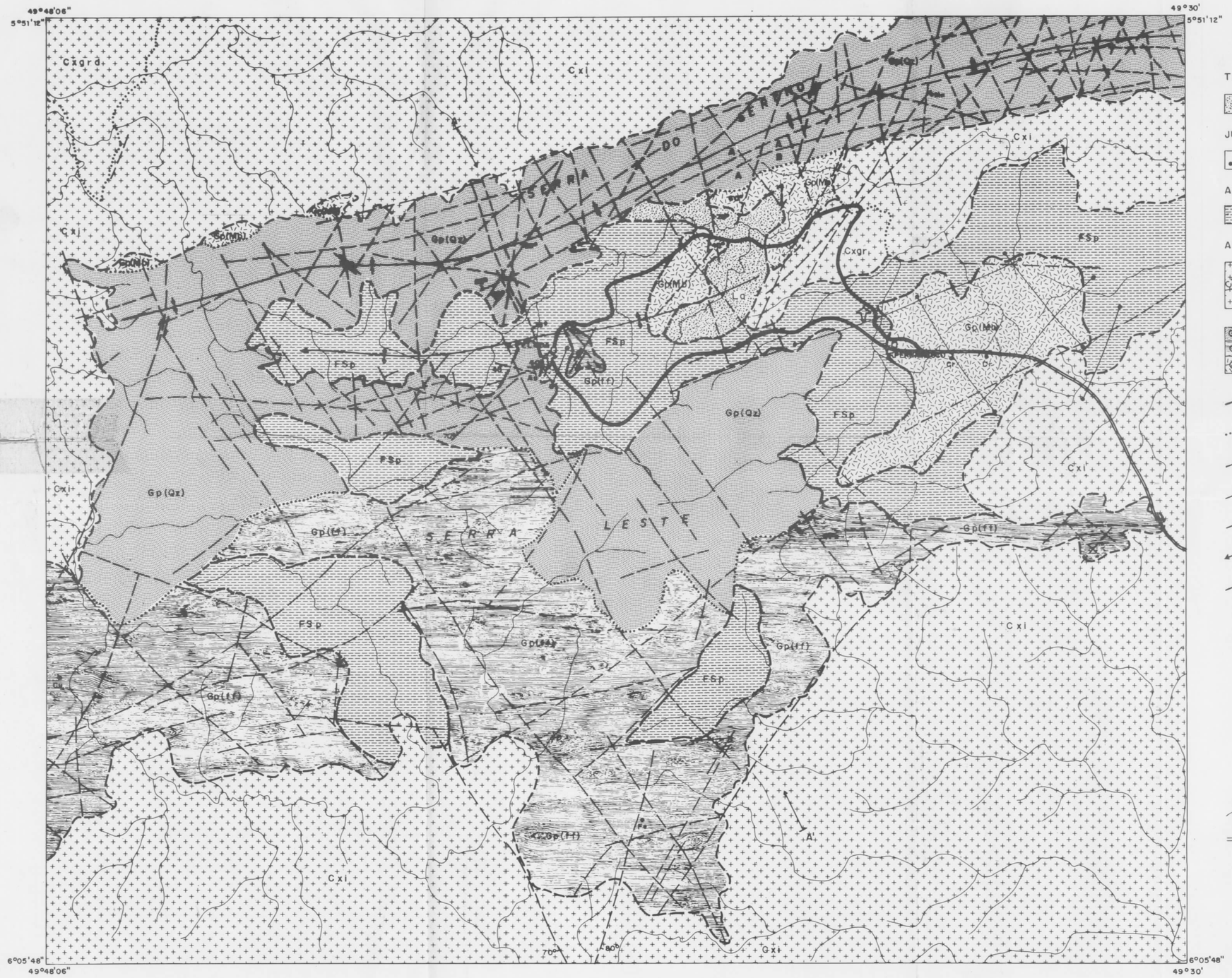
ÁREA DO MAPA GEOLÓGICO

FIG. 2

COMPRAS MENSAIS



FONTE: PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS – ÁREA SERRA PELADA – RELATÓRIO ANUAL 1982



CONVENÇÕES

GEOLÓGICAS

TERCIÁRIO

- Cobertura Lateritica

JURO - CRETÁCEO

- Diabasio

ARQUEANO - PROTEROZOICO

- Formação Serra Pelada

ARQUEANO

- Complexo Xingu: Indiferenciado (Cxi) ; Granito (Cxgr) ; Granodiorito (Cxgrd)
- Suite Metamorfica Grão Pará (Gp) : Quartzito (Qz); Formação Ferrifera (ff); Metabasicas (Mb)
- Contato entre unidades
- Limite Litológico
- Fratura
- Falha com indicação do movimento horizontal
- Falha com indicação do mergulho
- Anticlinal com indicação do eixo e do caimento
- Sinclinal com indicação do eixo
- Atitude de aleitamento
- Atitude de Foliação
- Garimpo
- Ocorrência mineral: Manganês (Mn); Ouro (Au); Ferro (Fe); Cromo (Cr); Cobre (Cu)

GEOGRÁFICAS

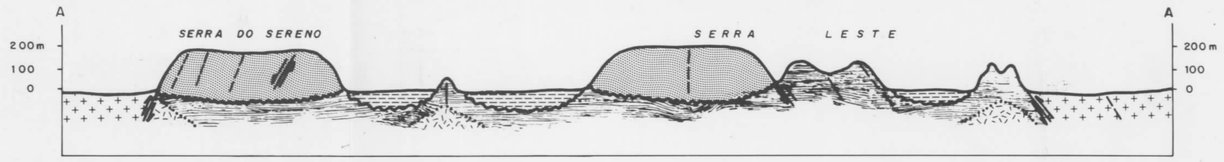
- Drenagem
- Estrada
- Núcleo Habitacional
- Campo de Pouso

MAPA GEOLÓGICO

m 0 900 1800 2700 3600 4500 5400 6300 7200 8100 9000m

ESCALA

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA



MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS ÀS ROCHAS BÁSICO-ULTRABÁSICAS NO RIO MOJU ESTADO DO PARÁ

Edésio Maria Buenano Macambira

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT In the upper course of the Moju river it occurs an igneous and metamorphic precambrian complex, which composes the Moju Structural High. The basal unit of the stratigraphic sequence is represented by an assemblage of schists, basic and ultrabasic rocks and quartzites belonging to the Precambrian; overlying an Acid Vulcanic Sequence is observed; The Codó, Gradaú and Itapecuru formation (Parnaíba Sedimentary Basin) overlie unconformity on the precambrian rocks. The best perspectives in mineral prospecting are the amianthus. Minerals of Serpentine Group (crisotile and antigorite) were detected mainly in the water falls named Jaquara, Traquambeua, Santo Antonio and Mares. The amianthus veins reach over 25 mm in thickness, with hard fibeus, semigreasy and a little unweaved. Ihlowever, as a consequence of the research had been developed at surficial level and the heterogeneous nature of the serpentinization, it is assumed the existence of local good quality fibers. The best results detected by geochemical prospection (soils and stream sediments) are referred to the cromium, nickel, copper and vanadium, indicating the presence of mineralizations associated to the basic-ultrabasic complex. It was also detected the presence of a sulphide phase in metallogenetic evolution of basic-ultrabasic Moju's rocks, as well as some gold mineralizations in the alluvium.

1. INTRODUÇÃO A região do alto curso do rio Moju, apesar de situar-se relativamente próximo a Belém, ainda apresenta um panorama geológico mal definido. Entretanto, os trabalhos realizados em 1965 pela Petróleo Brasileiro S.A. e em 1969 pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, permitiram visualizar um contexto metalogenético propício a ocorrência de mineralizações de filiação básico-ultrabásica.

Baseado nestas evidências, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através da Superintendência Regional de Belém-SUREG/BE, iniciou um programa de pesquisa mineral com o intuito de avaliar o potencial geo-econômico do complexo básico-ul

trabásico ocorrente no alto rio Moju.

O presente estudo disserta sobre as pesquisas realizadas e os resultados alcançados pela CPRM. Os trabalhos executados podem ser considerados como correspondentes a fase de prospecção preliminar em um empreendimento mineral. Os dados de campo foram obtidos através de um reconhecimento geológico de superfície(1:50.000) e uma prospecção geoquímica estratégica, através da amostragem de solos, sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

Das amostras de rochas coletadas, selecionaram-se 15 exemplares, que foram submetidos a análises petrográficas, executadas pelo Geólogo José de Moura Carreira, na Seção de Laboratório da SUREG/BE. As amostras para prospecção geoquímica foram analisadas por via espectrográfica semi-quantitativa, pelo Químico Hélio José da Luz, no Laboratório de Análises Minerais da CPRM, para os seguintes elementos: Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn e Zr.

2. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FISIOGRAFIA A área de pesquisa localiza-se no alto rio Moju, no Município homônimo, no Estado do Pará. Compreende cerca de 95 km^2, em forma de um retângulo, limitado, aproximadamente, pelos paralelos $3^o29'$ e $3^o32'$ de latitude sul e pelos meridianos $49^o13'$ a $49^o16'$ WGr (Fig. 1).

O acesso a região de trabalho é feito preferencialmente a partir das cidades de Belém, Igarapé-Miri ou Moju. Por via aérea o acesso é permitido para aviões de pequeno porte, utilizando uma pista de pouso existente em uma fazenda, localizada na área de trabalho. O acesso fluvial é influenciado pela variação anual do nível das águas do rio Moju. Durante a época das "cheias", embarcações de até 12 t alcançam o local da pesquisa, entretanto, durante a estiagem, o tráfego só é permitido para barcos movidos a motor de popa de, no máximo, 2 t. Uma outra alternativa de acesso é através das rodovias PA-150 e PA-263, até a ponte sobre o rio Moju, e, posteriormente, descendo este rio em barcos pequenos (2 t) até o local de trabalho.

A área de pesquisa situa-se no Planalto Rebaixado do Baixo Amazonas (Projeto RADAMBRASIL - Volume 5), exibindo feições topográficas planas e onduladas, porém com um desnível inferior a 50 m. No domínio das rochas precambrianas constata-se uma superfície ondulada, constituída de uma sequência de morros alongados, geralmente segundo a direção NE-SW, com topos abaulados e encostas ravinadas. A drenagem é dendrítica arborescente e, localmente, retangular; os vales são encaixados e em forma de "V".

Segundo a classificação de KOPPEN, o clima predominante é do tipo Aw, com temperaturas médias anuais inferiores a 26^oC e com uma precipitação pluviométrica anual entre 2.000 a 2.250 mm.

A vegetação é do tipo Hiléia Amazônica, com dois grupos principais, de acordo com as variações topográficas: a Vegetação de Terra Firme (ocupa as regiões topograficamente mais elevadas) e a Vegetação de Várzea (predomina nas faixas periodicamente inundáveis).

O solo predominante é o Latossolo Amarelo Distrófico com

mutações para Latossolo Vermelho-Amarelo. Localmente, constata-se Solo Concrecionário Laterítico, Solo Hidromórfico e Solo Areno-Quartzoso.

3. ASPECTOS GEOLÓGICOS

3.1 - Unidades Estratigráficas Na área de pesquisa foram detectadas as seguintes unidades estratigráficas: o Grupo Araxá (Pré-cambriano Médio), a Sequência Vulcânica Ácida (Pré-Cambriano Superior), as formações Codó, Grajaú (Cretáceo Inferior) e Itapecuru (Cretáceo Superior) e os Aluviões Quaternários (Fig. 2).

A unidade estratigráfica basal é o Grupo Araxá, pertencente a Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, sendo representado por uma sequência de xistos, rochas básico-ultrabásicas metamorfisadas e quartzitos.

Os xistos são as rochas mais abundantes ocorrentes em toda a sequência cristalofiliana. Exibem um aspecto foliado, leucocrático a melanocrático, inequigranular, grã fina a média, cujos exemplares mais frequentes são: calco-cordierita-mica xisto, muscovita-biotita xisto, calcita-biotita xisto, clorita-magnetita xisto, calco-mica-cordierita xisto, muscovita xisto, etc. Apesar da sequência xistosa exibir, predominantemente, um metamorfismo da fácie xisto verde, há locais em que a ação metamórfica foi mais intensa, atingindo o fácies anfibolito, como atestado pela presença de biotita-gnaisse. Por outro lado, em alguns pontos os processos metamórficos foram mais suaves, enquadrando-se no fácies xisto verde superior, como constatado por rochas do tipo sericita-clorita xisto.

A sequência básico-ultrabásica, pertencente ao Grupo Araxá, está constituída por rochas foliadas, inequigranular, de granulação média a fina, de coloração esverdeada, com tons cinza a marrom. Desta sequência, uma das rochas mais frequentes é a actinolita-tremolita xisto, entretanto, merecem destaques os seguintes tipos rochosos: epidoto-tremolita xisto, actinolita xisto, talco-tremolita xisto, talco-actinolita xisto, rochas serpentiníticas, talco-xisto, etc. Estas rochas formam um complexo arranjo litológico e foram constatadas ao longo do rio Moju, principalmente no trecho compreendido pelas cachoeiras Traquambeua e Mares, correspondendo, aproximadamente, a parte central do corpo de rochas pré-cambrianas.

As rochas serpentiníticas foram observadas, principalmente nas cachoeiras Jaquara e Mares. Identificaram-se serpentinitos, antigorita-talco-xisto e talco-serpentina xisto. O serpentinito exibe um aspecto isotrópico, melanocrático, granulação fina, aproximadamente equigranular, composto quase que exclusivamente de serpentina. O talco-serpentina xisto apresenta-se levemente foliado, inequigranular, constituído de uma massa esverdeada, de natureza serpentino-toleítica; a serpentina ocorre sob a forma de antigorita e crisotila, em diferentes proporções, de hábito acentuadamente fibroso, formando microveios transversais a rocha. O serpentina-talco xisto exibe um aspecto foliado em que o talco e a serpentina ocorrem indistintamente distribuídos na massa rochosa, em forma de fibras, de comprimento variado, frequentemente intercruzados.

Os quartzitos do Grupo Araxá são leucocráticos a mesocráticos, geralmente equigranulares, de granulação fina, textura granoblástica, essencialmente constituída de grãos de quartzo. Localmente, os quartzitos mudam composicionalmente para magnetita-quartzito e quartzito ferrífero.

Inúmeros veios de quartzo leitoso a hialino estão associados as rochas do Grupo Araxá, como por exemplo na cachoeira do Traquambeua, em que os matacões de quartzo atingem um diâmetro superior a 1,00 m.

Uma Sequência Vulcânica Ácida foi detectada às proximidades das cachoeiras Jaquara e Mares, litologicamente composta por um tufo vítrico riolítico, com uma estrutura grosseira, textura vitroclástica e a massa fundamental, devido a devitrificação que se processou, já se apresenta em parte microcristalina. Localmente os tufos riolíticos assumem estruturas do tipo gnáissica, eutaxítica e brechóide, bem como exibem variações composicionais, com a presença de pirita, magnetita, hornblenda, biotita e fluorita.

Ao longo da calha do rio Moju, constata-se a Formação Codó, circundando e assentando discordantemente sobre as rochas pré-cambrianas. Litologicamente está constituída de arenitos de tonalidades cinza esverdeada, acinzentada, amarronzada, granulometria fina, estrutura homogênea a levemente estratificada milimetricamente, com alguns níveis calcíferos; localmente, observam-se estratificações cruzadas de pequeno porte e vestígios de atividades orgânicas.

Assentando-se sobre a unidade anteriormente descrita, observa-se a Formação Grajaú, constituída por um arenito de tonalidade esbranquiçada, duro, granulometria média a fina, caulínico, de aspecto maciço a fracamente estratificado.

Constituindo-se em uma desenvolvida cobertura sedimentar, sobreposta as unidades mais antigas, constata-se a Formação Itapecuru, representada por uma sequência argilo-arenosa, com a fração arenosa apresentando mutações de fina a grosseira. Normalmente, a rocha exibe uma consistência friável, cores variegadas e com estrutura maciça a estratificada.

Ao longo do rio Moju e dos principais tributários desenvolvem-se Aluviões Quaternários, constituídos de argilas, areias e cascalhos.

3.2 - Estrutural A área trabalhada ocupa uma incomum posição geotectônica, situada às proximidades do bordo nordeste do Craton do Guaporé, abrangendo a extremidade setentrional da Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins e o flanco noroeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Estruturalmente, a área de pesquisa constitui o Alto Estrutural do Moju, que compreende uma sequência de arqueamentos e subsidências. Quando da execução dos trabalhos ao longo do Moju, observou-se que as rochas do Grupo Araxá exibem normalmente "stricke", segundo N20°-30°W, com os mergulhos variando de 20° a 70°, apresentando um possível aumento dos valores de mergulho de jusante para montante do rio e quase sempre voltadas para NE. Baseado nestes dados, admite-se que o Alto Estrutural do Moju seja um anticlinal fechado, com o eixo segundo N20°-30°W, com os flan

cos mergulhando para NE.

As rochas sedimentares apresentam-se sub-horizontais com suaves mergulhos para sudeste, constituindo um homoclinal.

As unidades estratigráficas, particularmente as pré-cambrianas, demonstram evidências de terem sofrido uma tectônica rígida (fraturamento, milonitização, etc), após os eventos orogênicos, com os "trends" de fraturamento segundo N50°-40°E e N60°-30°W, com mergulhos para NW e SW, respectivamente, geralmente, em valores superiores a 50°.

4. ASPECTOS GEO-ECONÔMICOS DAS MINERALIZAÇÕES A sequência básico-ultrabásica do Moju foi originada de intrusões magmáticas ocorridas, possivelmente, durante os estágios finais de consolidação da Plataforma Amazônica. Estas manifestações que intrudiram em sedimentos pelíticos e psamíticos do geossinclinal Araguaia-Tocantins culminaram em uma fase de serpentinizações. Posteriormente, durante o Ciclo Brasiliano, fenômenos metamórficos regionais, atuando sobre as rochas pré-existentes, resultaram no atual conjunto litológico denominado de Grupo Araxá. No Pré-Cambriano Superior, rochas vulcânicas ácidas, servindo-se das zonas de falhas, intrudiram nas rochas pré-existentes. Por se tratar de uma zona geotectonicamente ativa, contínuos movimentos tectônicos ocorreram durante o Fanerozóico, resultando no Alto Estrutural do Moju.

Entre os recursos minerais associados as rochas básico-ultrabásicas do Moju, admite-se que o amianto é a substância que reune as melhores perspectivas em termos de pesquisa mineral. Minerais do grupo da serpentina foram detectados em vários afloramentos, principalmente nos trechos encachoeirados de Jaquara, Traquambeua e em menor quantidade em Santo Antonio e Mares. Isto corresponde a uma seção retilínea, comprovadamente prospectiva, superior a 2 km (Fig. 3).

Do grupo da serpentina foram detectados minerais tipo crisotila e antigorita. Na cachoeira Jaquara estes minerais ocorrem em proporções aproximadamente iguais, com a antigorita formando massas de coloração creme amarronzada a luz natural. A crisotila é incolor, fibrosa, observando-se tons de cinza quando em nícóis cruzados.

A serpentina ocorre sob a forma de "fibra-cross", em que o feixe de fibras dispõe-se quase que perpendicularmente às paredes rochosas que limitam o veio. Também foram observados os tipos "fibra-slip" e "fibra-mass". A espessura dos veios é muito variada, normalmente na faixa de milímetros a 2,5 cm. Locais há em que as aberturas lineares e forma tabular de até 30 cm de largura evidenciam terem sido preenchidos por minerais fibrosos, hoje removidos pela erosão diferencial atuante (DAMASCENO & GARCIA, 1970).

Nos afloramentos de serpentina estudados, observou-se que as fibras são duras, pouco sedosas, não desfiáveis e com dimensões passíveis de serem utilizadas industrialmente. Entretanto, admite-se que as exposições detectadas não são representativas de toda sequência básico-ultrabásica, e como sabe-se que o evento serpentinizante não foi homogêneo, é lícito esperar a existência de locais em que o fenômeno foi mais ativo e em condições de desenvol

ver fibras de melhor qualidade industrial.

Outro resultado promissor à pesquisa mineral, detectado no alto Moju, foi obtido pela prospecção geoquímica que delimitou uma zona anômala, em termos de Cr, Ni e Cu. Esta área em forma alongada, segundo NNE-SSW, abrange cerca de 50 km^2 e foi delimitada pela conjugação das anomalias detectadas nos solos e nos sedimentos de corrente (Fig. 3). Nos solos coletados no horizonte "B" dessa zona anômala foram detectados teores de 5.000 a 1.500 ppm de Cr; 500 a 100 ppm de Ni; 150 a 100 ppm de Cu. Delimitando esta zona anômala foram constatadas em sedimentos de corrente, no primeiro afluente pela margem esquerda do Moju, a montante da cachoeira de Traquambeua, anomalias geoquímicas de Cr (1.500 ppm), Ni (300 ppm), Cu (50 ppm), Mg (1,5%), V (150 ppm) e Co (30 ppm). Na drenagem contígua e a jusante do local mencionado, repetiu-se a associação anômala em termos de Ni e Mg. Neste mesmo trechc do rio, porém na outra margem, detectou-se em uma drenagem, tanto no seu baixo curso, como no alto curso, a presença de anomalias de Cu e Ni. Anomalias de Mn e Cu e de Ni e Mg delimitam, respectivamente, as extremidades sudoeste e nordeste da faixa anômala. Outro valor anômalo de Mg foi detectado às proximidades da cachoeira de Santo Antonio.

As anomalias citadas, tanto em termos de distribuição espacial, como de associações geoquímicas, são muito sugestivas da presença de mineralizações foliadas a complexos básico-ultrabásicos. Em termos de valores absolutos os teores detectados são compatíveis com áreas mineralizadas em diversos continentes, tais como o depósito de cromo da Província de Narathivas, na Tailândia; com a região de Moreh, na Índia, com a faixa de Shangani, na Rodésia; com os teores de Shawinigan, no Canadá; com a área das Montanhas Wanamu-Blue, na Guiana, etc.

Merece também destaque no contexto geo-econômico do Moju a presença de sulfetos. Estes foram detectados nas cachoeiras de Jaquara e Santo Antonio, em forma de pequenos cristais, ocorrendo de maneira disseminada em talco-serpentina xisto e quartzitos. Devido as pequenas dimensões dos cristais, não puderam ser identificados macroscopicamente, entretanto, admite-se que possam ser do tipo calcopirita-arsenopirita-pirita. Estes indícios sugerem a presença de uma fase sulfetada na evolução metalogenética das rochas básico-ultrabásicas do Moju, o que amplia, em muito, as perspectivas minerais da região.

DAMASCENO & ALMEIDA (1974) detectaram em concentrados de bateia, coletados de cascalhos do leito do igarapé Ipiranga, a presença de ouro. Este fato estaria compatível com a evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas do Moju, como também de toda a Plataforma Amazônica, onde o ouro estaria relacionado a metabasitos arqueanos. Salienta-se, também, às proximidades da cachoeira de Traquambeua, a presença de desenvolvidos veios de quartzo, que poderiam funcionar como encaixante das mineralizações auríferas.

5. CONCLUSÕES A área de pesquisa ocupa um incomum posicionamento geotectônico, situado às proximidades do bordo nordeste do Craton do Guaporé, abrangendo a extremidade setentrional da Faixa Orogêni

ca Araguaia-Tocantins e o flanco noroeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. A unidade basal do empilhamento estratigráfico é o Grupo Araxá, representado por uma sequência de xistos, rochas básico-ultrabásicas e quartzitos. Sobrejacente constata-se uma Sequência Vulcânica Ácida (tufos). Assentando-se, discordantemente, sobre as rochas pré-cambrianas, observam-se as unidades sedimentares da bacia do Parnaíba, no seguinte empilhamento estratigráfico: Formação Codó, Formação Grajaú e Formação Itapecuru. Aluviões Quaternários desenvolvem-se ao longo dos principais cursos d'água.

As melhores perspectivas, em termos de pesquisa mineral, são para o amianto. Minerais do grupo serpentina (crisotila e antigorita) foram detectados em vários afloramentos, principalmente nos trechos encachoeirados denominados de Jaquara, Traquambeua, Santo Antonio e Mares. A espessura dos veios de amianto varia de poucos a 25 milímetros (embora hajam citações de veios de até 30 cm de espessura). Nos afloramentos observados notou-se que as fibras são duras, pouco sedosas e não desfiáveis. Entretanto, como estas exposições não são representativas de toda a massa de rochas básico-ultrabásicas e como a serpentinização não foi homogênea, admite-se a existência de locais com fibras de melhor qualidade.

Os resultados mais promissores, detectados pela prospecção geoquímica (solos e sedimentos de corrente), foram em termos de Cr, Ni e Cu. As anomalias detectadas delimitam uma faixa alongada de cerca de 50 km^2, dispostas segundo NNE-SSW. Estes resultados, tanto em termos de valores absolutos, como de associação geoquímica, como de distribuição espacial, são muito sugestivas da presença de mineralizações associadas a complexos básico-ultrabásicos.

Foram detectados indícios da existência de uma fase sulfetada na evolução metalogenética das rochas do Moju, o que amplia consideravelmente as perspectivas geo-econômicas da área. Merecem também ser anunciada a detectação de ouro em concentrados de bateia e a presença de um contexto lito-estrutural favorável a acumulações auríferas.

De acordo com as litologias e mineralizações detectadas, pode-se admitir que a evolução lito-estrutural das rochas cristalofilianas do Moju é semelhante a observada nos complexos básico-ultrabásicos dos diversos continentes. Em termos regionais, o contexto metalogenético é muito semelhante ao verificado nas conhecidas mineralizações de cromo, níquel e amianto de Goiás. Baseado nos parâmetros que governam esta região, pode-se considerar que os serpentinitos do Moju sejam um prolongamento na direção norte do "serpentine belt" Goiano. Se isto for comprovado, em muito aumentará o potencial mineral das rochas do Moju, como também abrirá perspectivas para que novos corpos básico-ultrabásicos sejam descobertos no lineamento Goiás (Canabrava, Niquelândia, etc)-Moju.

Finalmente, salienta-se o fato de que a área de pesquisa situa-se acerca de 250 km de Belém e de 50 km da Hidrelétrica de Tucuruí, o que amplia, consideravelmente, as perspectivas de aproveitamento econômico, mesmo tratando-se de jazimentos de pequeno porte.

6. BIBLIOGRAFIA

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM - Folha SA.22 Belém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. v.5, 6 mapas em bolso |Levantamento de Recursos Naturais, 5|

DAMASCENO, B.C. & ALMEIDA, H.G. de - Relatório dos trabalhos efetuados no Rio Moju em maio/junho de 1974; Projeto Itapajé. Belém, CPRM-Agência Belém, Out. 1974. 11 p., il |Inédito|

DAMASCENO, B.C. & GARCIA, P.F. - Mapeamento geológico preliminar do rio Moju. Belém, DNPM-5º D.N., 1970. 30 p., il. |Inédito|

KILPATRICK, B.K. - Nickel, chromium and cobalt in tropical soils over serpentinites Northwest District, Guyana. Quartely of the Colorado School of Mines. p. 323-332.

LEWIS JR., R.W. - A geochemical investigation of the Caraíba copper deposit, Bahia, Brazil, 1966. p. C190-C196 |U.S. Geological Survey Professional Paper 550-C|

LIMA, E. de A.M. & LEITE, J.F. - Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba; integração geológico-metalogenética - relatório final da etapa III. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM-CPRM. Recife, CPRM-SUREG/BE, Relatório Ostensivo nº 717, 1978.

RIBEIRO, M.J.; SANTOS, M.M. dos; BRESSAN, S.R. - Geochemical exploration over a mafic-ultramafic complex, Americano do Brasil, Goiás, Brazil. Journal of Geochemical Exploration. 12 (1): 9-19, Nov. 1979.

FIG. 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

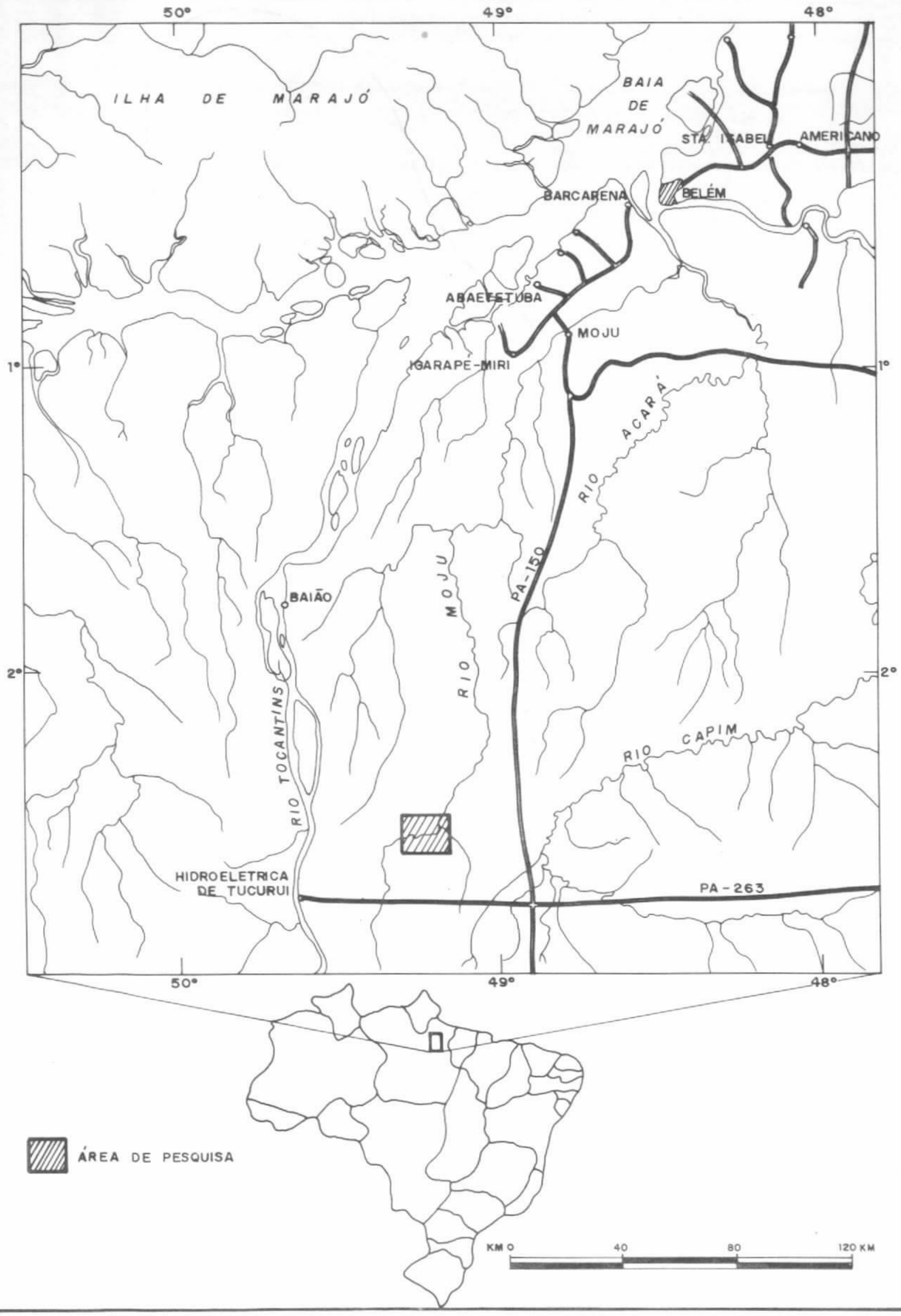
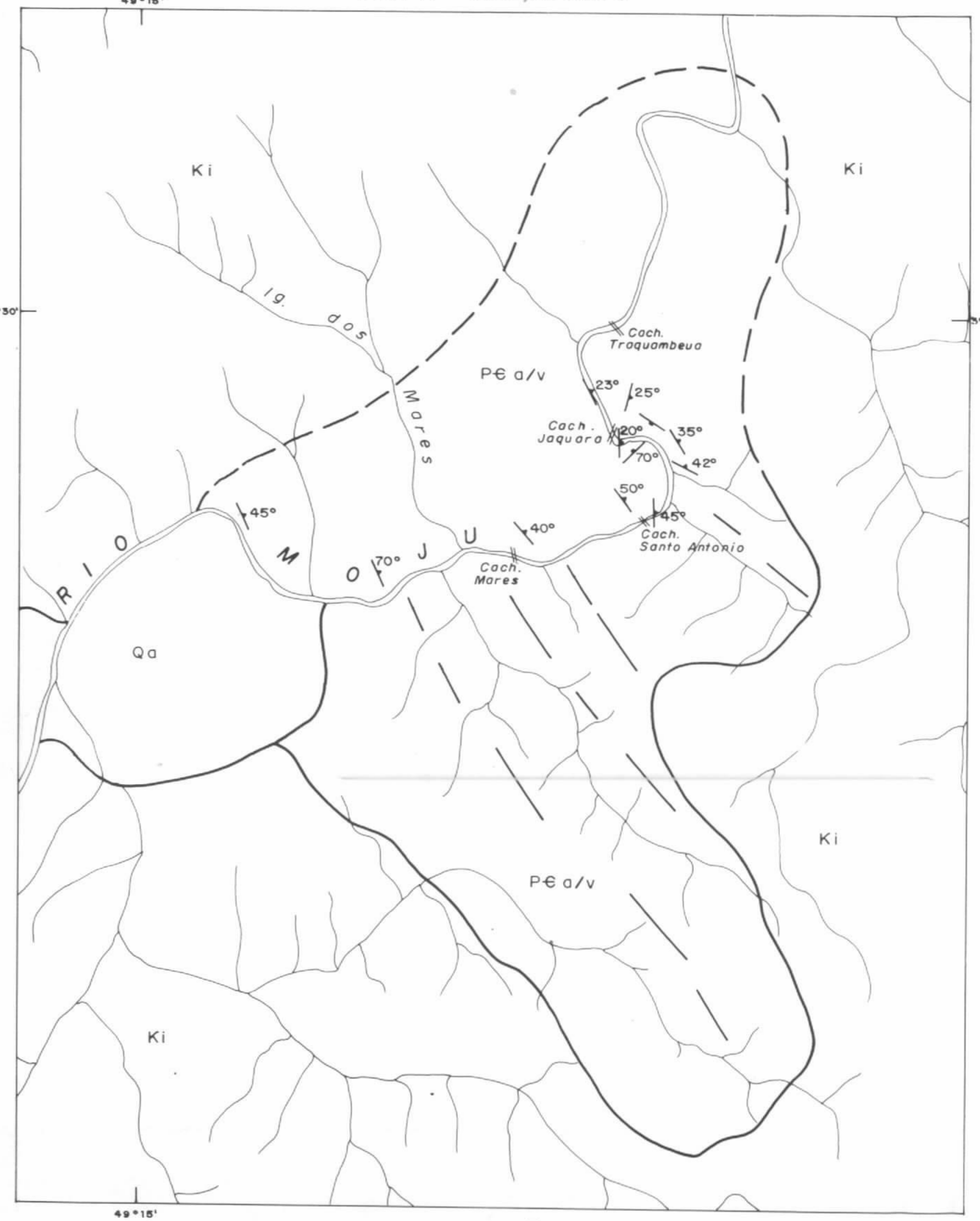


FIG. 2

MAPA GEOLÓGICO

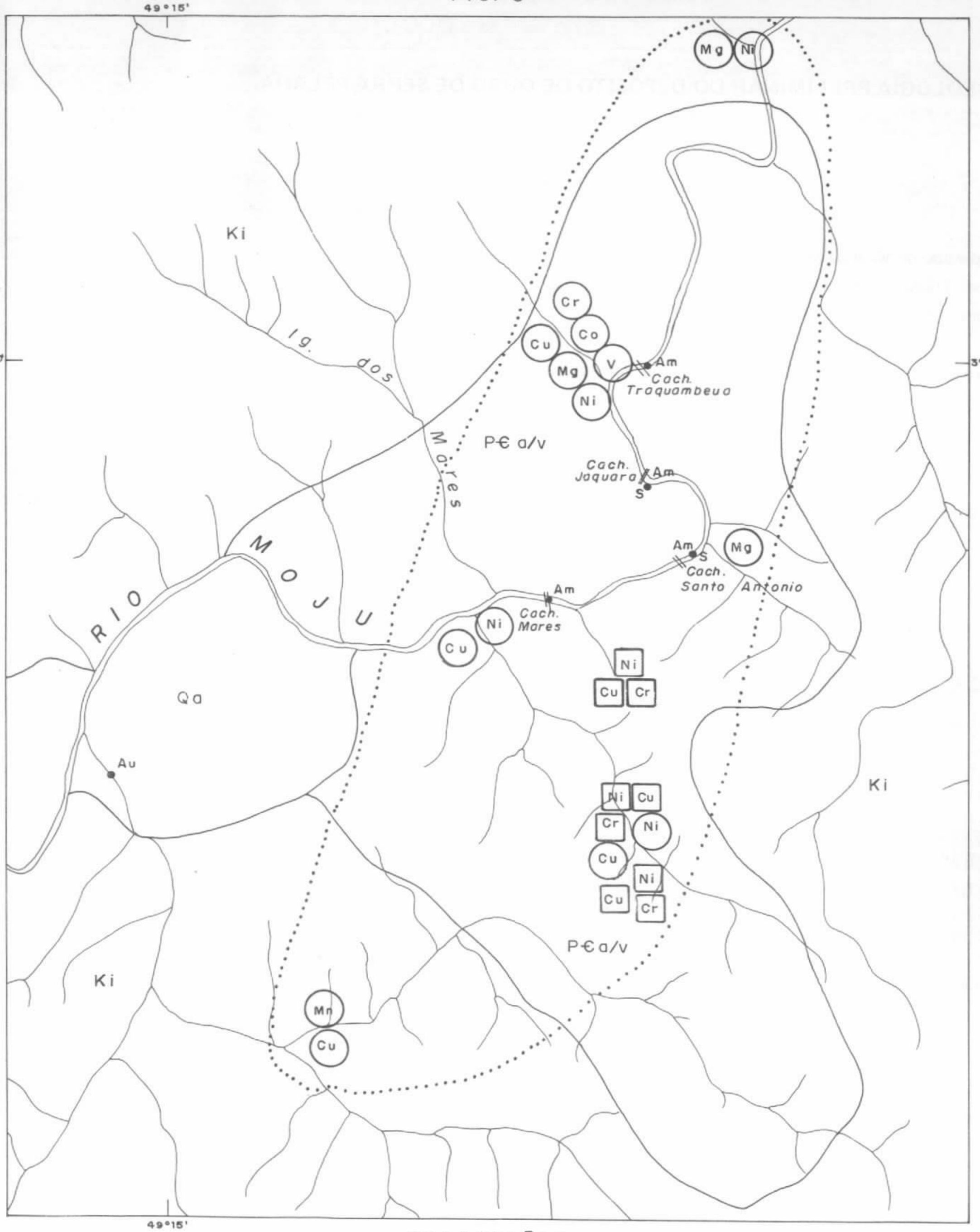


CONVENÇÕES

Qa	QUARTENÁRIO ALUVIONAR: CASCALHOS, AREIAS E ARGILAS
Ki	FORMAÇÃO ITAPECURU: ARENITOS, SILTITOS E ARGILITOS DE CORES VARIEGADAS.
P€a/v	SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA: TUFOS RIOLÍTICOS GRUPO ARAXÁ: XISTOS, ROCHAS SERPENTINITICAS E QUARTZITOS.
	CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
	CONTATO GEOLÓGICO DEFINIDO
40°	XISTOSIDADE COM MERGULHO MEDIDO
80°	FRATURA COM MERGULHO MEDIDO
	LINEAMENTOS INDISCRIMINADOS

KM 0 1 2 3 KM

FIG. 3



CONVENÇÕES

Qa	ALUVIÕES QUATERNÁRIOS
Ki	FORMAÇÃO ITAPECURU
P€a/v	SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA GRUPO ARAXÁ
	CONTATO GEOLÓGICO INDISCRIMINADO
	ANOMALIA GEOQUÍMICA EM SEDIMENTOS DE CORRENTE
	ANOMALIA GEOQUÍMICA EM SOLOS
	ZONA ANÔMALA EM ELEMENTOS DE FILIAÇÃO BÁSICO-ULTRABÁSICA
Am	AFLORAMENTO DE VEIO DE AMIANTO
S	AFLORAMENTO COM SULFETOS DISSEMINADOS
Au	OURO EM ALUVIÃO QUATERNÁRIO

KM 0 1 2 3 KM

GEOLOGIA PRELIMINAR DO DEPÓSITO DE OURO DE SERRA PELADA

Edivaldo de Miranda Meireles
José Thadeu Teixeira
Carlos Augusto Medeiros Filho

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – DOCEGEO/Belém

ABSTRACT The gold bearing ore deposit of Serra Pelada, related to Rio Fresco Formation in the south of Pará (Brasil), was discovered by prospectors in January/80.
The main mineralization has a lithological, tectonic and structural control enclosed in lithological units of Rio Fresco Formation which occurs above a volcano-sedimentary unit. This formation is represented in the Serra Pelada and Serra do Sereno regions by the following representative lithologies: sandstones, conglomeratic sandstones, red siltstones, dark siltstones and small carbonates lenses.
The mineralization host rocks are: tectonic breccia with manganesiferous sandy matrix, grey siltstone locally presenting level of black shales, chert, manganesiferous and graphitic pelites and reddish sandy-argilaceous siltstones, finely stratified, comprising a mineral assemblage which includes quartz, mica, k-feldspar and opaques (hematite, magnetite and ilmenite).
The gold is free, not associated with sulphides.
Stratigraphically, the richest and big gold concentrations are found in the tectonic breccia units, grey siltstone (reducing environment) and in the interface grey and red siltstone (oxidizing environment).
The mineralizations are also found in other units, but in a erratic way.
The ore zones are discontinous and always structurally controlled by shear, folding and faulting zones. The tectonic factor and/or percolation of fluids could also explain the mineralizations in the most wast units.

HISTÓRICO O Projeto Araguaia foi o primeiro trabalho geológico básico da região (1966) e atribuiu por foto-interpretação a estrutura da Serra do Sereno ao Peleozóico (Formação Piaui).
Os primeiros trabalhos de geologia exploratória executados na região datam de 1966 e foram realizados pela CODIM que descobriu ocorrências de Mn na parte leste da estrutura, e estendeu o reconhecimento para oeste até o rio Parauapebas.
Em 1972 a Companhia Meridional de Mineração, após desistência da CODIM, requereu as áreas com ocorrências de Mn e executou pesquisa, com resultados não promissores.
Em 1979 a DOCEGEO efetuou levantamento geoquímico de sedimento de corrente em parte da estrutura do Sereno visando metais base, sem detectar anomalias importantes.
Em janeiro de 1980 garimpeiros a serviço do dono da fazenda desco-

briram ouro aluvionar na drenagem atualmente denominada "Grota Rica". Assim teve início intensa atividade garimpeira que aumentou mais ainda com a descoberta de pepitas no Morro da Babilônia em março de 1980. Até dezembro/81 mais de 10 toneladas de ouro foram produzidas pelo garimpo.
Em maio de 1980 a DOCEGEO iniciou um programa de pesquisa de detalhe visando avaliar as ocorrências de ouro, de modo a se obter os dados necessários para a implantação de mineração racional.

INTRODUÇÃO O garimpo de Serra Pelada, situado cerca de 90 km a SW da cidade de Marabá (PA). É constituído de uma faixa estreita e dobrada de rochas sedimentares ocupando uma área de 200x100 m, onde ocorrem as maiores e mais importantes mineralizações de ouro.
Esse depósito está relacionado à Formação Rio Fresco, tendo como embasamento a NNE, uma sequência de rochas principalmente máficas a ultramáficas, deformadas e com metamorfismo, em geral, do fácies xisto verde; e a sul, formação ferrífera bandeada com intercalações de rochas máficas de Serra Leste.
A geologia regional é caracterizada pela presença de gnaisses, anfibolitos e migmatitos, cinturões de rochas vulcano-sedimentares e sedimentares.
A sequência vulcano-sedimentar compreende rochas meta-vulcânicas, predominantemente máficas e ultramáficas com intercalações menores de vulcânicas félsicas, e por sedimentos químicos (formação ferrífera e metachert). Corpos de gabros e dioritos cortam esta sequência.
A sequência sedimentar é constituída por clásticos grosseiros na base; arenitos conglomeráticos, conglomerados e arenitos, e uma unidade pelítica no topo: siltitos cinza, siltitos vermelhos e argilitos; correlacionáveis à Formação Rio Fresco.
As características estruturais da região são complexas e marcadas pela superposição de fases deformativas.
A estrutura do garimpo se configura num sinclinal assimétrico reverso, com flancos mergulhando para sul e eixo com caimento para oeste.
A mineralização de ouro apresenta um controle litológico, tectônico e estrutural, sendo que a maior concentração de ouro está relacionada ao controle tectônico e estrutural, na região da charneira da dobra.

GEOLOGIA REGIONAL A geologia regional é caracterizada pela presença de rochas polimetamórficas, cinturões de rochas vulcano- sedimentares e coberturas sedimentares.
Nas proximidades de Serra Pelada, a este da estrutura do Sereno, ocorrem rochas do Complexo Xingu, representadas genericamente por gnaisses, anfibolitos e migmatitos.
Na área do garimpo de Serra Pelada, aflora uma sequência vulcano-sedimentar, predominando rochas extrusivas máficas a ultramáficas, níveis félsicos associados e intrusivas (gabro e diorito). A parte sedimentar clástico-química subordinada é constituída de formação ferrífera bandeada e metachert. Provavelmente, os níveis sedimentares intercalados com talco xistos ou clorita xistos evidenciam vários ciclos de derrames de lavas. Esta sequência provavelmente é a mais antiga da região de Carajás, de idade Arqueana, e deve corresponder a uma sequência tipo Greenstone Belt, correlacionável aos de Gradaus, Andorinhas e Sapucaia.
O Grupo Grão-Pará está representado na região pelos depósitos de ferro da Serra Leste. As relações de contato desta unidade com as demais estão mascaradas por crostas lateríticas muito desenvolvidas.
Sobreposto a esta sequência, em contato discordante, ocorre uma sequência sedimentar de cobertura de plataforma, com evidências de ambiente transgressivo de sedimentação e considerada como pertencente a Formação Rio Fresco.

Gabros intrusivos nas sequências vulcano-sedimentares e sedimentares são as litologias mais recentes na área. Todas as unidades em Serra Pelada mostram-se intensamente deformadas por falhamentos e dobramentos.

GEOLOGIA LOCAL O garimpo de Serra Pelada situa-se numa sequência de rochas sedimentares, de baixo grau metamórfico, pertencentes à Formação Rio Fresco, num sinclinal assimétrico reverso com flancos mergulhando para sul, e eixo com caimento para oeste.
Em toda a área do garimpo de Serra Pelada ocorre uma sequência sedimentar, com clásticos grosseiros na base, constituída de arenitos conglomeráticos, conglomerados e arenitos finos, médios a grosseiros, e uma sequência pelítica no topo, constituída de pelitos manganesíferos, grafitosos e carbonosos; siltitos cinza com níveis de folhelhos manganesíferos, localmente lentes de carbonato, argilitos e chert intercalados, além de siltitos e argilitos avermelhados, finamente estratificados.

ESTRATIGRAFIA 1. Sequência Rio Novo - Greenstone Belt: na região do garimpo de Serra Pelada, aflora uma sequência de rochas xistosas, que constitui o embasamento do pacote sedimentar, apresentando uma discordância do ponto de vista litológico e estrutural.
É constituída predominantemente de clorita-xistos, actinolita tremolita-xistos, talco-xistos, meta-peridotito, meta-piroxenitos e intrusivas (gabros e dioritos), com intercalações félsicas e por sedimentos químicos, formação ferrífera bandeada e metachert.
O grau metamórfico destas rochas é predominantemente do fácies xisto verde.
2. Grupo Grão-Pará: está respresentado pelos depósitos de ferro de Serra Leste, constituídos de formação ferrífera bandeada, com proporções variáveis de quartzo e óxidos de ferro (magnetita e hematita), com intercalações de rochas básicas. Ocorre canga química ferrífera, no topo e encosta da Serra.
3. Formação Rio Fresco: a Formação Rio Fresco, na área estudada, foi dividida, informalmente, em unidades lito-estratigráficas, descritas a seguir da base para o topo:
Sequência de arenitos conglomeráticos e conglomerados: arenitos conglomeráticos e conglomerados com seixos de quartzo, arenito fino a síltico e itabiritos. A matriz dos conglomerados apresenta textura média a fina, sendo essencialmente quartzosa ou arcoseana subordinada. O grau de retrabalhamento nos conglomerados é variável, mostrando maior intensidade na parte norte da área.
Os níveis de conglomerados apresentam extensão lateral e espessura variável (centimétrica a métrica).
Sequência de arenito: arenito com textura fina a média, de composição variável, apresentando níveis essencialmente quartzosos, arcoseanos, ferruginosos e manganesíferos. Em geral mostra-se friável, tendo entretanto compacidade elevada (silicificado) nas zonas de maior intensidade tectônica (falhas e fraturas). Nestes locais a rocha é comumente cortada por veios de quartzo, adquirindo localmente, aspecto brechóide.
Lentes de siltitos vermelhos e cinzas, bem como de arenitos conglomeráticos, ocorrem intercalados nesta unidade, com extensão e espessuras variáveis.
Sequência de siltito vermelho e cinza: constituída por siltitos vermelho e cinza, com predomínio local de um ou de outro ou intercalados entre si. Foram mapeados dois níveis desta unidade sendo que o localizado no centro da área mostra-se truncado a este por falha. A norte provavelmente ocorre um outro nível, estando encoberto por laterita (vide Seção Geológica, LT-1050).
Sequência de arenitos: arenitos com textura fina a média, de composição variável, com níveis essencialmente quartzosos e arcoseanos,

apresentando, no entanto, maior número de níveis ferruginosos e manganesíferos.

Brecha tectônica: brecha com matriz arenítica manganesífera e/ou ferruginosa com fragmentos angulosos de quartzo, chert, arenito silicificado e pelitos. Os fragmentos mostram-se comumente cizalhados. A relação percentual entre matriz e fragmentos é muito variável. Esta unidade está melhor representada na área do garimpo e no flanco sul do sinclinal. A presença de matriz manganesífera posterior, a descontinuidade observada em certos locais, tanto em superfície como em sub-superfície e o cizalhamento visto nos fragmentos, corroboram com a hipótese de origem tectônica. Assim sendo, a brecha teria se originado por falhamentos aproximadamente paralelos a direção das camadas, e concomitantemente ao dobramento.

Sequência de siltito cinza: siltito cinza, cinza escuro a preto (manganesífero), com níveis caulinizados (esbranquiçados). Apresenta localmente níveis de folhelho preto, chert, pelitos grafitosos e manganesíferos e lentes de carbonato. Ocorre em camadas com espessura máxima de 20 m, ou em lentes intercaladas em siltitos vermelhos e arenitos. Seus constituintes minerais são:

- quartzo na fração silte 40-50%
- sericita 40-50%
- opacos, leucoxênio e óxidos de ferro, caulinita, criptomelano, pirolusita e carbono amorfo em quantidades menos expressivas.

Sulfetos ocorrem em níveis de siltito cinza escuro em alguns furos de sonda; apresentam-se em forma de níveis caulínicos ricos em pirita, contendo também calcopirita e arsenopirita disseminados. Malaquita ocorre em alguns casos, em veios milimétricos de quartzo, preenchendo fraturas ou, menos comumente, intrafolial.

Esta unidade é essencialmente mais rica em Mn que as demais litologias, além de representar, em todo pacote da Formação Rio Fresco no local, a única contribuição de deposição de sedimentos químicos (carbonatos e chert). São comuns também níveis ricos em cobalto sempre correlacionáveis a altos teores de Mn. Estes níveis com cobalto não apresentam mineral específico de cobalto em lâmina. Apresentam também níveis brechados, bem definidos em sondagem e que são portadores das maiores concentrações de ouro.

Na zona de charneira é comum esta unidade apresentar aspecto de brecha tectônica e intercalações de níveis silicosos.

Mostra-se normalmente foliado, desenvolvendo tanto clivagem ardosiana (Sl), com foliação cataclástica (zonas tectonizadas). A estratificação (So) é observada apenas localmente.

Associado a esta unidade ocorrem lentes de calcário dolomítico com fraturas preenchidas por quartzo.

Sequência de siltito vermelho: constituída essencialmente de siltito areno-argiloso, avermelhado, finamente estratificado, com níveis de argilito vermelho apresentando foliação superimposta ao acamamento e, localmente, níveis de siltito cinza azulado intercalado. Nesta unidade, as estruturas sedimentares primárias mostram-se bem preservadas, sendo comuns estratificação cruzada, marcas de carga, laminação paralela, estruturas de escorregamento e acamamento gradacional que servem como critérios para a determinação de topo e base das camadas. Comumente apresenta-se finamente estratificado (So), apresentando intercalações de níveis sílticos argilosos. Clivagem ardosiana (Sl) aparece localmente. Em zonas de maior intensidade tectônica, é comum mostrar-se silicificado, desenvolvendo foliação cataclástica. A composição mineralógica é mais uniforme que a unidade de siltito cinza:

- quartzo 40-50%
- sericita, caulinita 40-50%
- leucoxênio em pequenas quantidades.

São comuns estratos finos apenas de quartzo alternando-se com outros essencialmente argilosos, formando as estratificações observáveis. São também comuns caulinização nas fraturas.

4. Gabro: ocorre intrusivo na sequência sedimentar, formando corpos alongados com direcionamento preferencial para NW. Constituído essencialmente por plagioclásio e piroxênio, apresentando textura fanerítica, sendo mais fino próximo aos contatos. Os plagioclásios encontram-se em geral sob a forma de ripas, às vezes geminados. Sua idade é de 198 m.a., conforme determinação Rb/Sr.
5. Coberturas lateríticas: estão amplamente distribuídas na parte setentrional da área, mostrando-se topograficamente aplainados a suavemente ondulada. Ocorre, também, esparsamente por toda a área.
6. Aluvião: na Grota Rica os aluviões eram pouco representativos e isolados por corredeiras, sendo que foram removidos em sua totalidade pelos garimpeiros. No igarapé Sereno, abaixo da confluência da Grota Rica, os aluviões apresentam-se bem desenvolvidos, com "flats" de porte médio, e estão sendo garimpados até 10 km abaixo.

ESTRUTURA E METAMORFISMO O pacote de rochas sedimentares que contém as mineralizações auríferas da área de Serra Pelada encontra-se dobrado, intensamente falhado e com metamorfismo incipiente.
A princípio, na Formação Rio Fresco foram definidas no mínimo duas fases de deformações, podendo existir mais uma que, deve ser tardi F2.
F1: dobra assimétrica reversa, desenvolvendo foliação de plano axial. Eixo com caimento para oeste. A fase F1 corresponde ao dobramento principal, sendo contemporaneo ao metamorfismo regional.
F2: dobras ondulatórias com direção aproximadamente N-S e perpendicular a F1; arqueando o eixo (P.A.) da primeira fase, desenvolvendo crenulações. Aparece também, "kink bands" que são provavelmente o efeito tardio desta fase. É possível recristalização metamórfica durante o desenvolvimento das crenulações.
A sequência Rio Novo apresenta xistosidade bem desenvolvida e constantes fenômenos de "boudinage" e fraturamento.
Foi possível individualizar pelo menos três fases de deformações, sendo que a xistosidade mais marcante na sequência corresponde a F2 (dobras isoclinais com plano axial de mergulho variável). F1 é definida a partir de padrões de interferenciais em mini-dobras tipo F2. A última fase (F3) corresponderia a ondulações, crenulações e "kink-bands".
Analisando-se o perfil esquemático anexo, observa-se um conjunto de três dobramentos, que deforma o pacote sedimentar de Serra Pelada. De sul para norte, a partir de Serra Leste, temos as seguintes estruturas:
- anticlinal assimétrico reverso com flanco mergulhando para sul com ângulo de 40°, tendo como núcleo a unidade basal de arenitos conglomeráticos com níveis de conglomerados.
- sinclinal assimétrico reverso com flancos mergulhando para sul, apresentando a unidade do topo, siltito vermelho, como núcleo. Neste sinclinal é onde se encontram as maiores e mais importantes mineralizações de ouro conhecidas até o momento.
- anticlinal assimétrico reverso, com flancos mergulhando para sul, tendo como núcleo a unidade basal de arenitos conglomeráticos com níveis de conglomerados.
Essas dobras possuem plano axial com direção ENE e desenvolvem foliação (S1) de plano axial.
Além desta fase de dobramento, é provável que tenha existido um ondulamento posterior com crenulações e "kink-bands" associados. Nas zonas tectonizadas é comum observar-se micro-dobras convolutas e "drag-folds".
Durante os trabalhos foram observadas três direções preferenciais de falhamentos: NW, ENE, NE.
As falhas NW são as mais conspícuas na área, deslocando as camadas por movimentos normais e os outros padrões de falhamentos, sendo comuns na área Babilônia.

Os padrões ENE são aproximadamente paralelos à direção das camadas e causam intenso cizalhamento, que são evidenciados pelas foliações cataclásticas. Estas podem ter se originado simultaneamente ao dobramento, com rompimento nas continuidades litológicas (ex: areni tos e pelitos), podendo ser a causa da origem da brecha tectônica. As falhas NE ocorrem a leste da área, colocando em contato as rochas sedimentares e o embasamento (Sequência Rio Novo).
O pacote sedimentar da área de Serra Pelada foi afetado por metamorfismo de baixo grau, com o desenvolvimento de uma foliação incipiente, caracterizada pela orientação mineral do quartzo, sericita, clorita, caulinita e goethita.

CARACTERÍSTICAS E CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO A partir de dados geológicos obtidos no mapeamento, especialmente na zona do garimpo, no mapa de pintas de ouro e nos resultados analíticos de trincheiras e furos de sonda, foi possível definir alguns fatores que devem controlar a mineralização de ouro.
- Estratigraficamente as maiores concentrações de ouro encontram-se nas unidades de siltito cinza, brecha tectônica manganesífera e no interface siltito cinza/siltito vermelho; ressaltando-se que também são encontradas mineralizações nas outras unidades provavelmente relacionadas a falhamentos. É provável que o ouro se depositou principalmente em níveis manganesíferos e carbonosos da sequência de siltito cinza de forma disseminada. Os teores negativos em intervalos com sulfetos descartam uma associação de ouro com níveis peritosos como era de se esperar.
- A percolação de Mn e sua deposição em zonas de fraturas em todas as rochas tem também importância no controle da mineralização como constituinte capaz de solubilizar o ouro.
- Dobras e falhas aparentemente desempenharam o papel mais importante no controle da mineralização. A zona de charneira do sinclinal do garimpo parece concentrar as maiores mineralizações, causadas pela percolação de fuidos, durante o desenvolvimento do evento deformativo e metamórfico. Zonas de falhamentos, especialmente quando próximos à charneira, mostram, também, condições propícias para concentração de Au. A zona de fechamento da dobra aflora em Serra Pelada exatamente na área principal de garimpagem, o que vem reforçar o relatado acima.
- O fator tectônico, junto à percolação de fluidos, devem também explicar eventuais mineralizações em unidades na sua maioria estéreis.
Um aspecto importante e peculiar do ouro de Serra Pelada é o percentual de paládio que determina as "variedades" comercializadas no garimpo. Três tipos frequentes são caracterizados:
- Au amarelo com 1 e 2% de Pd.
- Au fino com 6 e 7% de Pd.
- Au bombril com 9 e 10% de Pd.

Ocorrem,ainda, em menor frequência, variedades com 25% e 55% de Pd. Os outros componentes comuns são Ag (0,5%), Fe (0,5-1,0%), e Cu (0,5%). Pode-se observar que o percentual de Ag é anômalo. Em todos os tipos conhecidos de Au, a Ag é sempre superior a 5%.

BIBLIOGRAFIA

BARBOSA, O. et alii - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Rio de Janeiro, IBGE. 94 p. (Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Monografia, 19).

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL - 1974 - Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. (levantamento de Recursos Naturais, 4).

COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO - 1973 - Relatório final do trabalhos de pesquisa executados nas Serras do Sereno e Paredão. Rio de Janeiro.

MAPA GEOLÓGICO - SERRA PELADA

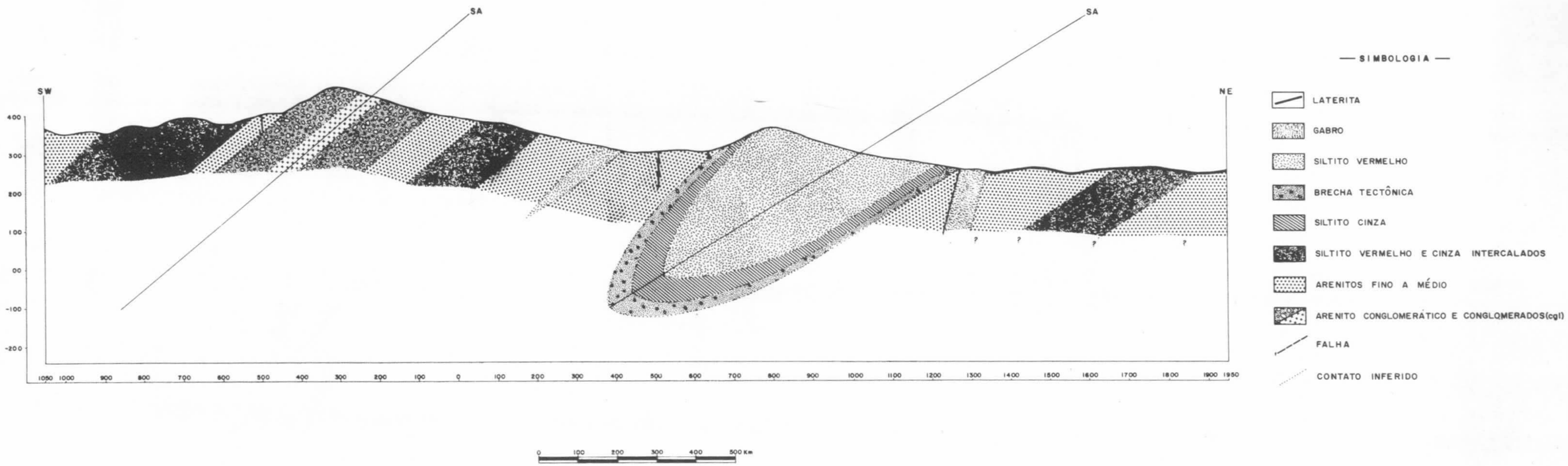
ESTRATIGRAFIA

- ALUVIÃO
- LATERITA FERRUGINOSA
- SEQUÊNCIA DE SILTITO VERMELHO E CINZA INTERCALADOS Stcz/Stv
- SEQUÊNCIA SILTITO ARENO-ARGILOSO AVERMELHADO FINAMENTE ESTRATIFICADO
- SEQUÊNCIA DE SILTITO COLORAÇAO CINZA ESCURO / FACEIS CARBONATICOS (DOLOMITO)
- BRECHA SEDIMENTAR TECTÔNICA, MATRIZ MANGANESIFERA (PREDOMINANTE) E ARENÍTICA VERMELHO
- SEQUÊNCIA DE ARENITOS COM TEXTURA FINA A MEDIA QUARTZOSO A ARCOSIANO / GABRO
- SEQUÊNCIA DE ARENITOS CONGLOMERÁTICOS (ar/cgl) E CONGLOMERADOS (cgl)
- CLORITA-XISTO, TALCO XISTO, COM NIVEIS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDEADA.

LEGENDA

- IGARAPE
- FALHA NORMAL
- ESTRADA
- 350 CURVA DE NIVEL
- F8 FURO DE SONDAGEM
- 45° ATITUDE DE CAMADA
- FOLIAÇÃO CATACLÁSTICA
- DIREÇÃO DE SUPERFICIE AXCIAL
- TRINCHEIRA

SERRA PELADA — SEÇÃO VERTICAL — LINHA 1.050 W.



O POTENCIAL AURÍFERO DA REGIÃO DO CUIÚ-CUIÚ – ITAITUBA/PA

José Maria do Nascimento Pastana *
Taylor Araújo Collyer **
Carlos Alberto dos Santos *
Ruy Célio Martins *

***COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém**
****DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM/Belém**

ABSTRACT The Cuiú-Cuiú "garimpo" has been one of the most important gold production site in the Middle Tapajós Region, for more than two decades. The gold production has been around 30 Kg/month, and it is likely to increase in the near future. After 146 production sites (river banks) inspections, the following mean results have been estimated, to the region: overburden 1,76 m; gold-bearing gravel thickness 0,22 m; gold content in the gravel 1,72 g/m^3 and the flat is 57 m wide. A potencial reserve of 7.390 Kg was estimated by means of studies carried out, just in the placers. A primary mineralization was found in the Morro Da Lua, besides those found in the alluvial deposits and it is associated to a red latsol, formed by weathering away of a metabasic rock. The preliminary prospection allowed the estimation of a potencial reserve of 2.480 Kg, in the "B" latsol horizon. So, the total potencial reserve found in the region of Cuiú-Cuiú reaches 9.870 Kg of gold, in a area that covers some 170 sq.km.

INTRODUÇÃO As primeiras informações acerca da presença de ouro na região do igarapé do Cuiú-Cuiú remotam ao ano de 1958, quando foi detectada a ocorrência do citado Metal em um pequeno afluente denominado Central, por garimpeiros financiados e liderados pelo Sr. Nilçon Pinheiro. A partir de então, estabeleceu-se intensa atividade garimpeira naquela região, perdurando com relativo sucesso até os dias atuais.

Com uma superfície de aproximadamente 170 Km^2 e situada na porção sudoeste da folha SB.21-X-C (fig. 1), a região do Cuiú-Cuiú compreende grande parte da bacia do igarapé homônimo, constituída por cursos d'água de pequeno porte, merecendo destaque (além do próprio igarapé Cuiú-Cuiú) os igarapés Mira Boa, Camarão, Pau da Merenda, Manaus, Jerimum e Vila Rica, entre outros.

O ingresso no garimpo pode ser efetuado por via aérea e fluvial. No primeiro caso, o tempo gasto na viagem entre Itaituba e o Cuiú-Cuiú é de aproximadamente 55 minutos. No segundo caso, o acesso é feito normalmente no inverno (aproximadamente dois dias) e precariamente no verão (oito a dez dias).

A "corrutela" do Cuiú-Cuiú consiste em um aglomerado de pequenas casas, dispostas de ambos os lados de uma pista de pouso com 600 m de extensão. Aí, reside uma população fixa de aproximadamente 600 pessoas que vivem exclusivamente do comércio do garimpo, abastecendo cerca de 1.200 garimpeiros propriamente ditos, que habi

tam a região dos baixões.

TRABALHOS REALIZADOS Na região do Cuiú-Cuiú as atividades desenvolvidas consistiram, em linhas gerais, no estudo e cadastramento dos principais barrancos produtores de ouro, prospecção preliminar para ouro primário no Morro da Lua e mapeamento geológico da área de influência do garimpo.

Os principais baixões produtores de ouro estudados foram: Pau da Merenda, Cuiú-Cuiú, Mira Boa, Baiano (ou Morro da Lua), Cachoeira (ou Manoel Gato), Manaus, Vila Rica e Camarão, entre outros.

A prospecção preliminar para ouro primário na região do Morro da Lua foi realizada através da coleta de amostras de solo autóctono, posteriormente concentradas mecanicamente com o auxílio da bateia.Estas, foram submetidas ao exame com lupa binocular, para ser efetuada a contagem de "pintas" de ouro.Para a execução desse trabalho foram abertos 19.650 m de picadas e coletadas 296 amostras de solo, a uma profundidade entre 0,20 e 0,70 m, que corresponde ao topo do horizonte "B", na região.

O mapeamento geológico efetuado na área de influência do garimpo revelou a existência de rochas metamórficas de médio grau , vulcânicas ácidas e granitóides anorogênicos, além de sedimentos recentes.

ESTUDO E CADASTRAMENTO DOS BARRANCOS Dentre as atividades desenvolvidas merece um destaque especial o estudo e cadastramento dos principais barrancos produtores de ouro da região do garimpo Cuiú-Cuiú, uma vez que tal estudo permitiu, com as devidas ressalvas, estimar uma provável reserva aurífera para aquela região.Tal estudo consistiu, em linhas gerais, na determinação das principais características de cada barranco, tais como: dimensões do barranco, espessura do capeamento, espessura do nível de cascalho, tipo de material lavado (aluvião recente, paleo-aluvião, etc), produção de ouro, granulometria do ouro, teor de ouro no cascalho e teor de ouro no barranco.

Completando o quadro de informações, foi estimada a largura "flat" em cada local estudado e efetuadas observações de caráter geológico, tais como: litologia circundante, constituição do "bed rock", natureza do cascalho, etc.Toda essa atividade resultou no estudo de 146 barrancos, distribuídos ao longo de oito cursos d'água (baixões).

De uma maneira geral, constata-se nessa região (baixões) a presença de um solo alóctono bem caracterizado, apresentando logo abaixo da camada húmica (em geral bastante delgada) uma argila plástica, amarelada com tons variegados, com incipientes evidências de oxidação, cuja espessura média é da ordem de 0,60 m; logo abaixo ocorre uma argila cinza esverdeada (não oxidada), com boa plasticidade, apresentando fração arenosa na base; a espessura média desse horizonte é de aproximadamente 0,50 m.Abaixo desse solo ocorre o paleo-aluvião, iniciando com uma camada de areia média a grossa, coloração esbranquiçada, frequentemente com manchas escuras de matéria orgânica, que localmente chega a formar pequena concentração de material turfáceo; a espessura média dessa camada é da ordem de 0,60 m.Logo abaixo, aparece o nível de cascalho propriamente dito , que representa um paleo-aluvião, constituído em quase 95% por fragmentos angulosos de quartzo de veio, coloração esbranquiçada, pouco transportados; às vezes ocorrem subordinadamente seixos subarredondados de rochas graníticas e granodioríticas, bem como prováveis anfibolitos.É nesse horizonte, cuja espessura média é de aproximadamente 0,20 m, que localiza-se a principal concentração de ouro da região, formada a partir do retrabalhamento das litologias da "sui

te" metamórfica Cuiú-Cuiú. Abaixo do cascalho ocorre o produto de alteração do "bed rock", que é na realidade um saprólito, denominado pelos garimpeiros de "lagrésia". O "bed rock" está em geral representado por litologias relacionadas à "suite" metamórfica Cuiú-Cuiú (fig. 2).

PROSPECÇÃO PRELIMINAR PARA OURO PRIMÁRIO NO MORRO DA LUA - GENERALIDADES Além das mineralizações de "placer", já bastante conhecidas na região do Cuiú-Cuiú, foi detectada uma mineralização aurífera "primária" no Morro da Lua, nas cabeceiras da Grota do Jerimum. Aí, a mineralização aurífera está associada a material coluvionar, constituído por um latossolo avermelhado.

A principal mineralização está associada ao horizonte "C" desse solo, o qual (horizonte C) apresenta uma espessura média de aproximadamente 0,18 m, sendo constituído por material argiloso de cores variegadas, com grande quantidade de fragmentos angulosos de quartzo de veio associados. Fazendo parte desse horizonte, pode-se observar, às vezes, veios de quartzo bastante cataclasados, com abundante disseminação de sulfetos (pirita); esses pequenos veios encontram-se encaixados em material muito alterado, coloração amarelo-esverdeada, possivelmente produto de alteração de rocha anfibolítica. Nesse horizonte, cujo teor médio em alguns barrancos estudados foi de aproximadamente 49,24 g/m^3, chegou a ser encontrada uma pepita de ouro com 13 g, além de inúmeras outras com 6, 5, 4 g, etc.

O horizonte "B" desse solo apresenta uma espessura média de aproximadamente 5 m (na encosta nordeste), ocorrendo disseminação de ouro em toda sua seção, o que foi comprovado pelas equipes do Projeto, através de testes aleatórios efetuados com a batéia.

A base do horizonte "B" do latossolo é constituída de um material argiloso de cor esbranquiçada, com manchas avermelhadas, evidenciando uma fase inicial do processo de oxidação, o qual, com a continuidade, evolui para o solo avermelhado constituinte do horizonte "B" propriamente dito. Tal fato parece estar relacionado aos processos de alteração química de rocha original, uma provável meta básica, contendo ouro primário na estrutura dos anfibólios, o qual é liberado durante intemperismo químico, migrando para a zona de oxidação. Esta zona é parte superior do horizonte "B" avermelhado e não a base do mesmo, que é representada pelo material argilo-arenoso esbranquiçado.

De acordo com os dados obtidos através de observações "in loco", o teor de ouro nesse material é inferior ao teor no solo avermelhado, sendo da ordem de 2 g/m^3.

Outro tipo de horizonte "B" existente é o do solo eluvionar, produto de alteração das vulcânicas ácidas da Associação Uatumã (Pastana et Silva Neto, 1980). Tal horizonte, identificado na parte mais elevada do Morro da Lua, apresenta-se mais quartzoso, por vezes com restos de quartzo de veio mineralizado, tendo sido este ouro concentrado nos veios de quartzo, conduzidos por soluções ascendentes que o remobilizaram das rochas básicas arqueanas pré-existentes.

METODOLOGIA A prospecção preliminar foi executada a partir de uma linha base de 2.800m de extensão e direção N40^{o}W, com 15 picadas transversais distantes de 200 m uma da outra. Foi executada uma amostragem de solo correspondendo à parte superior do horizonte "B" à uma profundidade compreendida entre 0,20 e 0,70m da superfície, coletando-se 6 litros de material. Este, foi posteriormente concentrado em batéia, analisado através de lupa binocular, quantitativa e qualitativamente, dando-se ênfase na contagem de pintas de ouro. Foram coletadas 294 amostras, em um intervalo de 50 em 50 m (fig. 3), tendo sido analisadas inicialmente 154 amostras, correspondendo a uma

malha de 100 em 100 m. Em seguida foram confeciconados mapas de número de pintas e de isoteores (figs. 4 e 5), determinando-se assim zonas mais ricas em ouro, como também o potencial aurífero dessa área.

A análise das 154 amostras coletadas obedeceu a seguinte sequência:

a) Secagem das amostras em estufa.
b) Separação da fração magnética com imã de 1.2 A.
c) Pesagem das frações magnéticas e não magnéticas.
d) Descrição qualitativa da fração magnética.
e) Descrição qualitativa da fração não magnética.
f) Contagem do número de pintas de ouro existente na fração não magnética, tendo-se contado 256 pintas nas amostras analisadas.
g) Cálculo do peso médio de uma pinta de ouro, sendo para o mesmo obtido um valor de 0.022mg.
h) Cálculo do teor de ouro em g/m^3, a partir de um volume de 6 litros de solo obtendo-se o valor médio de $5,86 mg/m^3$.
i) Cálculo do número de pintas por amostra, chegando-se ao valor de 1.67 (valor médio).
j) Confecção dos mapas de número de pintas e isoteores.

ESTIMATIVA DE RESERVA Neste capítulo procurou-se quantificar uma reserva aurífera para a área Cuiú-Cuiú, a partir dos dados obtidos diretamente no campo. Inicialmente foram considerados os depósitos de "placer", conhecidos e explorados há mais de duas décadas e representados pelas regiões dos "baixões". Em seguida, foi avaliada a mineralização aurífera "primária" detectada no Morro da Lua, associada a um solo autóctono resultante da alteração de uma provável rocha meta-básica.

DEPÓSITOS DE "PLACER" Na execução deste trabalho adotou-se como metodologia básica a confecção de um mapa de drenagem de toda a área Cuiú-Cuiú na escala 1:70.000, obtido a partir das fotografias aéreas. Neste, além do próprio igarapé Cuiú-Cuiú, foram traçados os demais cursos d'água onde desenvolve-se intensa atividade garimpeira e delimitadas suas respectivas bacias de captação. Considerando-se que na avaliação dos depósitos auríferos de "placer" é fundamental a determinação do volume de material mineralizado (minério), procurou-se definir a extensão das faixas aluvionares de cada curso d'água, sua largura média ("flat"), a espessura média do capeamento e do nível de cascalho e, ainda, o teor médio, para cada "baixão".

A extensão das faixas aluvionares foi obtida a partir da medição direta sobre o mapa, com o auxílio do curvímetro; os demais parâmetros foram definidos de duas maneiras distintas:

1. Nos trechos que estão sendo garimpados e dos quais dispõe-se de um confiável controle de campo, foram utilizados aqueles valores médios obtidos a partir do estudo de diversos barrancos (largura do "flat", espessura do capeamento e do nível de cascalho, teor no barranco).

2. Nos trechos onde não está sendo desenvolvida presentemente a atividade garimpeira, e dos quais não têm-se controle, porém condicionados aos mesmos ambientes geológicos e metalogenéticos do caso anterior, foram utilizados aqueles valores mínimos obtidos no campo quando do levantamento dos trechos do ítem 1.0 volume de minério foi então definido para cada "baixão", em função da extensão, largura e espessura (capeamento + cascalho) de sua faixa aluvionar.

Para o cálculo da reserva de cada "baixão", multiplicou-se o volume de minério pelo seu respectivo teor, adotando-se aqui

os conceitos estabelecidos por DAMIÃO, R.N.Este autor define "Reserva Geológica" como sendo "concentrações minerais esperadas para determinada área com base nas favorabilidades geológicas e metalogenéticas e existência concreta de ouro econômico na área (para a região ora em estudo, a presença das frentes de garimpagem caracteriza este último parâmetro).O mesmo autor define também a "Reserva Potencial", que caracteriza concentrações minerais esperadas para uma determinada área, com base nas favorabilidades geológicas, metalogenéticas e ocorrência de ouro na área.

RESERVA GEOLÓGICA Considera-se, neste relatório, como "Reserva Geológica", aquela reserva calculada para os trechos efetivamente trabalhados e dos quais têm-se controle de campo.Dentro de cada trecho considerado, foram determinados a extensão do baixão, a espessura média do capeamento e do nível de cascalho, o teor de ouro no barranco (capeamento + cascalho) e a largura média do baixão ("flat"). Conforme já enfocado anteriormente, estes parâmetros foram definidos a partir de dados coletados diretamente no campo, possuindo portanto considerável confiabilidade.

Para o baixão do Cuiú-Cuiú foram determinados os seguintes valores:

- Número de barrancos estudados: 27
- Extensão do trecho garimpado: 7.000 m
- Espessura média do capeamento: 2,00 m
- Espessura média do cascalho: 0,26 m
- Teor no barranco: 1,60 g/m^3
- Largura do "flat": 70,00 m

Considerando-se:

V= Volume de minério
E= Extensão do trecho
L= Largura média do "flat"
C= Espessura do capeamento (incluindo o nível do cascalho)
T= Teor médio do baixão
M= Minério contido

Teremos:

V= ExLxC M= VxT
V= 7.000x70x2,26 V= 1.107.400 m^3
M= 1.107.400x1,60 M= 1.770 Kg Au

De posse ao valor de M (minério contido para o trecho) estimou-se um coeficiente de correção (ρ) para cada trecho, o qual indica a proporção de área ainda inexplorada em cada um dos baixões.Essa estimativa resultou unicamente das observações efetuadas diretamente no campo; assim, no baixão do Cuiú-Cuiú calcula-se que aproximadamente 60% das aluviões ainda estão intactas (isto num cálculo extremamente pessimista), estabelecendo-se o coeficiente de correção igual a 0,6.A Reserva Geológica (RG) somente para este trecho do Cuiú-Cuiú, seria portanto:

RG = Mxρ RG = 1770x0,6 **RG = 1.062 Kg Au**

Por um procedimento análogo, foram calculadas as reservas geológicas para os demais baixões, cujos resultados são apresentados a seguir, na forma de tabela (tab. 1).

RESERVA POTENCIAL Esta, foi estimada para aquelas áreas das quais existem notícias sobre ocorrências de ouro, muito embora não estejam atualmente em plena atividade garimpeira; correspondem aos trechos "virgens" dos baixões estudados no capítulo anterior,com poucíssimas exceções, como por exemplo, o baixão do Cuiú-Cuiú, entre outros, onde foram considerados também alguns de seus afluentes.

A Reserva Potencial para a área Cuiú-Cuiú foi calculada

de forma análoga à anterior (Reserva Geológica), com base nos seguintes parâmetros:

- comprimento: no mapa de drenagem, delimitou-se para cada curso d'água a extensão de suas faixas aluvionares (baixões) ainda inexploradas, desde que desenvolvidas nas litologias da "suite" metamórfica Cuiú-Cuiú, considerada como a unidade portadora da mineralização aurífera primária.
- largura: como medida de segurança, considerou-se para os trechos "virgens" a largura mínima dos trechos garimpados, nos respectivos "baixões".
- espessura: na ausência de dados de campo, optou-se por adotar a espessura máxima do capeamento (incluindo o nível de cascalho) obtida nos trechos em garimpagem, dos respectivos baixões.
- teor: para minimizar possíveis erros, resolveu-se considerar para cada trecho "virgem" o teor mínimo obtido para o trecho trabalhado, nos respectivos baixões.

Os demais parâmetros, como volume de minério (V) e Reserva Potencial (RP), foram determinados da mesma maneira que no caso da Reserva Geológica.

Para o baixão do Cuiú-Cuiú foram obtidos os seguintes valores:

E = 40.000 m (extensão do trecho sem garimpagem).
L = 20 m (largura mínima do trecho com garimpagem).
C = 3,30 m (espessura máxima para o trecho com garimpagem).
T = 0,43 g/m^3 (teor mínimo no trecho com garimpagem).
V = 2.640.000 m^3 (volume de minério para o trecho sem garimpagem).

A Reserva Potencial (RP) foi calculada multiplicando- se o volume de minério pelo seu respectivo teor:

RP = 1.135 Kg Au

Para os demais baixões, foram também calculadas as respactivas reservas potenciais, cujos resultados são apresentados na tabela 2.

RESERVA POTENCIAL PARA AS GROTAS Em continuidade à tentativa de definição de uma reserva de ouro para a área Cuiú-Cuiú, procurou-se estimar o potencial aurífero dos cursos d'água de menor porte (grota), os quais são responsáveis por boa parte da produção daquela região durante o período de inverno, quando torna-se extremamente difícil a garimpagem ao longo dos baixões.

Com base no mapa de drenagem, estimou-se a extensão das principais grotas existentes na região, cujo somatório atingiu o valor de 21.000 m (isto, somente para as grotas de maior representatividade); em função das observações de campo, foi estimado uma largura média para o "flat" de 10 m.Como espessura média do capeamento e teor médio de ouro foram considerados os respectivos valores médios dos trechos em garimpagem, obtendo-se 2,00 m para o capeamento e 1,72 g/m^3 para o teor.A partir destes dados, calculou-se então a reserva aurífera potencial para as grotas (RPG):

E = 21.000 m
L = 10 m
C = 2,00 m
T = 1,72 g/m^3
V = 420.000 m^3

RPG = 722 Kg Au

MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA NO MORRO DA LUA A partir dos dados obtidos nos 06 barrancos estudados no flanco nordeste do Morro da Lua, procurou-se quantificar uma reserva aurífera potencial para o citado morro. Todavia, face a pequena quantidade de informações (somente 06 barrancos para uma área de aproximadamente 280.000 m^2), tal estimativa fica sujeita a possíveis restrições.

Os 06 barrancos estudados apresentaram os seguintes dados:

Barranco	Dimensões (m)	Esp.Hor. "B" (m)	Esp. Hor. "C" (m)	Prod.Au (g)	Teor C (g/m^3)	Teor Bar.* (g/m^3)
01	11x3	3,00	0,20	186	28,18	1,76
02	7x5	3,00	0,20	305	43,57	2,73
03	10x2	3,00	0,20	176	27,60	1,72
04	10x5	3,00	0,20	276	27,60	1,72
05	8x2	5,00	0,10	163	101,87	1,99
06	4x3	2,00	0,20	160	66,66	6,06
Média	-	3,16	0,18	-	49,24	2,66

* Produção de ouro dividida pela espessura total (horizontes "B" e "C") do barranco.

Para efetuar-se o cálculo do volume (V) do "minério"(solo) e posteriormente do potencial aurífero do Morro da Lua, tomou-se como comprimento do mesmo o próprio comprimento da malha utilizada na prospecção preliminar, ou seja, 2.800 m. Foi considerada para sua largura (L) o valor de 100 m, isto porque se observa que devido a altura do morro seria errôneo utilizar os 1000 m da citada malha. Em prosseguimento, utilizou-se como espessura média (E) do nível mineralizado o valor 0,18 m, obtido a partir do estudo dos 06 barrancos do flanco nordeste do morro. Finalmente, considerou-se o teor médio (T) para o nível mineralizado igual a 49,24 g/m, determinado também no estudo dos barrancos.

$V = C \times L \times E = 2.800 \times 100 \times 0,18$

$V = 50.400\ m^3$

Como reserva potencial aurífera para o horizonte "C" (RPC) teremos então o produto do volume de minério (V) pelo seu respectivo teor médio (T):

$RPC = 50.400 \times 49,24$ $\boxed{RPC \cong 2.480\ Kg\ Au}$

Vale acrescentar que neste trabalho não foi levado em conta a reserva aurífera existente no horizonte "B" do solo, muito embora tenha sido realizada uma prospecção preliminar nesse horizonte, revelando áreas anômalas altamente promissoras. Somente apos a conclusão dos trabalhos que deverão sér executados nessas anomalias (abertura de poços, trincheiras, etc) é que poder-se-á determinar o teor médio de ouro no horizonte "B" do solo, o que, seguramente, aumentará consideravelmente o potencial aurífero do Morro da Lua.

Para concluir, estima-se que a reserva aurífera (RG+RP) para a área Cuiú-Cuiú está assim distribuída:

- Mineralização de "placer" (baixões) = 7.390 Kg Au
- Mineralização "primária" (Morro da Lua-horizonte C) = 2.480 Kg Au
- Total 9.870 Kg Au

BIBLIOGRAFIA

DAMIÃO, Ricardo Nader. Reserva geológica e potencial de ouro secundário do Brasil - metodologia de avaliação. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú (SC), 1980. Anais... Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 3, p. 1473-1481. il., bibliogr.

PASTANA, José Maria do Nascimento & SILVA NETO, Carlos Santos. Projeto Rio Chiché; relatório de progresso. Belém, Convenio DNPM/CPRM, 1980. 2v. il., mapa, bibliogr.

PESSOA, Manoel Roberto, et alii. Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 1977. 11v. mapa.

FIG. 1

MME/DNPM

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

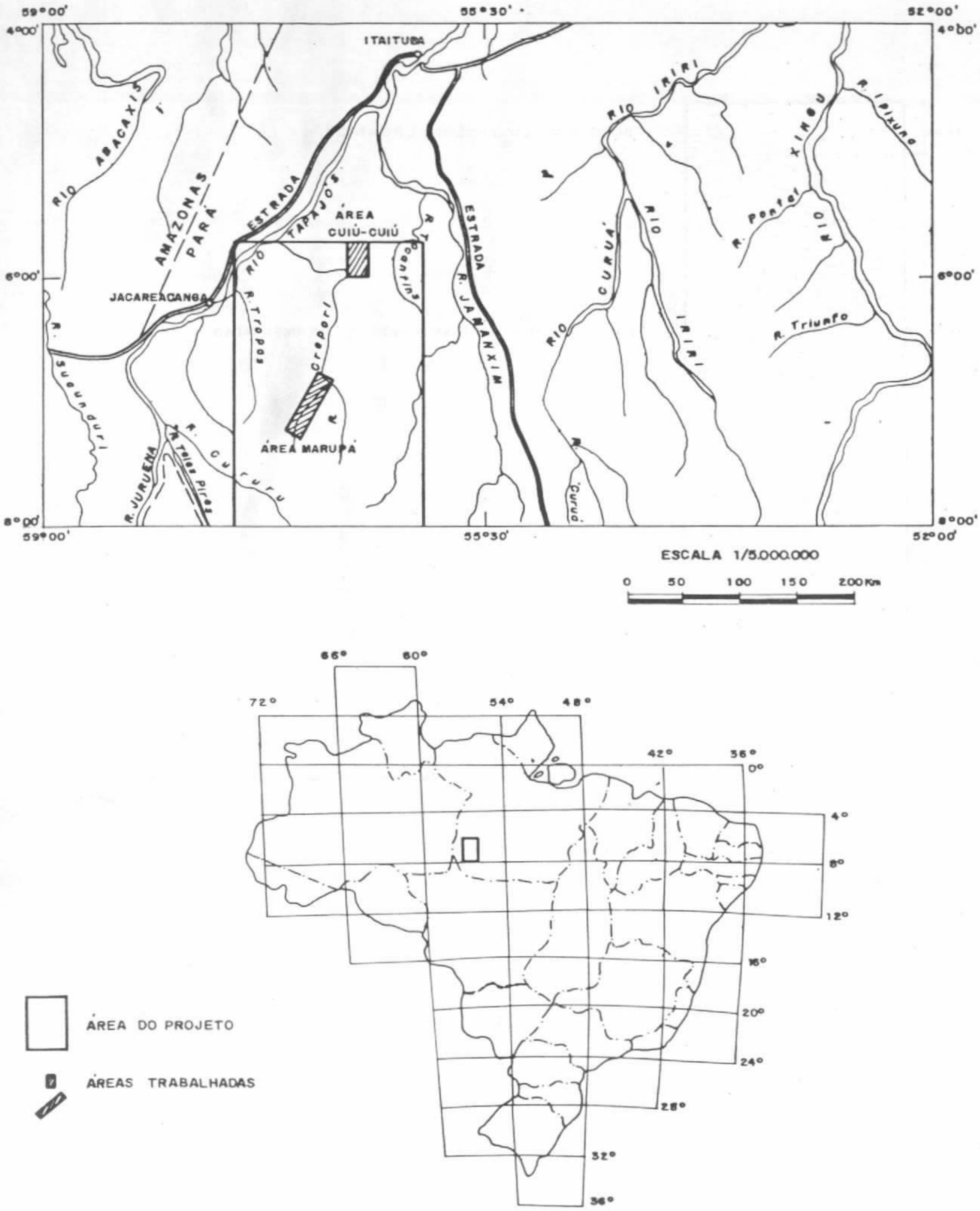
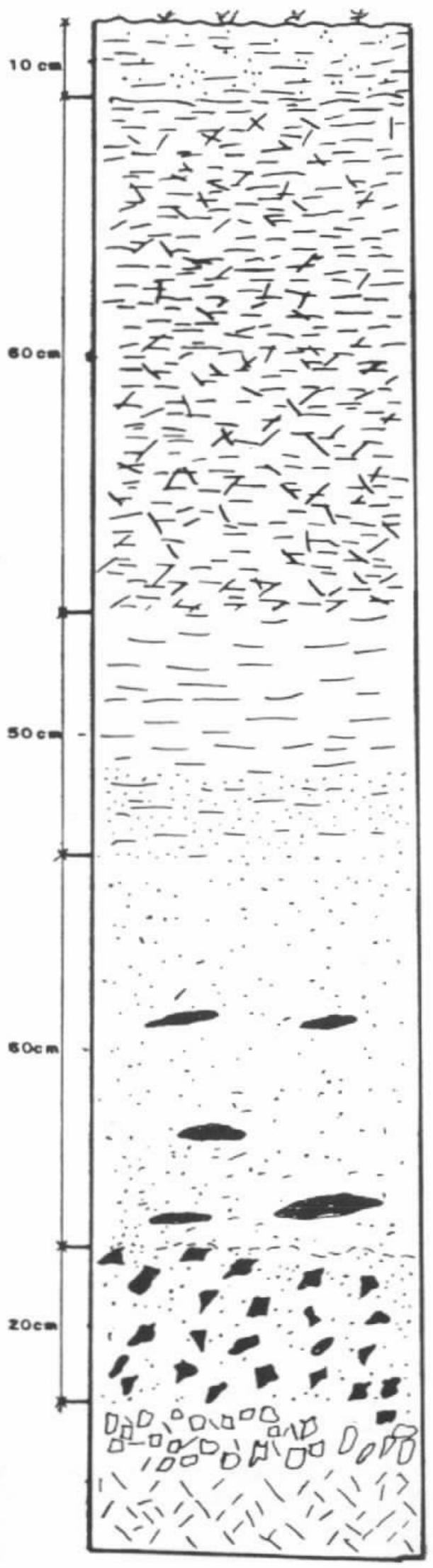


FIG. 2

PERFIL ESQUEMÁTICO DOS BARRANCOS



SOLO RICO EM MATÉRIA ORGÂNICA

ARGILA AMARELADA COM MANCHAS AVERMELHADAS

ARGILA CINZA PLÁSTICA COM FRAÇÃO ARENOSA NA BASE

AREIA MÉDIA A GROSSEIRA, COM MANCHAS OU LENTES ESCURAS DE MATÉRIA ORGÂNICA, QUE LOCALMENTE FORMAM PEQUENAS CONCENTRAÇÕES TURFÁCEAS.

CASCALHO

"LAGRESIA"

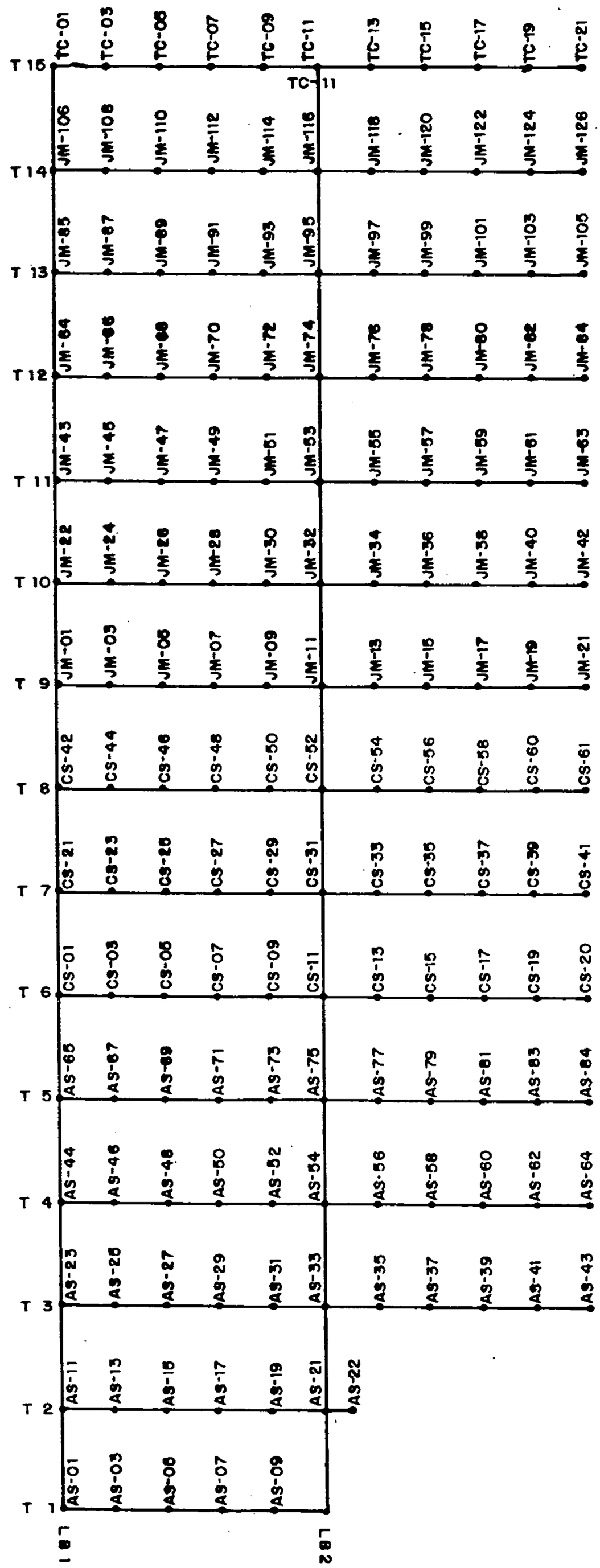
"BED ROCK"

FIG. 3

MME / DNPM

MAPA DE AMOSTRAGEM DE SOLO/CONCENTRADO DE BATÉIA

REGIÃO: MORRO DA LUA



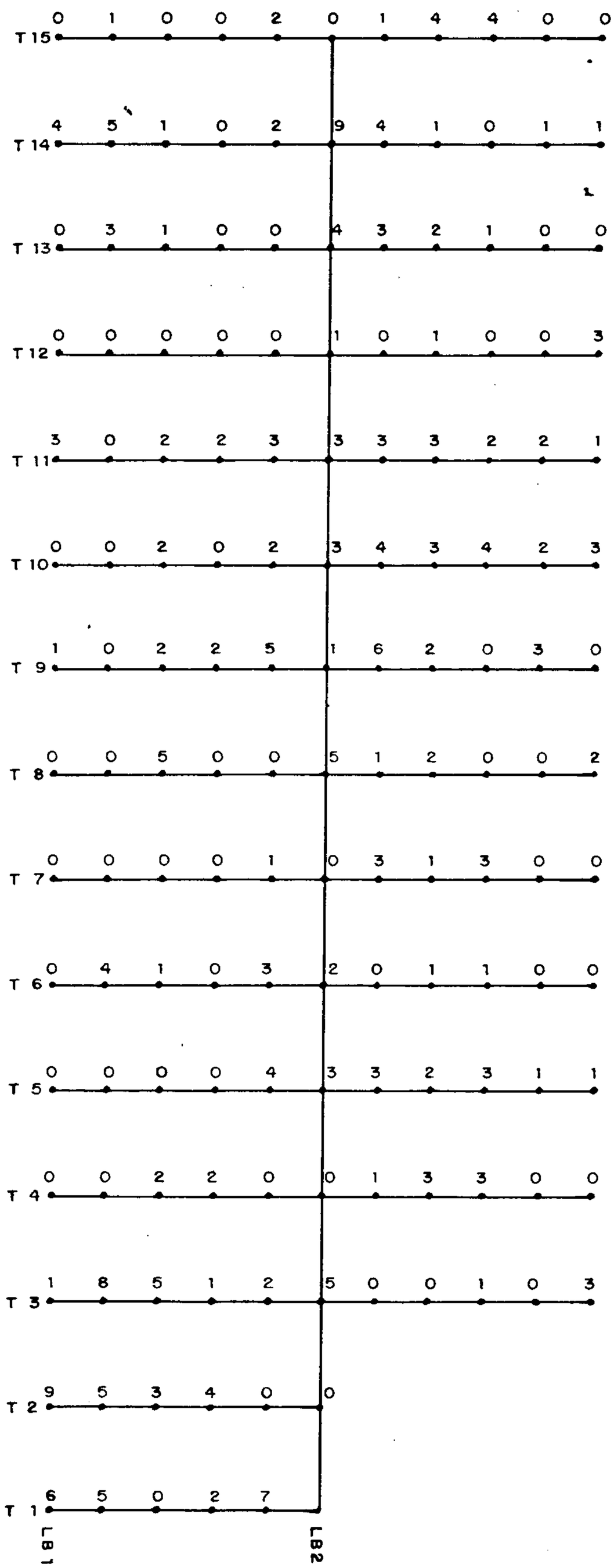
CONVÊNIO DNPM/CPRM – PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS – ÁREA TAPAJÓS – RELATÓRIO ANUAL 1981

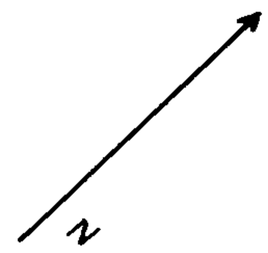
FIG.4

MME / DNPM

MAPA DE Nº DE PINTAS

REGIÃO: MORRO DA LUA





LEGENDA

Lb1 — Linha base

T 1 — Picada transversal

• 3 Nº de pintas de ouro

ESCALA 1/12.500

0 100 200 300 400 500m

FIG. 5

MME / DNPM

MAPA DE ISOTEORES

REGIÃO: MORRO DA LUA

CONVÊNIO DNPM/CPRM - PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS - ÁREA TAPAJÓS - RELATÓRIO ANUAL 1981

Tab. 1

RESERVA GEOLÓGICA

Desig. Baixão	Nº Barrancos Estudados	E:Ext.Trecho c/Garimpo(m)	L:Larg.Média "Flat (m)	Esp.Média* Capeam. C (m)	V:volume de minério (m3)	t:Teor Médio Barranco(g/m3	M:minério contido (kg Au)	:fator de Correção	RG:Reserva Geológica(kg Au)
Cuiú-Cuiú	27	7.000	70	2,00	1.107.400	1,60	1.770	0,6	1.062
Pau da Merenda	37	9.800	105	2,07	2.130.030	1,35	2.875	0,4	1.150
Mira Boa	33	7.000	63	3,19	1.406.790	1,02	1.435	0,7	1.004
Manaus	14	3.000	55	1,92	316.800	0,87	275	0,7	192
Vila Rica	10	3.000	85	1,63	413.650	4,58	1.903	0,5	951
Baiano	11	2.800	30	2,28	191.520	2,26	432	0,6	259
Camarão	05	3.000	20	1,10	66.000	0,91	60	0,5	30
Cachoeira	09	1.500	30	1,48	66.600	1,17	78	0,8	62
T O T A L	146	37.100	-	-	5.700.790	-	8.828	-	4.710

* Incluindo a espessura do cascalho.

Tab. 2

RESERVA POTENCIAL

Desig. Baixão	E: extensão do trecho (m)	L: largura do "flat" (m)	C: espessura do capeamento (m)	t: teor Au (g/m^3)	V: volume de minério (m^3)	RP: reserva potencial (kg Au)
Cuiú-Cuiú	40.000	20	3,30	0,43	2.640.000	1.135
Pau da Merenda	11.200	20	3,10	0,14	694.400	97
Mira Boa	13.300	40	4,30	0,28	2.287.600	640
Manaus	2.200	30	2,50	0,40	165.000	66
Cachoeira	850	20	1,75	0,70	29.750	20
T O T A L	67.550	-	-	-	5.816.750	1.958

CONSIDERAÇÕES SOBRE AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA REGIÃO DO TAPAJÓS

Alberto Rogério Benedito da Silva

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM/Belém

ABSTRACT The Tapajós region, concerned with this paper, is located in Itaituba (Pará State) and Maués (Amazonas State) region. Its North limit is the Tapajós/Jamanxim rivers confluence, and the South one, the Serra do Cachimbo, enclosing parts of both Tapajós and Jamanxim basins. Comprises the following geological units: Archeozoic (Jacareacanga and Cuiú-Cuiú Metamorphic Suites); Proterozoic (Parauari Granite, Iriri Group, Maloquinha Intrusive Suite, Beneficente Group and Gorotire Formation, and Cachoeira Seca Basics) and Quaternary (alluvium). Four lineaments have been outlined as regional structures (Abacaxis, Tropas River-Inambé, Inambé-Crepori and Jamanxim-Marupá) and along them are located most of the panning sites, a clue to the mineralization control in the region.

Some comments are made on gold mineralizations, concerning Brazil and the world, mainly on the structural aspects and gold genetic hypothesis.

Until 1977, almost all the gold output had been coming from panning on the rivers banks. From 1977 on, the active stream sediments started to be dredged (small dredges) and nowdays such operations are concentrated on the Marupá River. The "Garimpo Study Project" being carried out by Departamento Nacional da Produção Mineral - D.N.P.M., after making an inventory of such small dredges along the rivers, assumes that they amount to 243. In 1980 the gold output was estimated to be around 114 to 18 metric tons, although only 3,4 metric tons were officially recorded.

INTRODUÇÃO Dentre as regiões do globo onde há grandes possibilidades para ocorrências de mineralizações auríferas, destaca-se a do Tapajós, que apesar da posição geográfica, mas devido aos ambientes geológicos favoráveis, é conhecida há diversas décadas por sua elevada produção aurífera, podendo ser considerada como a maior produtora aluvionaria do país. Por outro lado, acredita-se que com trabalhos criteriosos de prospecção, sejam definidas também mineralizações primárias, a exemplo do que ocorre em outras regiões da crosta, com semelhantes condicionamentos geológicos.

A primeira tentativa de comprovar a existência de ouro nessa região é atribuida a Katzer, no final do século passado; entretanto a corrida para a área deveu-se à descoberta de ouro por garimpeiros em 1958 no rio das Tropas.

Face aos raros trabalhos específicos sobre tais mineralizações este ora apresentado, visa dar uma idéia das ocorrências auri

feras, bem como de seu condicionamento estrutural, quiçá, servindo de ponto de partida para trabalhos posteriores, visando a um melhor conhecimento dos ambientes geológicos e do potencial aurífero.

SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E FISIOGRÁFICA A região de que trata o presente trabalho, tem seu limite norte condicionado à confluência dos rios Tapajós-Jamanxim e, sul, os contrafortes da serra do Cachimbo (fig. 1). Comporta portanto as bacias hidrográficas dos rios acima citados, pelas margens direita e esquerda, respectivamente. Abrange ainda as bacias do alto rio Parauari e Amana. Toda essa área localiza-se no município de Itaituba (Pará) e, parcialmente no de Maués (Amazonas).

O acesso é feito, predominantemente, em aviões monomotores a partir de Itaituba, podendo-se chegar a essa cidade por vias aérea, rodoviária e fluvial.

Poucos são os estudos climatológicos nesta região. Mesmo assim, Silva *et alii* (1979) enquadram-na no tipo Am, do K"oeppen. Como em toda a Amazônia, destaca-se na área uma estação chuvosa (janeiro a junho) e outra de baixa precipitação (julho a dezembro).

A vegetação é classificada, como floresta equatorial tropical amazônica ou hiléia.

Geomorfologicamente Ab'Saber (in: Ventura, D'Ávila e Barbosa, 1971) consideram como resultado da ação dos processos de degradação denudacional dominantes, provavelmente no Terciário e dos retalhamentos posteriores, ligados à evolução morfoclimática do Quaternário. Assim sendo, identifica três grandes unidades morfoestruturais: Depressão Periférica Sul do Pará, Serras e Chapadas do Cachimbo e Planalto Residual do Tapajós.

AMBIENTES GEOLÓGICOS Generalidades: Regiões da crosta, como as dos escudos canadense, africano, australiano, russo, indiano, etc, são caracterizadas por ciclos tectônicos de amplitudes continentais; nestas, o Pré-Cambriano é dividido em dois intervalos maiores: Arqueozóico e Proterozóico. Na Amazônia, a exemplo desses escudos, também se adota a mesma divisão para esse tempo geológico.

As mineralizações auríferas do mundo inteiro estão geneticamente associadas a lavas básico-ultrabásicas, distribuídas em *greenstone belts* arqueanos. Pesquisadores como Mac Gregor (in Duong 1965), Anhaeusser 1971 e 1976, Viljoen & Viljoen 1971, Gross, Ferguson 1965, Goodwin 1979, Boyle 1976, entre outro), têm exaustivamente estudado tais estrutura e caracterizado ambientes favoráveis para concentração de ouro. No Brasil, a maioria das mineralizações auríferas também estão associadas a rochas pré-cambrianas metamorfizadas, sendo que muitos desses depósitos já são classificados como *greenstone belts*.

A região do Tapajós, desde o século passado, vem sendo palco de estudos geológicos, entretanto, quem primeiro relacionou o ouro ao embasamento foi a Rio Finex do Brasil S/A (Grupo RTZ). Pessoa *et alii* (1977), através de mapeamento básico na folha SB.21-X-C, introduziram novos conceitos sobre a provável gênese das mineralizações auríferas.

ESTRATIGRAFIA Como não é meta deste trabalho introduzir novos dados sobre a estratigrafia e, considerando os trabalhos executados pelo DNPM através da Pospec e CPRM, satisfatórios para os conhecimentos atuais, serão adotadas neste ítem informações obtidas pelos Projetos Jamanxim (Pessoa *et alii-op.cit.*) e Tapajós-Sucunduri (Bizzinela *et alii* - 1980), auxiliados por dados de campo coletados pelo Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros, ora em execução. Desta forma, na área foram separadas nove unidades, empilhadas em seqüência cronológica, cuja base é representada pelo Arqueozóico Superior e o topo pelos aluviões quaternários (Fig. 2).

ARQUEOZÓICO SUPERIOR *Suíte* Metamórfica Jacareacanga - constitui a unidade mais antiga do quadro geológico, ocupa estreita faixa alongada com direção NW-SE na parte sul da área; morfologicamente é representada por cristas alongadas, graças à presença de quartzitos. Litologicamente, além dos quartzitos, é formada por actinolito-xistos, mica-quartzo-xistos, quartzo-sericita-clorita-xistos, quartzo-muscovita-xistos e meta-ortopiroxenitos.

Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú: É representada por uma morfologia arrasada, topografia ondulada, com padrão de drenagem dendritico, ora com controle estrutural. Possui relativa distribuição na área, com duas faixas predominantes de ocorrências, uma na porção nordeste e outra centro-sudoeste, ambas com ligeira direção preferencial NW-SE. Litologicamente compõe-se de gnaisses e migmatitos; granitos e granodioritos sincinemáticos; granitos tardicinemáticos e anfibolitos.

PROTEROZÓICO INFERIOR Granito Parauari: Forma maciços topograficamente elevados, com drenagem apresentando certo controle estrutural, ocupando grande parte do centro da área e uma porção na parte nordeste da mesma; às vezes ocorre sob formas isoladas e circulares. Petrograficamente compõe-se de granitóides de coloração cinza, eqüigranulares, às vezes porfiríticos; granitos predominantemente róseos de granulação grosseira, ou porfiríticos; e granitos e granodioritos cinza, com caráter porfirítico.

PROTEROZÓICO MÉDIO Grupo Iriri: Esta unidade é representada por um relevo plano, suavemente ondulado, sem destaque topográfico, drenagem dendrítica aberta e vales em forma de "U", ocupando uma larga faixa na parte este-sul e, outra com rumo preferencial NW-SE na porção sudoeste da área. É constituída por riolitos, riodacitos, traquitos, andesitos, latitos, tufos e brechas.

Suíte Intrusiva Maloquinha: A presenta-se com topografia positiva em relação às encaixantes. São corpos predominantemente de forma elíptica, raramente alongada, que ocorre sob forma intrusiva, representando o plutonismo do evento Uatumã; sua maior área de ocorrência é a parte central e sudoeste da área. O restante são pequenos corpos isolados, dispersos. Os litotipos predominantes são hornblenda-granito, biotita-granito e adamelitos *rapakiviticos*.

Grupo Beneficente: Ocupa uma porção na parte sudoeste da área. Representa um relevo moderado, raramente com cristas alongadas. Litologicamente constitui-se de arenitos, às vezes quartzíticos; siltitos, argilitos e conglomerados; além de calcários e dolomitos com características de sedimentação marinha.

Formação Gorotire: Representados por um relevo médio a forte, com mergulho suave, ocupa uma faixa ligeiramente alongada na direção E-W, na porção noroeste da área e outra faixa alongada no mesmo sentido, na parte este. Apresenta características continentais e é constituída por arenitos, arcóseos, subarcóseos, siltitos, conglomerados, brechas e *cherts*.

PROTEROZÓICO SUPERIOR Básicas Cachoeira Seca: Representam o último registro do Proterozóico, ocupando núcleos com dimensões de *stcks* na parte nordeste da área. Possem relevo ondulado com densa vegetação, ocorrem sob forma de pequenos derrames de rochas básicas, com características químicas alcalinas. Petrograficamente são rochas de composição basálticas, com textura que varia desde fina até grosseira, caracterizando assim um gabro.

QUARTERNÁRIO Aluviões: Constituem os sedimentos inconsolidados, resultantes da degradação de rochas pré-quaternárias. Distribuem-se ao longo das drenagens, principalmente nas partes mais arrasadas. O aproveitamento do ouro é feito desta unidade, onde é encontrado secundariamente. Estes sedimentos são mais desenvolvidos no estágio maturo e senil; no primeiro observa-se uma equivalência entre a ero

são e a deposição, enquanto que no segundo, ao ocorrer grande queda na competência da corrente, a drenagem erode suas próprias margens, havendo condições para desenvolverem-se amplas planadas aluvionárias que nos garimpos são denominadas de baixões.

Estruturas Regionais: Muitas das mineralizações que ocorrem na crosta possuem um certo controle estrutural. Dentre estas, as auríferas têm tendência a se alojarem em grandes ou pequenas estruturas, ou às vezes no cruzamento destas, principalmente porque, via de regra, atuam como agentes remobilizadores.

Anhaeusser (1974), no sinforme Eureca, associou as mineralizações auríferas a um sistema de falhas ou cruzamentos destas, onde as mesmas atuaram produzindo infiltrações hidrotermais, contendo ouro e quartzo com subordinada quantidade de sulfetos. O mesmo autor, em *Sheba Hills*, sugere que os depósitos de ouro têm amplo controle estrutural, com as minas localizadas ao longo ou próximo às fraturas, associando o minério às rochas vulcânicas fumarólicas exalativas.

Boyle (1976) no Canadá, explica que a maioria dos depósitos de ouro está associada a veios de quartzo/*chert* do Arqueozóico Superior, alojados em falhamentos e dobramentos, ligados a metamorfismo e granitização.

Goodwin (1979) estudando a província superior (Canadá), concluiu que a maioria das mineralizações auríferas está associada a rochas vulcânicas, intrusões porfiríticas, sempre relacionadas a veios de quartzo carbonatado, distribuídos ao longo de falhas e/ ou fraturas, evidenciando forte controle estrutural.

Fernandez & Damasco (1979) no distrito aurífero de Baguio (Filipinas), sugerem que as mineralizações têm forte controle estrutural, através do qual são produzidos fluidos hidrotermais.

Borim Jr. *et alii* (1980), no Vale da Ribeira (SP), atribuem a fonte do ouro como sendo produzida durante a fase do tectonismo, no qual houve remobilização dos minerais-minérios para as zonas de fraturas, originando filões silicosos mineralizados.

Na folha SB.21 Tapajós, são evidentes *trends* com direções preferenciais NE-SW e NW-SE, onde se localiza a maioria dos garimpos da área. Observações acuradas em imagens de radar permitem definir lineamentos e supor que estes representam eventos que, provavelmente, agiram como remobilizantes das mineralizações desta região (fig. 3). Santos *et alii* (*op.cit.*) consideram o aparecimento de diáclases e falhas menores como geneticamente associadas ao sistema formador dos lineamentos Tapajós e Abacaxis, atribuindo a essas fraturas participação nas mineralizações dos corpos que quase sempre são portadores de ouro.

Lineamento Abacaxis: Definido por Santos *et alii* (*op. cit.*). tem direção preferencial N 40º- 60ºW, distribuído predominantemente sobre os metamorfitos Cuiú-Cuiú e Básicas Cachoeira Seca. Possui seu limite noroeste no rio Amana e sudeste ao longo do rio Novo. Sobre este *trend* localizam-se os seguintes garimpos: Cara Preta, Amana Velho, Porquinho, Chico Torres, Rato, Cuiú-Cuiú, Maetano, 9 de outubro, Tocantins, Água Branca, São João, São Domingos, São Francisco, Surubim, Santa Izabel, São Jorge, Carneirinho, Bom Jardim e Perdidos.

Lineamento Rio das Tropas - Inambé: Possui direção geral N20 - 40W, sendo que a parte sudeste acompanha grosseiramente a Serra do Cachimbo. Este lineamento é bem evidenciado pelas cristas quartzíticas dos metamorfitos Jacareacanga. Os garimpos a seguir estão localizados ao longo dessa estrutura: Serra Morena, Comandante Peres, Rosa de Maio, Bandeirantes, Alto Alegre, Independência, São José, Boa Vista, São Raimundo, Cruz Alta, Pai Velho, Serra Verde, Espírito Santo, Liberdade e Cachoeirinha.

Lineamento Inambé - Crepori: Com direção geral N10º - 25ºW, cortando litologias Cuiú-Cuiú, Parauari, Iriri, Maloquinha e Gorotire. Ao Longo desse *trend* localizam-se os garimpos: Piranhas, Crepori zinho, Tauari, Muriçoca, Vietnam, Tracajás, Inambé, Mundico Coelho, Porto Alegre, União, Tirirical, Liberdade, Santa Maria, Pacu e Canta Galo.

Lineamento Jamanxim - Marupá: Constitui um *trend* com direção N20º - 30ºE, tem seus limites nordeste e sudoeste locados sobre os rios que lhe dão o nome. Com exceção do Grupo Beneficente, esta estrutura corta todas as litologias da área. Sobre esse lineamento localizam-se os seguintes garimpos: Marupá, Goiano, Cruz Alta, Pai Velho, Bacurau, Nova Vida, Alto Alegre, Mundico Coelho, Piranhas, Cuiú-Cuiú, Botica, Liberdade, Santa Maria, Pau d'Arco, Patrocínio, Tauari, Muriçoca, Boa Esperança, Mamoal, Água Branca, São Domingos, Xavier Augusto, Serra Verde e São Jorge.

Além dos garimpos citados (fig. 3) existem outros desativados ou de pouca expressão que também tendem a se localizar ao longo dos *trends* definidos.

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS Os terrenos arqueanos são definidos como oceanos graníticos (gnaisses, migmatitos, granodioritos, tonalitos e granitos), com pequenas ilhas alongadas de rochas supra-crustais (metavulcânicas e metassedimentares), formadas em condições submarinas, conhecidas, como *greenstone belts*.

Definidos tais ambientes, muito se tem especulado sobre suas mineralizações e idades. O topo do Arqueozóico no mundo inteiro possui uma faixa de idade relativamente próxima, variando entre 2.600 a 2.700 m.a..

A partir de trabalhos como o de Mac Gregor (in Duong 1965), na Rodésia, ficou caracterizado que o ouro tem afinidade genética com rochas básicas ou de tendência básica. Trabalhos recentes atribuem a afinidade do ouro com lavas máfico-ultramáficas. Para Anhaeusser (1976), as mineralizações auríferas estão associadas a rochas vulcânicas ricas em formações ferríferas bandeadas e *chert*, embora haja ouro associado a rochas graníticas, principalmente se estas são adjacentes a terrenos *greenstone* ou a seus remanescentes xenolíticos. Em Barberton este pesquisador observou uma tendência da maioria dos depósitos a se localizarem em torno da periferia dos cinturões, geralmente a poucos quilômetros de suas bordas. Tal idéia corrobora a hipótese de que quando a rocha sofre metamorfismo e dobramentos com intensa granitização, propicia através de efeitos hidrotermais, fácies ferríferas, onde o ouro e o ferro, devido sua natureza siderófila, fluem juntos no ciclo geoquímico; por outro lado pode haver ocorrência de ouro associado a corpos graníticos, precipitado por cristalização fracionada, onde os fluidos alcalinos mineralizadores camuflam o metal, transportando-o e depositando-o na fase hidrotermal.

Ainda que a maioria dos depósitos auríferos estejam geneticamente associados a lava vulcânicas básicas e sedimentos metamorfizados, os efeitos de intrusão, metamorfismo e deformação são responsáveis pela migração e deposição do metal, cristalizando-o precocemente na fase oxidade, silicatada (silicatos máficos) e sulfetada principalmente, formando os depósitos pseudo-hidrotermais, conforme ocorre no *greenstone belt* de Yellowknife, no Canadá (Boyle *op.cit*). Em Barberton, Anhaeusser (*op.cit.*) verificou que as lavas máfico-ultramáficas do Grupo Onverwacht foram os principais transportadores do ouro do manto superior para a crosta, o qual foi amplamente ajudado pela intrusão do granito *Steynsdorp*, responsável pela sua mobilização e migração, alojando-o em folhelhos tufáceos, formações ferríferas bandeadas e rochas afins, onde fendas em rochas competen

tes funcionaram como *traps* para soluções mineralizantes, formando também depósitos pseudo-hidrotermais. Em *Coolgarlie*, na Austrália, Woodall (1975), estudou rochas intrusivas ácidas, que propiciaram a formação de veios de quartzo ricos em ouro. O mesmo fenômeno ocorre em *Kalgoorlie*, onde intrusões ácidas produziram alterações nas encaixantes, com intensa carbonização, enriquecidas por fluidos mineralizantes, formando concentrações auríferas. No Brasil, caso similar ocorre na Serra das Andorinhas, onde a intrusão granítica Jamon, propiciou metassomatismo hidrotermal nos metabasaltos e metapelitos, estes com ampla disseminação de sulfetos e anomalia em ouro.

Embora grande parte dos depósitos de ouro estejam ligados a processos hidrotermais no arqueano, Anhaeusser (*op. cit.*) sugere existirem mineralizações estratiformes (ouro, pirita, arsênio) em formações ferríferas (fácies oxidada e sulfetada) e *cherts* bandeados, interpretando-as como de origem vulcânica exalativa.

Segundo estudo realizado por Pyke (1976) em *Timmins* (Canadá), as vulcânicas ultramáficas, seriam as principais camadas fontes para mineralizações auríferas, uma vez que estas ao se alterarem (alteração talco-carbonatada), liberariam ouro depositando-o em estruturas favoráveis. No Brasil, no *greenstone belt* de Nova Lima, onde está localizada a mina de Morro Velho, o ouro ocorre associado a quartzo-anquerita-xisto, provavelmente relacionado a algum processo de carbonatização de rochas ultramáficas. Nesta mesma área, nas minas de Bicalho e Raposos, Vial (1980) identificou ouro associado a quartzo e sulfetos, caracterizando-o como do tipo estratiforme. O mesmo autor propõe que o ouro de Raposos tenha sido originado a partir de deposições químicas associadas e exalações vulcânicas.

Na região do Amapá, Jorge João *et alii* (1978-1979), do domínio dos Projetos Sudoeste do Amapá e Falsino, caracterizaram as Suites Vila Nova e Guianense, como terrenos granito-*greenstones*, favoráveis às mineralizações auríferas; destacam também o caráter intrusivo dos granitóides da unidade Guianense, afetando rochas máficas que em variado grau de assimilação preservam meso e megaencraves. Atribuem ainda às efusivas máficas, que ao sofrerem metamorfismo regional, originaram o anfibolito Anatum, fonte primária do ouro. Outrossim, a granitização e alteração hidrotermal das rochas máficas teriam propiciado a reorganização de concentrações auríferas, onde os quartzitos ferríferos, agiram como uma espécie de catalisadores do metal ao atravessarem os corpos máficos. Na área do Projeto Falsino, os mesmos autores identificaram concentrações de ouro em quartzitos puros, demonstrando assim que o processo de migração e concentração sílico-aurífera independa, talvez, da presença de ferro. Dessa forma, quartzitos ferríferos, quartzitos puros e quartzo de veio, uma vez produzidos por processos de quartzificação em fáceis xisto verde, a partir de rochas máficas e/ou ultramáficas, podem funcionar como guia para prospecção de ouro.

Tentativas de correlação entre depósitos auríferos de diversas partes do mundo, têm sido feitas, devido à similaridade litológica e forma de ocorrência de mineralização, muito se tem aventado sobre uma possível correlação entre as minas Witwatersrand (África do Sul) e os depósitos de Jacobina (Brasil). Anhaeusser (1971),utilizando o *greenstone belt* de Barberton (África do Sul), como modelo e guia para prospecto de ouro, correlacionou-o as regiões auríferas do oeste da Austrália.

Jorge João *et alii* (*op.cit.*)tentaram correlacionar petrograficamente as rochas da *Suite* Vila Nova às da seqüência básico-ultrabásica da *Swazilândia* descritas por Viljoen & Viljoen (*op. cit.*),inclusive tentando identificar possíveis texturas *spinifex*. Saboia (1978), na faixa de Crixás-Goiás, descreve textura *spinifex* em derrames ultrabásicos, tais como as descritas nas seqüências sul afri-

canas, australianas e canadenses.

Na região do Tapajós, devido à ausência de trabalhos visando identificar gêneses de mineralizações auríferas, não se pode aventar qualquer hipótese. Entretanto uma amostragem feita na única ocorrência conhecida de ouro primário (Garimpo Mamoal), mostrou ouro associado a quartzo, com intensa disseminação de sulfetos.

OURO NA REGIÃO A partir da descoberta de ouro no início do século XIX na região do Amapá, os trabalhos de garimpagem na Amazônia se desenvolvem com menor ou maior intensidade. No Tapajós, este registro remonta ao final do século passado, quando Katzer tentou sem muito sucesso comprovar pela primeira vez a existência desse minério. Desde então vários trabalhos têm sido executados, sendo a maioria de uma maneira mais genérica, ou mais precisamente a nível de reconhecimento. Somente a partir da década passada é que foram realizados alguns trabalhos de pesquisa, visando avaliar alguns depósitos e suas viabilidades econômicas. Muitos destes trabalhos foram considerados inviáveis, uma vez que tinham em vista alcançar grandes depósitos aluvionários. Como exemplo podem ser citados os trabalhos executados pelo Grupo RTZ, cujo objetivo era cubar 180.000.000 m^3 de aluvião a um teor de 0,80 g/t; a Anglo-American em trabalho semelhante pretendia encontrar 100.000.000 m^3 e teor de 0,15 - 0,30 g/t; o Grupo Andrade Gutierrez, na área do Creporizinho, alega que para ser econômico seria necessário um volume de 20.000.000 m^3, teor de 0,10 g/m^3 e um preço mínimo de US$ 600 a onça troy. Ultimamente a Silex Mineração trabalhando as drenagens de 3ª a 4ª ordens pretendia cubar mais que 1.500.000 m^3 a um teor de 1,8 g/m^3.

A partir de 1958, com a descoberta de ouro no rio das Tropas, por garimpeiros, essa atividade proliferou e, hoje, a região do Tapajós é conhecida como a maior área garimpeira do Brasil.

Os trabalhos tradicionais de garimpagem de barranco perduraram até 1977, quando algumas pessoas se voltaram para o leito ativo do rio, onde através de balsas, equipes com moto-bombas de sucção tentaram extrair o ouro. Há dúvidas se no rio Marupá ou rio das Tropas, o local onde operou a primeira draga; o certo é que inicialmente tal tentativa não obteve muito sucesso, pois surgiram problemas na sucção dos sedimentos, causados principalmente pela perda de carga na porcentagem de sólidos, assim como no centro de gravidade, uma vez que fora montada sobre câmaras de ar. Posteriormente com a adaptação do *cup jet* e a montagem do equipamento sobre barcos de madeira, os problemas iniciais foram sanados. Atualmente este tipo de operação é bastante utilizado, tendo nos rios Marupá e Crepori as maiores concentrações.

O DNPM cadastrou 243 dragas em 1980, enquanto que em 1981, esse número alcançou 438.

A produção desse bem mineral sempre fugiu ao controle dos órgãos competentes. Sentindo a necessidade de tal controle, dentro da política criada pelo Governo Federal para o incremento à produção aurífera do país, o Ministério das Minas e Energia, criou em 1980, através do D.N.P.M., o Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros, que, dentre outras metas, visa dar orientação técnica aos garimpeiros e controlar, com os demais órgãos, a produção de ouro garimpado.

Calcular a produção do ouro do Tapajós tem sido tarefa algo difícil para todos, uma vez que devido à ampla área que a mesma abrange, não se tem controle do comércio desse bem mineral. Silva *et alii* (*op.cit.*) estimaram em cerca de 22 toneladas a produção anual. Andrade (1980) propõe 18 ton/ano. A maioria dos técnicos que trabalham na área também tem idéia semelhante, alguns mais otimistas chegam até 25 t/ano, porém a maioria estima 15 a 20 toneladas. Para o Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros, essa produção gira em torno

de 14 a 18 toneladas para 1980.

Com a implantação de uma operação, equivalente à de Serra Pelada, no Tapajós, a partir da metade do ano de 1980, a produção oficial aumentou sensivelmente (fig.4), ficando assim patenteado, que compensa fiscalizar mais de perto a produção aurífera da região.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Terrenos *greenstone*, ao longo do tempo, são considerados como portadores de depósitos minerais explotáveis. Entre estes, o ouro têm sido o principal responsável pelo mapeamento cuidadoso e estudo detalhado dessas assembléias de rochas. Pessoa *et alii* (*op.cit.*) e Silva *et alii* (*op.cit.*) consideram a região do Tapajós como *greenstone belt*. Na realidade o quadro geológico e a abundância de mineralizações auríferas corroboram a idéia. Apenas a ausência de formações ferríferas bandeadas, até o presente não identificadas, constitui um ponto negativo para tal hipótese. Entretanto como os trabalhos realizados na área foram quase todos a nível de mapeamento básico e, considerando que tais formações se caracterizam por pequenas faixas com extensão lateral restrita, acredita-se que com trabalhos a nível de detalhe e/ou semi-detalhe as mesmas possam ser identificadas. Todavia, pelo momento que atravessa tanto a economia nacional como a mundial, e ainda, levando-se em conta que o ouro sempre traduz divisas para qualquer país, mais importante é definir novos depósitos e suas viabilidades econômicas. Caracterizando essas concentrações, a própria contingência dos trabalhos permitirá definir sua provável gênese.

Na região apenas uma ocorrência de ouro primário é conhecida, a do garimpo Mamoal, entretanto indícios desse tipo de mineralização existem ao longo do rio Marupá, Garimpos Cuiú-Cuiú, Creporizinho, São Domingos, São Raimundo, São José, Boa Vista e Patrocínio; áreas que bem trabalhadas poderão conduzir a um número considerável de depósitos primários, que independente de dimensões poderão influenciar e dar novos rumos à produção da região, com grandes possibilidades de aumentá-la. Outro ponto importante, é a maneira de como chegar a tais depósitos, uma vez que em detrimento a alguns acenos de técnicas sofisticadas, a ferramenta mais eficaz na prospecção de ouro ainda continua sendo, a aparentemente empírica bateia, utilizada no Brasil desde o século XVI pelos bandeirantes. Concentrados de bateia em solo foram usados com bastante sucesso nas pesquisas da serra das Andorinhas; recentes trabalhos feitos pela PROGEO no Tapajós, traduziram resultados animadores, consagrando portanto mais uma vez a simplicidade e a objetividade do método, que além do baixo custo, é caracterizado pelo resultado imediato dos trabalhos.

Esforços tectônicos que afetaram toda a região contribuíram sobremaneira para as mineralizações, uma vez que estes atuaram como agentes remobilizadores, principalmente quando cortam rochas ácidas com alto gradiente térmico, pois, ao produzirem pequenas falhas e fraturas de tensão, facilitam a migração vertical e lateral de fluidos hidrotermais, possibilitando a formação de veios de quartzo 7 chert e estes, devido à sua natureza viscosa, camuflam o metal. Levando-se em conta também que o quartzo e o ouro possuem características físico-químicas equivalentes, logo precipitam na mesma faixa de temperatura, formando então filões mineralizados. A partir de interpretação estrutural inicial, ora apresentada, que permitem definir *trends* sobre os quais encontram-se distribuídos os garimpos da região, fica evidente que o controle estrutural parece predominar sobre os demais. Mesmo assim a ocorrência de mineralizações nestas estruturas é bastante errática, mas com freqüências altamente compensadoras. No entanto, este erro pode ser diminuído consideravelmente quando estudado minuciosamente. Por esse motivo se faz necessária a continuação da interpretação inicial, se possível descendo a nível

de detalhe, com auxílio de dados de campo, conforme está sendo tentado ao longo do rio Marupá. Acrescidos a este trabalho, também, observações sobre idade relativa de falhas, assim como cruzamentos destas, uma vez que além de aumentar a concentração, nestas áreas normalmente ocorre um aumento na granulometria do ouro. Como exemplo pode ser citado o Garimpo Piranhas, localizado próximo ao cruzamento dos lineamentos Inambé-Crepori e Jamanxim-Marupá.

Apesar do forte controle estrutural das mineralizações,os metamorfitos Jacareacanga com litologias semelhantes a Andorinhas e Gradaús, áreas reconhecidamente portadoras de ouro, podem constituir-se como um novo ambiente favorável à prospecção deste bem mineral na região. Aliado a isso, a existência do sinclineo São Raimundo, localizada a sudeste do garimpo homônimo, estrutura morfologicamente semelhante a Andorinhas, e também o fato da PROGEO ora desenvolver trabalhos sistemáticos de pesquisa nestas proximidades,estando estes em fase de seleção de anomalias, com indícios bastante animadores. Os resultados anômalos em solo encontrados por aquela empresa no Garimpo São José, onde uma malha de 20 X 10 m em uma área de 200 X 120 m produziu teores de 0,20 a 22 ppm complementam esta idéia. Uma amostra de brecha nesta mesma área apresentou anomalia de 95 ppm em ouro.

Horizontes silicosos, assim como *cherts* e quartzitos, atuam como unidades competentes, formando depósitos importantes. Ocorrências de formações ferríferas bandeadas e *cherts* com rochas vulcânicas, grauvacas e folhelhos sugerem relações genéticas entre estas e o vulcanismo, atividade que contribui com ferro e sílica, transportando o ouro e formando também depósitos econômicos. Assim sendo estas unidades, quando definidas na região, poderão funcionar como critério estratigráfico para prospecção de ouro.

A associação de ouro a quartzo e sulfeto é hoje amplamente aceita e ocorre na maioria dos depósitos mundiais. No Tapajós o filão do Garimpo Mamoal apresenta intensa disseminação de sulfetos; as amostras de quartzo do Cuiú-Cuiú possuem zonas ricas em pirita,o mesmo acontecendo com algumas amostras de São Domingos e,raramente, do Marupá. Entretanto, estas apresentam cavidades, algumas delas com partículas de ouro, que poderiam ser perfeitamente locais, onde preteritamente se alojaram sulfetos, hoje lixiviados devido ao alto grau de deteriorização que sofreram. Digna de registro também é a forte anomalia em prata (68 ppm), que acusou uma amostra do filão do Mamoal.

Até o presente a produção aurífera da região provém quase que totalmente de aluviões, todavia, as pesquisas visando depósitos desta natureza não obtiveram sucesso. Até certo ponto isto é concebível, uma vez que grande parte dos aluviões se desenvolvem sobre rochas pouco erodidas, o que em determinados locais restringe suas planadas, diminuindo substancialmente seu volume. Em contrapartida esse fenômeno contribui para o aumento do teor, formando depósitos pequenos com teores elevados, o que do ponto de vista econômico é mais adequado para os trabalhos de garimpagem. Assim sendo, é recomendável que os trabalhos sistemáticos de pesquisa sejam voltados para mineralizações primárias, ficando as aluviões para os trabalhos de garimpagem.

BIBLIOGRAFIA

ANDRADE, A.F. de. - 1980 - Depósitos de ouro na região Tapajós - Sucunduri. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31º Camboriú, SC. Anais... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p.1323-1334. il. bibliogr.

ANHAEUSSER, C.R. - 1971 - The Barberton Mountain Land, South Africa - A guide to the understanding of the Archaean Geology of Western Austrália. Spec. Publs. Geol. Soc. Aust., 3:103-119. il.bibliogr.

ANHAEUSSER, C.R. - 1974 - The geology of the Sheba Hills area of the Barberton Mountain land, South Africa, with particular reference to the Eureka Syncline. Inform. Circ. Econ. Geol. Res.Unit, Univ. witwatersrand, johannesburg, 94. 49 p. il bibliogr.

ANHAEUSSER, C.R. - 1976 - Archean metallogeny in Southern Africa. Econ. Geol., Lancaster, 71 (1): 16-43. il. bibliogr.

ANHAEUSSER, C.R. - 1976 - The nature and distribution of Archaean gold mineralization in Southern Africa. Minerals Sci. Engng., 8 (1): 46 - 84. il. bibliogr.

ARANTES, D.S. - 1980 - Relatório de pesquisa de ouro, garimpo do Creporizinho, Itaituba, Pará. Belo Horizonte, Cabruá Mineração Ltda. (Grupo Construtora Andrade Gutierrez S/A) 29 p. anexos

BARBOSA, O. - 1966 - Geologia básica e econômica da região do médio Tapajós, estado do Pará. B.Div. Fom. Prod. Mineral DNPM, Rio de Janeiro, 126. 55p. il. mapa, bibliogr.

BIZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A.F.; MELO, A.F.F. de; SANTOS, A.dos;BORGES, F.R.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.de; CARMONA, J.R.M.; D'ANTONA, R.de J.G.; OLIVEIRA, R.L. - 1980 - Projeto Tapajós - Sucunduri; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, v. 2 e 3. mapa

BORIN jr., T.; PINTO, G.G.; SILVA, A.A.G.P.da; MORGENTAL, A.;CASTRO, V.H.S. de. - 1980 - Mineralizações Filoneanas Polimetálicas contendo ouro e prata associados a metais básicos descobertas pelo projeto Eldorado, Vale do Ribeira - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31º Camboriú, SC. Anais... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 1444-1458. il. bibliogr.

BOYLE, R.W. - 1976 - Mineralization processes in Archean Greenstone and sedimentary belts. Geol. Surv. Can. Paper, Ottawa, 75-15. 45 p. il. bibliogr.

CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: Geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31º, Camboriú, SC. Resumos... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, p.344 (Boletim, 2).

DUONG, P.K. - 1965 - Enquête surl'or dans les roches; origine de l'or desgisements. Chronique des Mines et de la Recherche Minière, 343: 175 - 188. il. bibliogr.

FERNANDEZ, H.E. & DAMASCO, F.V. - 1979 - Gold deposition in the Baguio Gold District and its relationship to regional geology. Econ.Geol., Lancaster, 74 (8): 1853-1868. il. bibliogr.

GOODWIN, A.M. - 1979 - Growth and metallogenic patterns of the Canadian Shield. Toronto, Canadá, University of Toronto. il. Bibliogr.

GROSS, W.H. & FERGUSON, S.A. - 1965 - The anatomy of an Archean Greenstone Belt. The Canad. Min. Metallurg. Bull. p. 940 - 946 / Dados incompletos/

JORGE JOÃO, X. da S.; CARVALHO, J.M. de A.; VALE, A.G.; FRIZZO, S. J.; MARTINS, R.C. - 1979 - Projeto Falsino; relatório final, Belém, Convênio DNPM/CPRM, 5 v., il.,mapa, bibliogr.

JORGE JOÃO, X. da S.; FRIZZO, S. J.; MARINHO, P.A. da C.; CARVALHO, J.M. de A.; SILVA NETO, C.S.; SOUZA, A.N. de GUIMARÃES, L.R.-1978 - Projeto Sudoeste do Amapá; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 5 v., il., mapa, bibliogr.

KATZER, F. - 1933 - Geologia do Estado do Pará. B. Museu Paraense de História Natutal Etnographia, Belém, 9 269 p. il. mapa.

ESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.F.; ANDRADE, A.F. de; NASCIMENTO, J.O.do; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R. de; LOPES, R. da C.; PRAZERES, W. V. - 1977 - Projeto Jamanxim, relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 8 v. il., mapa, bibliogr.

YKE, D.R. - 1976 - On the relations hip betwen gold mineralization and ultramafic rocks in the Timmis area northeastern Ontario. CIM Bulletin, 69 (773): 79 - 87.

;ABOIA, L.A. de.- 1970 - Os "greenstones Belts" de Crixás e Goias - GO. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, Goiânia, 9: 43-72. il. bibliogr.

SANTOS, D.B. dos., FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F. B. da; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. - 1975 - Geologia. In.BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL , Folha SB-21 Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro, 1975. p. 15-99, il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)

SILVA, A.R.B. da; BENOLIEL, B.J.; SANTOS, C.A. dos; AMARAL, E.de V.; BRAGA, J.B.F.; TEIXEIRA, R.A.; SILVA. S.P.; CAVALCANTE, H.M.;MOURA. B.G. de - 1979 - Inventário Sócio Econômico da Província Aurífera do Médio Tapajós. Belém, DNPM - 5º Distrito, 64 p., il. , anexos, bibliogr.

VENTURA, L.M; D'AVILA, L.M.; BARBOSA, G.V. - 1975 - Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Folha SB-21 Tapajós, geologia, geomorfologia,solos, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro, 1975. p.119-149. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro de Bicalho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31º, Camboriú (SC). Anais... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 1835-1850. il.

VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro de Raposos. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , 31º, Camboriú (SC). Anais... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 1851-1866 il.

VILJOEN, R.P. & VILJOEN, M.J. - 1971 - The geological and geochemical evolution of the Onvwewacht volcanic group of the Barberton Mountain Land, South Africa. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 3:133 - 150.

WOODALL, R. 1975 - Gold in the Precambrian Shield of western Australia. Econ. Geol. of Australia and Pap., New Guinea, 4: 175-184. il. bibliogr.

ZINI, A. 1975 - The Tapajós Projecto, final report. /s.l./ Rio Finex Geologia e Pesquisa Ltda.

GARIMPOS DO MÉDIO TAPAJÓS
MAPA DE LOCALIZAÇÃO

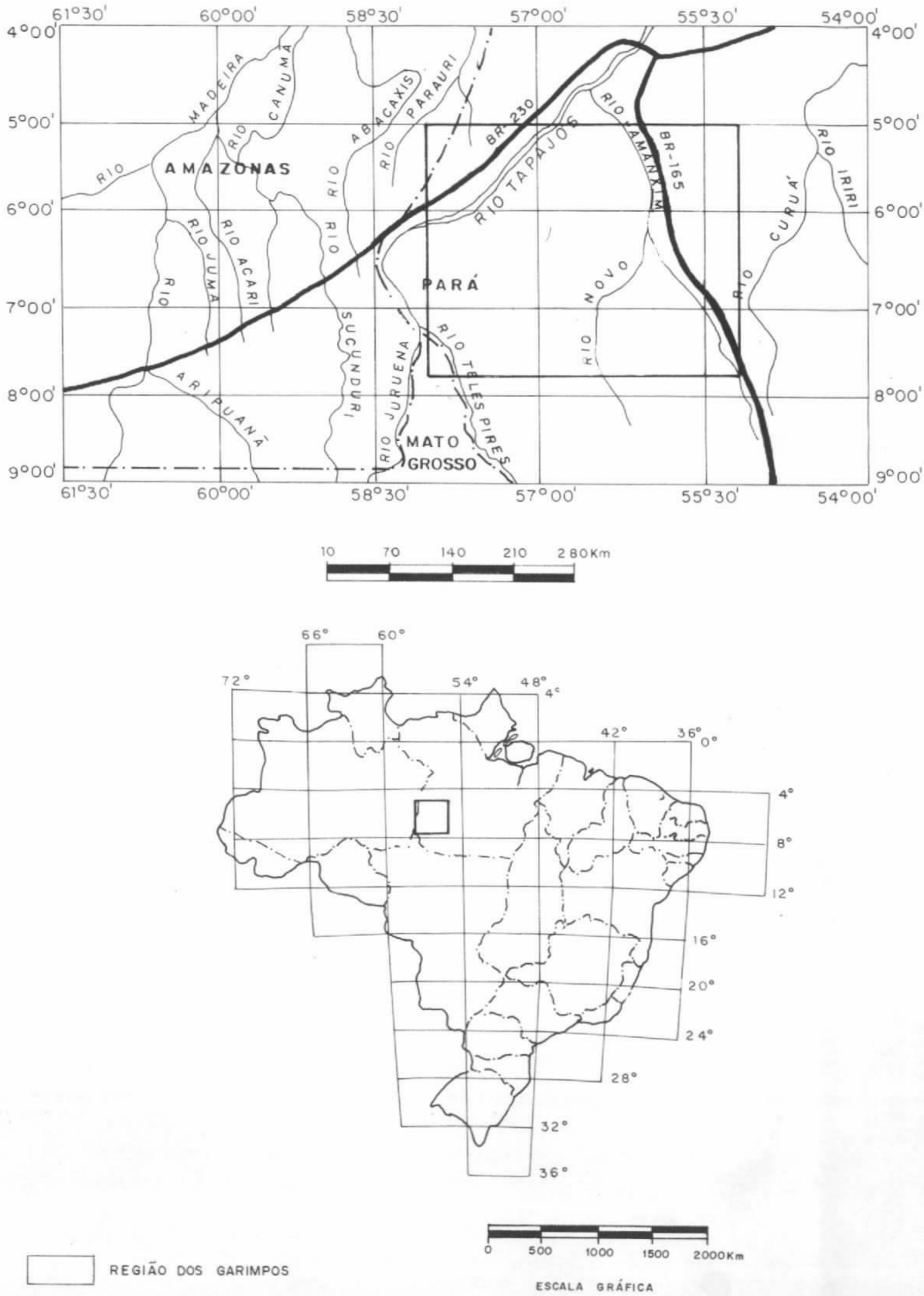


Fig. 1

ESBOÇO GEOLÓGICO DOS GARIMPOS DO MÉDIO TAPAJÓS

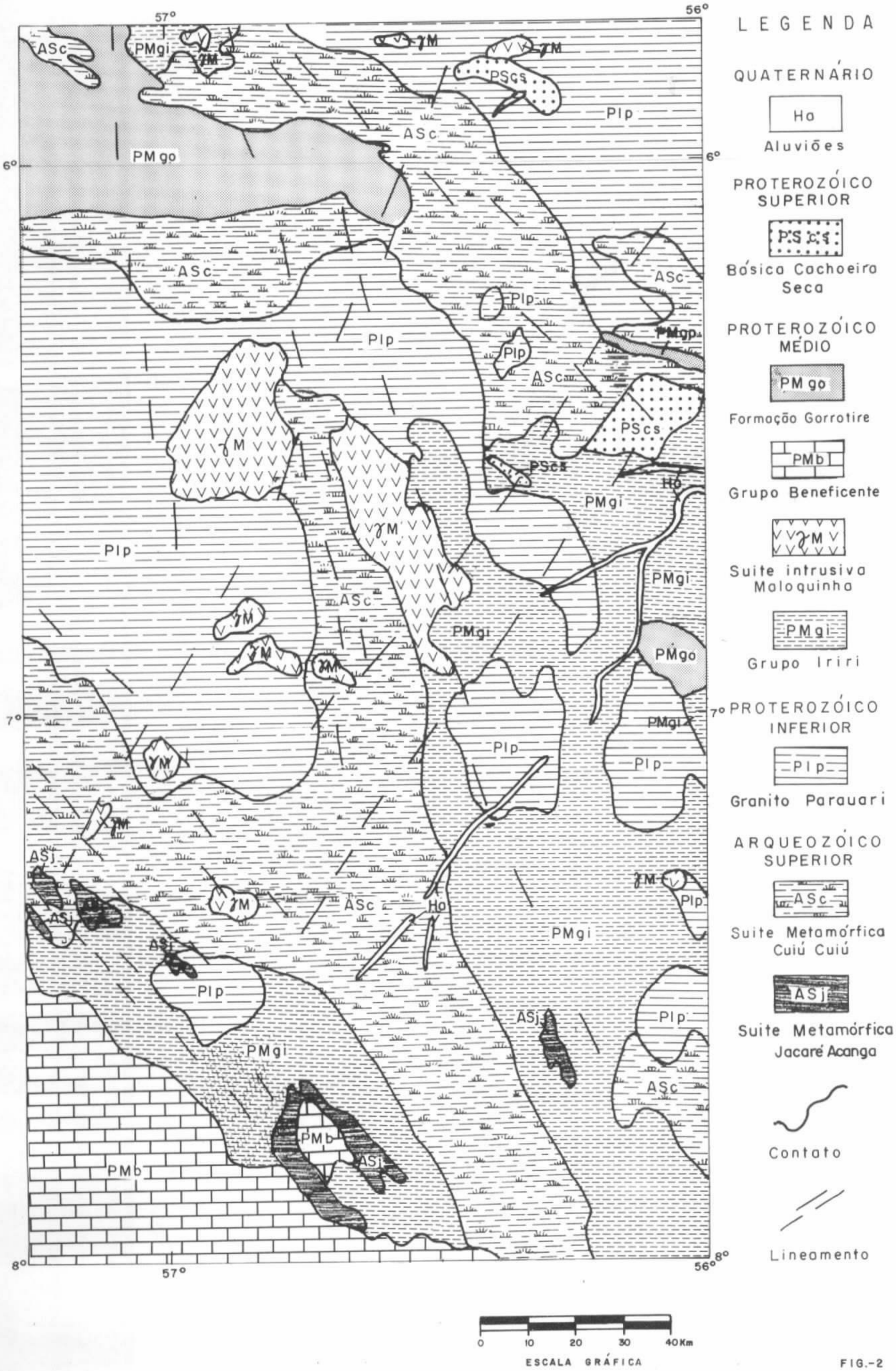


FIG.-2

ESBOÇO ESTRUTURAL DA REGIÃO DOS GARIMPOS DO MÉDIO TAPAJÓS

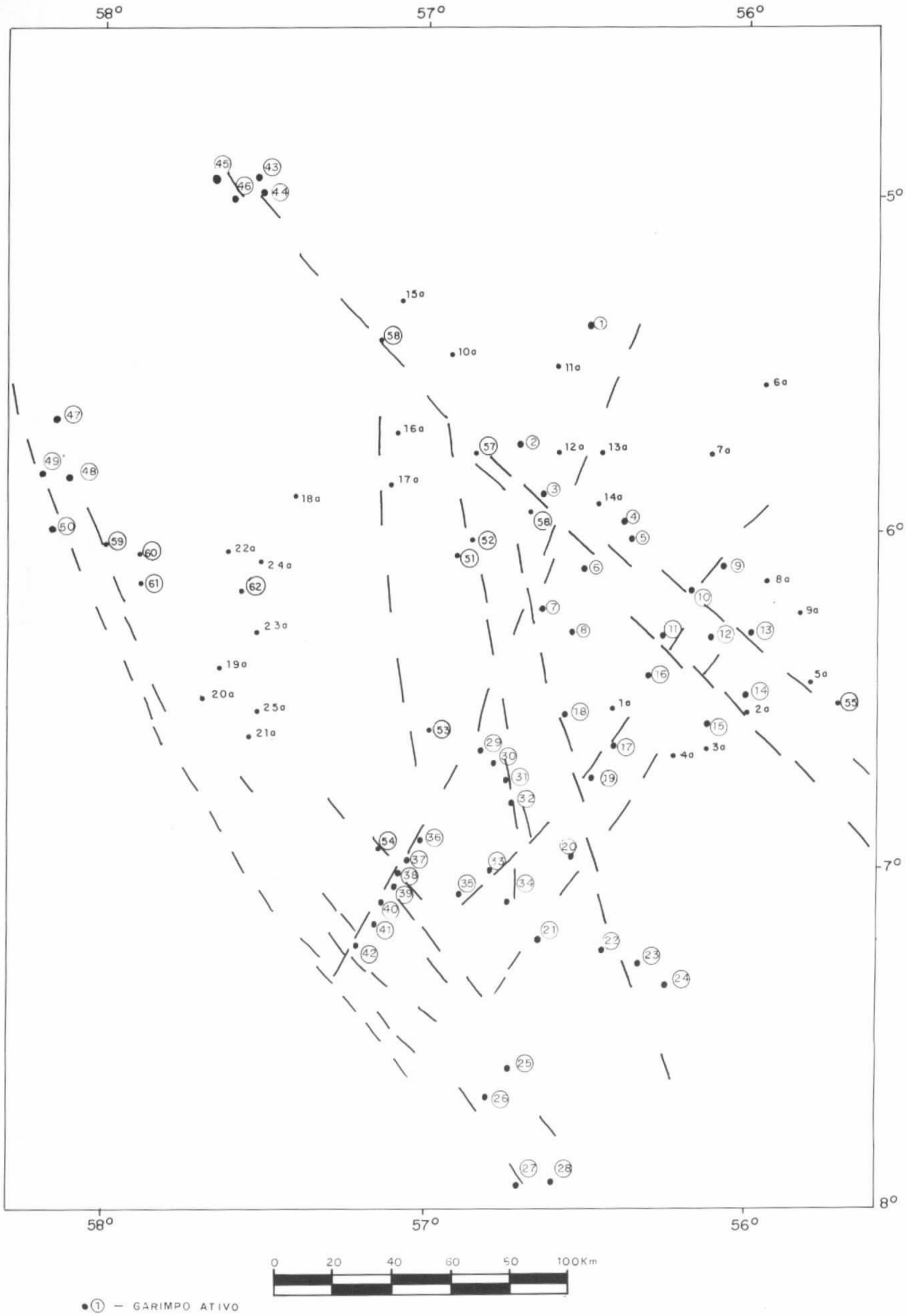
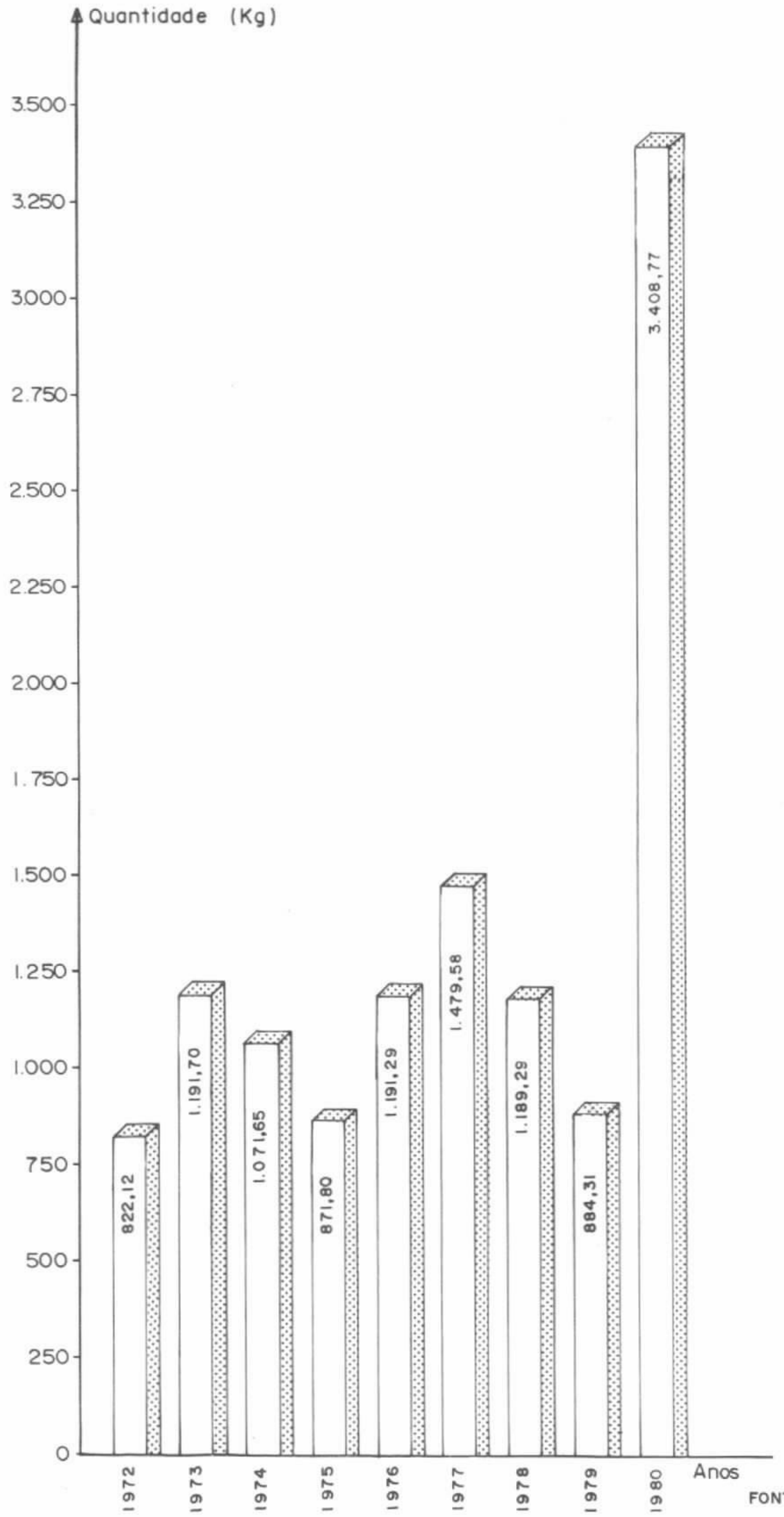


Fig 3

PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS

EVOLUÇÃO DA PRODUÇÃO GARIMPEIRA DE OURO NA REGIÃO DO RIO TAPAJÓS - 1972 - 1980

SEM - 5º DISTRITO



FONTES: Agência da Rec. Federal de Itaituba
Delegacia da Rec. Federal de Santarém

Fig. 4

OURO DOS GRADAÚS – GEOLOGIA E GARIMPAGEM

Armínio Gonçalves Vale
Xafi da Silva Jorge João
José Waterloo Lopes Leal
Agildo Pina Neves

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT Geologically, the Serra dos Gradaus region is still almost unknown and just a few references can be found in the literature. Detailed research scale has been developed only in restricted areas. The region encloses a metamorphic rock association that belongs to the Amazonian craton. Unmetamorphosed cover units, anorogenic intrusives of the middle Proterozoic, Jurassic igneous and recent alluvial and colluvial deposits have been mapped. Gold mineralizations associated to the mafic-ultramafic rocks are usual and, at present, they are related to the alluvial deposits. Veins and intrusive bodies are also responsible for gold reconcentration in the area. Since 1980, panning work was intensified in the region. At present, the panning site is controlled by Federal Government. The official gold production is 1,707,454 g/au.

1. INTRODUÇÃO A partir de março de 1981, o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, em convênio com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, e fazendo parte de um "pool" de órgãos federais e estaduais com a finalidade de manter o controle de determinadas áreas de garimpagem, iniciou os trabalhos de orientação técnica aos garimpeiros da área conhecida como garimpo do Cumaru, localizada na região sudeste do Estado do Pará, no município de São Félix do Xingu (Figura 1), distando aproximadamente 90 km da vila de Redenção no rumo N70°W. As frentes de garimpagem estão situadas em extensa área compreendida entre os rios Naja e Branco, ambos afluentes pela margem direita do rio Fresco, e totalizam aproximadamente 15.125 km^2. As frentes de garimpo mais ricas, conhecidas pelas denominações de Maria Bonita, Cumaru, Retiro da Guará-Pará e da Macedônia (Figura 1), situam-se em bacias que desaguam na margem direita do rio Naja.

Os dados obtidos durante os trabalhos de apoio aos garimpeiros, ensejaram a elaboração de um esboço geológico para a área situada entre o igarapé Carrion e o rio Naja, balisada a norte pela serra da Tocandera, assim como a descrição sucinta das peculiaridades da garimpagem local.

Os trabalhos anteriores, geralmente de cunho regional, foram desenvolvidos pelo Projeto RADAM e pela CPRM, em convênio com o

DNPM, além de outros em escala maior, elaborados pelo Engenheiro JOFRE MOZART PARADA, pela DOCEGEO e pela própria CPRM.

O conjunto litológico que compõe o quadro estratigráfico da área, é parte integrante da Plataforma Amazônica (SUSZCZYNSKI, 1970) e abrange uma associação de rochas metamórficas cratônicas ("Suíte" Metamórfica Grão-Pará e Complexo Xingu), de idade arqueana, das unidades de cobertura não metamorfizadas (formações Tocandera e Rio Fresco), de intrusivas anorogênicas posicionadas no Proterozóico Médio (Granito Juruena), de ígneas jurássicas (Dolerito Cururu) e depósitos aluviais e coluviais recentes.

2. ESBOÇO ESTRATIGRÁFICO

2.1 - Generalidades A partir dos dados de campo obtidos durante os trabalhos de apoio aos garimpeiros e de fotointerpretação de aerofotos verticais 1:45.000, foi elaborado um esboço geológico para a área (Figura 2). A coluna geológica proposta (Figura 3), é basicamente a adotada em trabalhos mais recentes sobre a região, principalmente em JORGE JOÃO et alii (1977) e VILLAS BOAS et alii (1980).

A ausência de dados geocronológicos, análises químicas e do conhecimento em escala regional das diversas unidades, dificulta em grande parte, a tentativa de se esboçar, com maior detalhe, a evolução geológica para a área do Cumaru.

VILLAS BOAS et alii (op. cit.), atribuem ao Arqueozóico, as unidades "Suíte" Metamórfica Grão-Pará e Complexo Xingu, num relacionamento espacial e cronológico que obedece ao padrão granito-"greenstone" dos terrenos arqueanos, aceitando a existência de uma primitiva crosta simática, por extrapolação de outras regiões mais bem conhecidas da Plataforma Amazônica.

O Granito Juruena, termo proposto por SILVA et alii (1974), para caracterizar os granitos precambrianos remobilizados do Complexo Xingu, ocorrentes na Folha SC.21 Juruena, é cronoposicionado no limiar do Proterozóico Médio.

As unidades de cobertura de plataforma - formações Tocandera e Rio Fresco - posicionadas no Proterozóico Médio, representam duas sequências distintas sedimentares: a primeira, com amplo predomínio de psamitos e a segunda, onde prevalecem os psefitos, ambas sem evidência de terem sofrido metamorfismo em escala regional.

Diques de diabásio, tentativamente correlacionados à unidade Dolerito Cururu (SILVA, op. cit.), representam um evento magmático básico, sem representatividade em mapa.

Completam o quadro estratigráfico, as coberturas colúvio aluvionares, localmente auríferas.

2.2 - "Suíte Metamórfica Grão-Pará Dentro da área do Cumaru, com boa distribuição geográfica, bordejando o flanco sul da serra da Tocandera e com relevo ora fortemente arrasado, aplainado, com colinas de encostas suaves, ora formando serras alongadas, orientadas aproximadamente segundo NE/SW, ocorre uma sequência de epi-mesometamorfitos variando composicionalmente de tipos félsicos até ultramáficos, com intercalações locais de formação ferrífera bandeada, posicionadas como fazendo parte desta "Suíte", em concordância com as observações efetuadas por VILLAS BOAS et alii (1980).

Apesar dos poucos dados disponíveis, admite-se que a brusca variação de relevo dentro da unidade seja produto de uma variação litológica no empilhamento estratigráfico da "Suíte", com predomínio de quartzitos, anfibolitos e formação ferrífera bandeada nas áreas elevadas e de metavulcânicas félsicas a máficas nas áreas arrasadas.

A "Suíte" Metamórfica Grão-Pará representa uma associação metavulcânica, em que as rochas, variando de félsicas a máficas, com contribuição de quartzitos e formação ferrífera bandeada, não foram individualizadas na escala de trabalho. As evidências maiores tais como o posicionamento geotectônico intracratônico, o íntimo relacionamento com terrenos graníticos, o baixo grau de metamorfismo (fá

cies xisto verde, localmente evoluindo a anfibolito), a abundante presença de rochas verdes associadas com formação ferrífera bandeada, uma metalogenia onde predominam o ouro e o ferro e, pelo menos em parte da área, um estilo estrutural caracterizado pelo desenvolvimento de estruturas dobradas apertadas, alongadas, falhadas, com segmentos algo curvelineares, sugerem uma caracterização do tipo "greenstone belt" para esse conjunto rochoso, correlacionando-o a outros segmentos (serra do Inajá, etc.) de igual natureza, já mapeados em todo o craton Amazônico.

Seu posicionamento cronoestratigráfico deve-se a aceitação da preexistência de uma crosta primitiva simática, que, por fusão de seus componentes rochosos, teria gerado magmas essencialmente sódicos, cuja consolidação resultou nos litotipos que constituem o Complexo Xingu, migmatização essa comprovada pela identificação de enclaves anfibolíticos (Projeto Gradaús, 1975) nessa última unidade. O contato com o Complexo Xingu se faz, interpretativamente, por contato transicional e por falhas. Com a Formação Tocandera se faz através de discordância, localmente por falhas.

Não há evidências do relacionamento espacial entre as várias litologias da unidade Grão-Pará, admitindo-se contudo, pela aceitação de uma crosta primitiva simática, como anteriormente referido, que os metaultramafitos estejam subjacentes aos metafelsitos ou que haja uma intercalação em pequena escala entre os dois tipos. Admite-se ainda que a formação ferrífera bandeada associada com os quartzitos, constitua corpos isolados dentro das metavulcânicas.

Os metaultramafitos, como ocorrentes nas cabeceiras da grota Rica, são representados por um serpentina-xisto fortemente cataclasado, em que a associação mineralógica dominante é antigorita, crisotila e minerais opacos. A antigorita ocorre como uma massa dominante na qual observam-se ainda agregados fibrorradiados. A crisotila ocorre como cristais esparsos, sem forma própria, refletindo com maior intensidade os efeitos cataclásticos. Os grãos opacos ocorrem como cristais esqueletiformes dispersos pela rocha.

Os metamafitos são representados por actinolita-xistos, hornblenda-xistos e mais raramente anfibolitos, como os da grota da Taboca, nos quais se observa ainda uma discernível textura blastofítica indicando claramente a sua natureza ortometamórfica.

Os metafelsitos são representados por metarriolitos e metadacitos como ocorre nas cabeceiras da grota do Xixá, com variados graus de metamorfismo e deformação, onde alguns tipos sofreram tão leve metamorfismo que ainda mantêm suas características texturais e composicionais originais. Subordinadamente ocorrem tipos vulcânicos de composição intermediária tais como os andesitos aflorantes nas cabeceiras da grota do Xixá e da grota Rica.

A formação ferrífera, um dos segmentos da qual está muito bem representado no "canyon" do rio Naja, apresenta uma estrutura fortemente bandeada, com alternância algo regular de leitos hematíticos e/ou magnetíticos e leitos de sílica cripto a microcristalina. As observações petrográficas sobre essa formação ferrífera, efetuadas em projetos anteriores (Projeto Gradaús, etc.), mostram ausência de qualquer efeito metamórfico. Os leitos de sílica são compostos por agregados criptocristalinos, existindo pontos de incipiente desvitrificação, tornando-se os grãos algo microcristalinos, por vezes bastante discerníveis e individualizados como quartzo, de fraca anisotropia ótica. A hematita e/ou magnetita ocorre como leitos, geralmente de superfície crenulada no contato com a sílica. O aspecto textural da rocha, visualizado como um todo em seção delgada, parece indicar um processo único de formação vulcanogênica para as duas fases, silicosa e ferruginosa, como se depreende da desvitrificação ou da tendência da cristalinidade progressiva ótica e irregular exibida pela sílica.

Os sericita-quartzitos, conforme descritos no Projeto Gra

daüs, são rochas de coloração cinza claro avermelhado, granulação fina, de estrutura maciça ou xistosa, compostas de quartzo e sericita em quantidades aproximadamente iguais entre si.

2.3 - Complexo Xingu Foram poucos os perfis geológicos dirigidos para sul, no sentido do igarapé Carrion, não se tendo atingido rochas pertencentes à essa unidade. Entretanto, trabalhos anteriores, como os desenvolvidos no Projeto Gradaüs, mapearam ao longo do rio Naja e no próprio igarapé Carrion, um conjunto de rochas atribuídas hoje ao Complexo Xingu. Este ocorre em larga distribuição área, aflorando em extensos lajeiros na calha do rio Naja e afluentes maiores, a montante da serra da Tocandera. O relevo é caracterizado pela presença de colinas de encostas suaves, dissecadas por ampla rede de drenagem de padrão dendrítico, onde o leito dos drenos maiores frequentemente estão controlados por falhas e fraturas.

Os litotipos do Complexo Xingu variam composicionalmente de granitos a granodioritos, de natureza metamórfico-metassomática com caracteres migmáticos, exibindo estrutura anisotrópica a vagamente foliada, frequentemente ocorrendo enclaves anfibolíticos, enclaves esses testemunhos ou representantes das raízes da "Suíte" Metamórfica Grão-Pará. Localmente, os granitóides desenvolvem feições típicas de cataclase e mostram uma predominância de facóides gerados por uma blastese feldspática, indicando a natureza metassomática-migmática de formação dessas rochas. Os componentes mineralógicos principais são o quartzo, o feldspato e a biotita, sendo a apatita e o zircão os acessórios mais comuns.

Admite-se, em bases teóricas, que os componentes rochosos do Complexo Xingu são resultantes de fusões parciais sucessivas de rochas vulcânicas máfico-ultramáficas, em um processo do tipo multiestágio, que culminou no "emplacement" do Granito Juruena.

2.4 - Granito Juruena O Granito Juruena mantém uma topografia arrasada, sem contraste morfológico com as rochas das unidades Grão Pará e Xingu, tendo sido identificado no campo no interflúvio das grotas do Avião e da Onça e interpretado através de aerofotos em extensa área na margem direita da grota da Merenda, onde a presença local de encurvamento dos vales de alguns drenos, sugerem a presença de intrusões do tamanho de pequenos "stocks".

Os granitos desta unidade são do tipo estrutural e composicionalmente homogêneos, localmente apresentando sutís modificações estruturais, exibindo fases vagamente foliadas e modificações composicionais em termos de minerais varietais. A associação mineralógica dominante é quartzo, microclina e plagioclásio, como minerais essenciais, enquanto que as fases varietais presentes são a hornblenda verde e a biotita algo cloritizada. Os acessórios são a titanita e os opacos.

Os grãos minerais apresentam um arranjo mútuo hipidiomórfico granular. O quartzo é completamente anheudral, ocorrendo como grãos isolados ou formando agregados sacaróides com fraca extinção ondulante. O plagioclásio ocorre idiomorficamente, estruturalmente zonado e com sericitização parcial seletiva. A microclina ocorre como cristais subhédricos, geralmente límpida, com moderada a alta triclinicidade e em proporção aproximadamente igual ao plagioclásio. A biotita ocorre como palhetas esparsas, parcialmente cloritizada, à qual estão intimamente associados opacos e titanita.

Pelo conhecimento que se tem da unidade Granito Juruena no Craton Amazônico, os seus litotipos são considerados como de composição essencialmente adamelítica, com raros equivalentes vulcânicos, estéreis para mineralização econômica e resultantes de fusão parcial, em ambiente pós-cinemático, das litologias componentes do Complexo Xingu, para o qual mostra passagens gradacionais tanto estruturais como composicionais. Representam, na área, uma manifestação magmática plutônica a subvulcânica por uma reativação tectônica plataformal autônoma, com possível contemporaneidade temporal à mani

festação magmática Uatumã.

2.5 - Formação Tocandera Regionalmente esta unidade compreende uma sequência de sedimentos essencialmente psamíticos, formando acentuadas elevações alongadas, com morfologia de "cuestas" e "hog backs", denominadas localmente de serra da Tocandera e serra Ruim, com a configuração de uma ferradura aberta para oeste.

Assenta-se discordantemente sobre a "Suíte" Metamórfica Grão-Pará e representa uma cobertura sedimentar de plataforma, constituindo a base da denominada sinclinal da Tocandera. O contato com a unidade Formação Rio Fresco, segundo Marinho et alii (1977), também se faz através de discordância.

Na área do Cumaru, essa unidade compreende um espesso pacote de arenitos com eventuais intercalações de siltitos às proximidades da base. O contato com a unidade Grão-Pará, regra geral, se faz através de falhamentos, facilmente identificados em aerofotos e comprovados no campo.

As observações microscópicas possibilitam a afirmação da não existência de metamorfismo regional atuante sobre essa unidade, conforme já considerado anteriormente nos projetos Xingu-Araguaia e Carvão no Rio Fresco. Por outro lado, as formações ferríferas existentes no "canyon" do rio Naja e outros segmentos da serra, antes considerados como parte do pacote, são admitidos aqui como fazendo parte de uma sequência mais antiga ("Suíte" Metamórfica Grão-Pará).

Os arenitos apresentam granulometria e coloração variadas, predominando os grosseiros e esbranquiçados, mal selecionados, geralmente homogêneos, ocorrendo em espessos bancos, raramente em leitos milimétricos, friáveis, com leitos silicificados, sempre cortados por veios milimétricos a decimétricos de quartzo. Os mergulhos variam de 18º a 35º nos sentidos NW ou NE.

Esses psamitos compreendem quartzo-arenitos arcosianos em que os grãos de quartzo são extremamente angulosos, mal selecionados, com extinção ondulante herdada da rocha matriz, ocasionalmente exibindo sobrecrescimento de sílica secundária em continuidade ótica e cristalográfica com o grão detrítico original. As faixas acamadas mostram intercalações de leitos ricos em óxidos de ferro, os quais proporcionam a cor avermelhada à rocha, com leitos dos quartzo-arenitos arcosianos descritos acima. Na base, é comum a ocorrência de leitos de tipos ortoquartzíticos, em que a matriz sericítica-caulínica mostra-se quase ausente e o cimento torna-se essencialmente silicoso, apresentando um grau de diagenese bastante avançado e contendo esparsos fragmentos de quartzo dimensionalmente contrastantes.

Ainda na base ocorrem, eventualmente, intercalações de folhelhos e siltitos com os arenitos acima descritos, segundo o acamadamento do tipo "flaser", indicando uma sedimentação em ambiente tipo planície de maré.

2.6 - Formação Rio Fresco Apesar de não ter sido objeto de mapeamento durante os trabalhos de campo desenvolvidos na frente Cumaru, esta unidade foi intensamente estudada pelos geólogos do Projeto Carvão no Rio Fresco. Segundo aqueles técnicos, o relacionamento com a unidade subjacente, Formação Tocandera, é feito através de forma discordante e, pelos dados obtidos, foi possível a divisão da unidade em dois membros, designados informalmente naquela oportunidade de Membro Inferior e Membro Superior. A Formação Rio Fresco tem vasta área de ocorrência ao norte da serra da Tocandera e serra Ruim, mantendo uma morfologia arrasada e aplainada, levemente ondulada onde há abundância de grauvacas.

O Membro Inferior, de caráter mais pelítico, compreende essencialmente folhelhos carbonosos e siltitos cinza, apresentando um nível de carvão na parte mais basal do membro. O Membro Superior, mais psamítico, constitui-se de folhelhos micromicáceos, siltitos cinza, arenitos cinza finos, arenitos arcosianos, arcósios e grauvacas, com um nível de carvão na parte média a superior. O contato entre os

dois membros faz-se de maneira gradacional.

2.7 - Dolerito Cururu Representa uma manifestação magmática tabular, de idade provavelmente jurássica, cortando indiscriminadamente as rochas das unidades Grão-Pará e Juruena. São corpos arrasados, aparentemente de pequenas dimensões, sem guardar morfologia típica que permita sua identificação em aerofotos. Os diabásios apresentam variações texturais desde tipos ofíticos afíricos até tipos intergranulares amigdalóides. Augita, olivina e labradorita são as fases minerais majoritárias, ocorrendo em quantidades aproximadamente iguais entre si. Raros opacos diversos.

2.8 - Colúvios e Alúvios Após o "emplacement" dos diques de diabásio, a área sofreu forte denudação, conforme atestam as espessas camadas de cascalho dispersas tanto sobre as áreas interfluviais, como no próprio leito dos drenos que banham a região. Os perfis dos colúvios consistem basicamente, do topo para a base, de delgada capa de solo rico em matéria orgânica, seguido de solo avermelhado, alóctone, derivado de rocha vulcânica básica a intermediária, sobrejacente a um espesso pacote de cascalho onde predominam seixos e "boulders" de arenito, de quartzo de veio, de rochas vulcânicas, etc., podendo constituir mais de um nível, antes de se atingir a rocha intemperizada. Regra geral, a capa rica em matéria orgânica e a base do cascalho apresentam teores econômicos em ouro para extração através de garimpagem.

A aluvião representa um retrabalhamento do colúvio e geralmente tem suas laterais cobertas por solo transportado. O perfil, do topo para a base, inicia com material rico em matéria orgânica, seguido de um pacote constituído de areias, siltes e argilas, em variada ordem de deposição e espessura, sotoposto a um ou mais níveis de cascalho onde predominam seixos e "boulders" de quartzo de veio e de rochas vulcânicas, geralmente aurífero.

2.9 - Estruturas Duas feições estruturais com estilos tectônicos distintos se destacam na área do Cumaru: uma é indicada pela forte estruturação segundo N40°E, apresentada pela "Suíte" Metamórfica Grão-Pará na área do Tarzan e ao sul dessa localidade. A outra feição dominante está relacionada a sinclinal da Tocandera, depositária dos sedimentos de mesma toponímia, cujo flanco sul, orientado aproximadamente segundo leste-oeste, interrompe obliquamente o "trend" estrutural da unidade Grão-Pará.

Nas áreas serranas de exposição da "Suíte" Metamórfica Grão-Pará, o estilo estrutural dominante é representado por uma sequência de dobras apertadas, alongadas segundo N40°E, falhadas, por vezes retorcidas, com os limbos verticalizados, dobramentos esses truncados a oeste por extenso falhamento segundo N10°E. O aspecto retorcido apresentado por algumas dessas serras poderia estar relacionado ao "emplacement" dos granitóides do Complexo Xingu, dobrando os metamorfitos Grão-Pará.

Por outro lado, no flanco sul da sinclinal da Tocandera, os sedimentos de cobertura da plataforma, mergulhando de 15 a 30° ora para NE ora para NW, não sofreram os esforços compressionais desenvolvidos sobre as rochas da unidade Grão-Pará. Aparentemente, os movimentos que afetaram esses sedimentos foram verticais, do tipo falhas de gravidade. Admite-se que a imposição da sinclinal, resultou a partir de um sistema de falhas e fraturas, com rejeitos aproximadamente verticais, orientados paralela e preferencialmente na direção N70°E, com variações locais para N45°E. Esse sistema de falhas e fraturas, escalonadas, resultou no basculamento e ulterior abertura de um graben ou fossa, hoje preenchido pelos sedimentos Tocandera, Rio Fresco, etc. A identificação de duas ocorrências de manganês associadas a arenitos fraturados segundo esse sistema N70°E, o torna importante na prospecção daquele bem mineral.

A área arrasada banhada pela bacia do igarapé Carrion, mostra um padrão de falhas e fraturas, apresentando notável paralelismo

segundo as direções N80°W, N80°E e E-W. Esse sistema de falhas, identificável nas aerofotos por tênues alinhamentos da vegetação, parece estar relacionado com a mineralização de ouro. Nas cabeceiras das grotas do Brigadeiro e da Taboca, as ocorrências de ouro primário estão intimamente associadas com falhas orientadas segundo N80°W, e desenvolvidas em anfibolitos (grota da Taboca) e rocha vulcânica ácida muito intemperizada (grota do Brigadeiro).

3. GARIMPAGEM A instalação dos garimpeiros em áreas com alvarás de pesquisa e/ou atividade agropastoril, e a frequente incursão dos mesmos dentro da área indígena dos Gorotires, redundou em atritos entre companhias de mineração, donos de terras e índios, com os garimpeiros. A própria estrutura do garimpo, moldada nos garimpos tradicionais do Tapajós, em que o lucro obtido pelos faiscadores é diluído nas compras de mercadorias para a sua subsistência, mulheres e bebidas, em um clima de desordem e de quase escravidão, contribuíram para que o Governo, já com a experiência de Serra Pelada, avocasse à si a gerência do garimpo do Cumaru e de garimpos mais afastados, como os situados nas cabeceiras do rio Branco, realizando essa tarefa sob a denominação de Projeto Cumaru.

Elaborado pela Presidência da República, o Projeto Cumaru tem sob sua responsabilidade uma imensa região, situada no sul do Pará, onde as tensões sociais geram conflitos constantes. Para prestar uma assistência realmente significativa a uma área de tão grande magnitude (15.125 km^2), foram convocados vários órgãos federais e estaduais, que, sob a chancela do Conselho de Segurança Nacional, representado pela Coordenação, iniciaram o Projeto em março de 1981. A Coordenação tem como objetivo principal coordenar as atividades desenvolvidas pelos diversos órgãos atuantes no Cumaru, recebendo diariamente um relatório sucinto sobre as tarefas executadas por cada órgão. Além das atividades estritamente relacionadas ao garimpo, a Coordenação, através de seus vários órgãos, desenvolve ação social nos povoados e vilarejos próximos, entregando títulos de terra, expedindo documentos, vacinando, vendendo alimentos e utensílios domésticos, transportando doentes, etc. Ao DNPM compete prestar ao garimpeiro as primeiras informações sobre a área do Cumaru, informando, por ocasião da entrega dos Certificados de Matrícula de Garimpeiro (CMG), como atuam os diversos órgãos ligados à Coordenação. Orienta o garimpeiro para obter o aproveitamento máximo das catas trabalhadas, a partir do desmonte das mesmas, instalação das máquinas rudimentares, segurança no trabalho, solução de pendências entre os garimpeiros, sugerindo áreas novas, fornecendo mapas planimétricos, etc. A Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO), utilizando verbas do Banco Central repassadas pela Caixa Econômica Federal (CEF), foi a responsável pela infra-estrutura do Projeto, pelo apoio logístico e agiu como compradora oficial do ouro produzido na região até fins de agosto de 1981. A CEF, atualmente, tem sob sua responsabilidade, o apoio logístico e a manutenção da infra-estrutura implantada, funcionando também como agência bancária normal além de manter o monopólio da compra do ouro. A Secretaria da Receita Federal (SRF), tem como objetivo principal a expedição gratuita de CMG, de CPF, prestando assessoria técnica sobre a tributação de bens minerais e impostos. Ao Departamento de Polícia Federal e à Polícia Militar do Estado, cabe a responsabilidade da segurança pessoal tanto dos garimpeiros como dos integrantes dos diversos órgãos. A Força Aérea Brasileira realiza o transporte das equipes para as várias frentes de garimpagem, transporta e reforça a segurança dos compradores de ouro, e realiza, juntamente com outros órgãos, missões especiais de fiscalização. A Companhia Brasileira de Alimentos (COBAL) vende gêneros alimentícios e utensílios para a garimpagem, a preços compatíveis com os grandes mercados consumidores, fornecendo as refei

ções à maioria dos componentes dos órgãos que atuam na área. O instituto Nacional de Assistência Médica e Previdência Social (INAMPS) dispõe de um pequeno hospital e um ônibus equipado com ambulatório, prestando, através de suas equipes médicas, assistência médico-hospitalar ao público e distribuindo medicamentos da CEME. Constituída por uma equipe de vacinadores, laboratoristas e borrifadores, a Superintendência de Campanha de Saúde Pública (SUCAM), atua no campo da medicina preventiva, vacinando, efetuando exames de sangue, etc. A Empresa Brasileira de Correios e Telégrafos (EBCT), oferece ao público todos os serviços telegráficos e postais. Por se tratar de uma área situada próxima da reserva indígena dos Gorotires, a Fundação Nacional do Índio faz-se representar por um indigenista.

3.1 - Metodologia Empregada pelo Garimpeiro na Procura e Extração do Ouro O início da garimpagem em uma determinada área aluvionar, se processa regra geral, da seguinte forma: o garimpeiro desloca-se ao longo do curso d'água, efetuando testes expeditos a intervalos regulares, em pranchetas ou poços com abertura em torno de 1,00 m^2 e situados sempre às proximidades do leito ativo do dreno. Essas pranchetas ou poços são abertas preferencialmente onde o cascalho aflora na superfície ou quando está a pequena profundidade, sendo esta determina através de "sondagem" efetua com varas de madeira. Atingido o cascalho, a concentração dos minerais pesados é feita em bateias ou cuias de ferro e a quantidade de ouro obtida, em cada bateada, é relacionada, por experiência pessoal do garimpeiro, com um valor médio, em peso, que poderá ser obtido em uma cata de 5 x 5 m de área.

Comprovada a existência de ouro em quantidade tal que, no entender do garimpeiro, possibilite a sua extração econômica, ele procede a delimitação da frente de serviço, entendendo-se como tal um segmento da calha do rio, geralmente com 20 metros de extensão, que atua como balisa para o restante da área a ser trabalhada, a qual se estende perpendicularmente à calha do dreno, de uma margem à outra. Após o desmatamento, é iniciada a abertura da primeira cata, que, dependendo das dimensões, recebe uma terminologia típica: assim, uma cata com abertura de 10 x 10 m tem o nome de"banda"; uma de 5 x 10 m corresponde a uma "meia banda": uma de 5 x 5 m é um "cinco", etc. Aquelas pequenas áreas situadas entre catas e que por qualquer motivo não foram trabalhadas, recebem o nome de "damas". No Cumaru as aberturas das catas têm em média 5 x 5 m.

Como a primeira cata é sempre aberta no leito ativo do dreno, torna-se necessário o desvio do curso d'água para um canal paralelo, construído lateralmente, e denominado de "tilim". Esse tilim é feito com a ajuda de todos os garimpeiros beneficiados com a obra. Feito o tilim, o garimpeiro inicia os trabalhos a partir do centro do leito atual da grota no sentido de uma das márgens, abrindo uma sequência de barrancos de modo que cada barranco aberto e trabalhado, seja posteriormente entulhado pelo debreio do outro. A sequência de atividades só é obedecida quando o teor de ouro do cascalho, à medida que se avança para a margem, compensa o trabalho executado. Caso contrário, a sequência de trabalho passa a ser no sentido longitudinal, acompanhando o leito do igarapé.

Na abertura de um barranco são empregadas, em média, três pessoas, que se revesam nas atividades de desmonte e retirada do material. Nas margens das grotas onde a aluvião encontra-se soterrada por espesso pacote de solo (até 8,00 m), torna-se necessária a montagem de um sarilho para a retirada do material do fundo, ou então, a construção do barranco é feita em bancadas,facilitando o arremesso do material estéril para fora. À medida que o barranco é aprofundado, as paredes do mesmo são escoradas com troncos de árvores, dando maior segurança ao garimpeiro.

O cascalho é retirado e, antes de ser lavado, é mistura

do com água, ato esse denominado de "traçar", formando uma polpa e retirando a argila dos seixos. Quando a matriz do cascalho é muito argilosa e o ouro é fino, o garimpeiro adiciona sabão em pó à polpa, visando uma melhor recuperação do ouro. Para a lavagem da polpa, joga-se pequenas quantidades no ralo da máquina, onde é novamente desagregada manualmente com a ajuda de água até que os seixos fiquem limpos, quando então são retirados do ralo. O material retido nos "riffles" da "cobra fumando" é então cuidadosamente retirado e concentrado em bateia para a apuração final do ouro.

3.2 - Equipamentos Utilizados Os equipamentos utilizados no garimpo do Cumaru são simples e rudimentares. Para a procura do cascalho, além de varas de ferro, são utilizados pequenos trados. Para a abertura da cata são usadas pás, péolas, picaretas, etc., é construídos sarilhos para a retirada do material. A bateia e a cuia de ferro são usadas na concentração final do ouro, ao passo que as moto-bombas, à óleo ou à gasolina, geralmente de 3,5 HP, são utilizadas para fazer o esgotamento da água de infiltração das catas ou levar a água até o cocho durante a lavagem do cascalho. A cobra fumando", que segundo alguns autores é derivada da "Cradle" ou "Rocker" americanas, é o equipamento de concentração mais tradicional usado no garimpo. Construída de madeira (mais recentemente de alumínio), ela é formada de três partes principais: o ralo, onde é depositada e desagregada a polpa; o pára-quedas, que é um plano inclinado com tariscas, situado em uma caixa e que serve de anteparo para diminuir a velocidade da água e onde se deposita o ouro mais grosseiro e finalmente a "rabeta", que é um plano inclinado com tariscas situadas a intervalos regulares e onde se concentra o ouro mais fino. No garimpo do Cumaru, o plano inclinado tem em média 0,40 m de largura e comprimento variando de 1,20 a 2,00 m. Só mais recentemente, a partir de janeiro deste ano, foram introduzidos os conjuntos de moto-bombas com potência superior a 10 HP, capazes de efetuar a sucção direta do material aurífero das catas, levando-o através de mangueiras de 4" até as "cobras fumando", onde é lavado. Muitas vezes é necessário um outro conjunto desse tipo para fazer o desmonte hidráulico do material através de um monitor. O cocho, normalmente construído a partir de um tronco de palmeira, atua como recipiente para a água a ser utilizada na lavagem do cascalho.

3.3. - Recuperação do Ouro Um dos principais elementos que influenciam na recuperação do ouro no garimpo do Cumaru é o uso de máquinário simples e rústico, construído no próprio local, em carpintaria especializada. Assim, a retenção maior ou menor do ouro nas "cobras fumando" é função direta da qualidade do aparelho, da instalação do mesmo e da experiência dos operadores, salientando-se que é proibido o uso de mercúrio (Hg) na amalgamação do ouro fino.

Mesmo tendo-se em conta a existência de ouro em todo o perfil litológico tanto das aluviões como dos coluviões, ao garimpeiro, pelas próprias condições de trabalho, só é possível a extração econômica do ouro concentrado nos níveis mais inferiores do cascalho, muito embora o ouro contido no capeamento possa ser recuperado economicamente por equipamentos mais adequados, como os usados em mineração.

O tamanho do plano inclinado das "cobras fumando" geralmente de dimensões reduzidas, a não uniformidade na distribuição da água no ralo, a qualidade da água que, com a contínua reciclagem, torna-se muito densa pelo acréscimo de argila, a quantidade maior ou menor da água, a forte inclinação dos planos inclinados, a distribuição das tariscas, são fatores que determinam uma melhor ou pior recuperação do ouro, tendo-se observado que, por maior que seja a experiência dos operadores, sempre há perda do metal precioso.

Com a finalidade de se verificar a perda real do ouro através do uso da "cobra fumando", foi iniciado um programa de amostragem do material retido no ralo, geralmente constituído de seixos. Apesar do ainda reduzido número de dados obtidos (Tabela nº 01), pode-se observar que quando se soma a perda que ocorre no material que passa pela rabeta (Curimã), a qual é pelo menos igual aquela perdida no ralo, existe uma enorme variação (15 a 97%) para a porcentagem. Verifica-se assim, sem levar em consideração o ouro existente no capeamento, que há uma elevada perda real, comprovada na prática nas grotas do Engano e do Brigadeiro. Nessas grotas foram instalados vários conjuntos de "chupadeiras" que, trabalhando somente na repassagem do material já lavado pelos garimpeiros e utilizando conjuntos de moto-bombas com potência superior a 15 HP e "cobras fumando" mais compridas e mais largas, com tariscas mais altas, conseguem recuperar, por conjunto, de 50 a 70 gramas diárias de ouro.

4. MODO DE OCORRÊNCIA DO OURO Pelos conhecimentos adquiridos até o presente momento, tem-se verificado que, no garimpo do Cumaru, o ouro ocorre primariamente em zonas de fraturas situadas em anfibolitos e em rochas vulcânicas ácidas extremamente cataclasadas e intemperizadas. Essas ocorrências estão limitadas a apenas dois pontos muito afastados entre si, e pela falta de dados não serão objeto de maiores comentários. O ouro secundário ocorre nas aluviões ao longo da drenagem e nos coluviões situados nos interflúvios.

O perfil dos sedimentos modernos que preenchem as calhas dos drenos corresponde a uma sequência típica de depósitos aluviais. A sequência litológica, apesar de apresentar variações de grota para grota, e no sentido longitudinal e transversal dentro de uma mesma grota, guarda algumas características gerais. De baixo para cima, a sequência mais comum é:

- Argila plástica nas tonalidades azulada, esverdeada, acinzentada, correspondente a alteração do "bed rock" e conhecida pelos garimpeiros como "la grese".
- Um ou mais níveis de cascalho. O garimpeiro frequentemente separado o cascalho, em função da coloração da matriz e do teor do ouro, em duas seções distintas, podendo ocorrer ou não um nível argiloso ou arenoso entre elas. A seção mais inferior é chamada de cascalho propriamente dito e a superior, é conhecida pelo termo bagerê. O cascalho e o bagerê são constituídos de seixos angulosos de quartzo leitoso, de rocha vulcânica, de arenito, de quartzito (?), de formação ferrífera, em variada ordem de quantidade e qualidade, de acordo com a litologia atravessada pelo dreno. A matriz do cascalho, também dependendo do tipo de rocha predominante na área, pode ser constituída predominantemente de areia ou de finos (silte + argila).
- Capeamento formado por uma alternância de leitos de areia, silte e argila, geralmente em contato gradacional, às vezes brusco, de coloração cinza esbranquiçada a amarelada no centro do "flat", passando para marrom avermelhada a cinza esbranquiçada nas laterais da grota. Lentes de material mais grosseiro, compostas predominantemente por concreções ferruginosas com raros seixos de quartzo leitoso e arenito são comuns. Para as laterais da grota esse capeamento é constituído essencialmente de um pacote argiloso, amarelo avermelhado, mosqueado, algo laterizado, correspondente a solo alóctone, sotoposto diretamente ao cascalho, provavelmente por erosão do capeamento original.
- Solo rico em matéria orgânica.

Regra geral todo o perfil da aluvião apresenta-se mineralizado. Entretanto, somente o cascalho e muito raramente o bagerê, apresentam teores em ouro suficientes para extração através dos processos rudimentares de garimpagem.

TABELA 01

ANÁLISE DOS CONCENTRADOS DE BATEIA EM MATERIAL RETIDO NO RALO DA "COBRA FUMANDO"

AMOSTRA Nº	VOLUME AMOSTRADO (l)	PESO OBTIDO (Mg Au)	VOLUME DE CASCALHO (m)	OURO RECUPERADO PELO GARIMPEIRO (g)	OURO PERDIDO NO RALO (g)	OURO PERDIDO NA "RABETA" (g)	OURO PERDIDO (%)
01	5	3,3	2,70	20	1,782	1,78	15
02	5	5,3	8,00	48	8,48	8,48	26
03	5	26	11,00	323	57,20	57,20	26
04	5	10,4	10,00	70	20,80	20,80	37
05	5	24,8	10,50	03	52,80	52,80	97
06	5	20,5	5,40	45	22,14	22,14	44
07	5	8,0	16,00	100	25,60	25,60	33
08	5	3,8	6,25	50	4,75	4,75	16
09	5	5,2	5,52	64	5,74	5,74	15
10	5	18,7	15,00	100	54,60	54,60	52
11	5	1,6	3,20	35	1,02	1,02	50
12	5	4,8	11,50	120	12,00	12,00	19
13	5	6,9	4,50	14	6,21	6,21	47

4.1 - Áreas Coluvionares Com a exaustão das áreas aluvionares economicamente exploráveis por garimpagem, e com a chegada da época invernosa, o garimpeiro do Cumaru tem procurado buscar novas frentes de trabalho, que possibilitem sua manutenção dura-te esse' período. No Tapajós, a opção tem sido, ao longo dos anos, a garimpagem nas cabeceiras das pequenas grotas, geralmente nas partes mais altas da região. No Cumaru, o garimpeiro procurou e achou ' uma outra opção, mais significativa, que são as zonas interfluviais em topografia mais elevada que as zonas de inundação, conhecidas na região pelo nome de sequeiros. Os trabalhos aí desenvolvidos são semelhantes aos da faixa aluvionar, tendo como problema principal a falta d'água.

Em linhas gerais, o perfil típico do colúvio para o interflúvio das grotas Rica e da Pedra, conhecido como sequeiro da grota Rica, compreende uma seção superior de 25 a 40 cm de espessura, argilosa, de cor cinza escura a cinza avermelhada, com muita matéria orgânica, a qual corresponde ao horizonte "A" do solo. Segue-se uma seção argilosa, homogênea, raras vezes em fase de laterização, vermelha, estéril, com espessura variável de 30 a 80 cm até o nível superior do cascalho, denominado de "bagerê". O "bagerê" tem baixo teor em ouro para o garimpeiro, e é composto de "boulders", matacões e seixos de quartzo de veio, de arenito branco friável cortado por veios milimétricos de quartzo, de rocha vulcânica ácida e intermediária, de formação ferrífera, etc dispostos em uma matriz essencialmente argilosa, avermelhada, formando uma sequência com espessura variando de 1,00 a 1,20m. A parte inferior do cascalho, denominada pelo garimpeiro de cascalho propriamente dito, tem os seixos com a mesma constituição litológica do "bagerê", porém a matriz é um pouco mais arenosa talvez pela abundância dos "boulders" de arenito, e a coloração passa a vermelho amarelado. Este nível inferior do cascalho, rico em ouro, tem espessura variável desde 0,40 a 1,50m e está assentadp diretamente sobre o "bed rock" alterado. Tanto no nível superior como no inferior do cascalho, os "boulders", matacões e seixos denotam pouco transporte e mal selecionamento. O ouro nessas áreas é recuperado em dois níveis distintos. O primeiro é no horizonte A, conhecido pelos garimpeiros como capa da raiz, onde o teor varia de 0,4g Au/m^3 a 2,0 g Au/m^3 a 2,0 g Au/m^3. O segundo, é no cascalho aurífero, onde o teor varia de 4,0 g Au/m a 26,0 g Au/m^3.

4.2 - Mineralização Primária Em pelo menos dois locais, um situado na grota da Taboca e outro na grota do Brigadeiro, ocorre ouro primário. Nas cabeceiras da grota do Brigadeiro o ouro, de granulação média a fina, placóide, ocorre em fraturas e vênulas de quartzo desenvolvidos em rocha vulcânica ácida, brechada, muito intemperizada. As fraturas estão muito adensadas, distribuidas nas mais variadas direções, preenchidas por óxidos de ferro e/ou manganês, e provavelmente associadas a uma extensa falha de direção N70^{o}W, cujo prolongamento, para SE, limita um dos corpos do granito Juruena com as metavulcânicas. Pelas dificuldades naturais de extração do ouro, apenas um garimpeiro permaneceu na área, tendo aberto na rocha uma cata com 35 m de profundidade, dos quais apenas os seis primeiros produziram ouro.

Nas cabeceiras da grota da Taboca, a ocorrência de ouro, muito restrita, está localizada em um lajeiro de 5 x 6 m, formado por anfibolito muito fraturado e algo intemperizado. As fraturas estão situadas em direções muito variadas podendo-se assinalar que as direções N87^{o}E/90° e N70^{o}E/60°NW apresentam-se mineralizadas . O ouro é retirado do material intemperizado situado no interior das fraturas, material este formado de uma massa argilosa cinza escura (provavelmente decorrente do intemperismo do próprio anfibolito),'

onde se localizam desde finas partículas até pequenas pepitas de ouro em forma de lascas, muitas vezes incrustadas em diminutas drusas de quartzo. O ouro é esbranquiçado, menos denso que o ouro encontrado normalmente encontrado na área do Cumaru, admitindo-se que apresente um alto teor em prata e/ou paládio. Em volta do lajeiro, a poucos metros do local, ocorrem outras exposições de anfibolito fraturado porém sem mineralização de ouro.

4.3 - Potencial Geológico Apesar dos trabalhos até agora desenvolvidos não permitirem ainda uma estimativa de reserva para a área colúvio-alúvionar, apresentamos alguns dados que possibilitam, numa primeira tentativa, visualizar a estimativa da possível reserva geológica.

A disseminação do ouro é uniforme em todo o perfil litológico colúvio-aluvial tanto horizontalmente como verticalmente, ocorrendo concentrações econômicas nos níveis de cascalho, e no horizonte "A" do solo dos colúvios. Em alguns locais foram determinados dois níveis de cascalho, um superior, a uma profundidade não superior a 0,40m e outro mais profundo variando entre 2 e 8 metros. Um terceiro nível de cascalho também pode ocorrer, porém muito esporadicamente.

Além de considerar como uniforme a presença de ouro nos perfis litológicos tanto dos colúvios como dos aluviões, foram usados os seguintes parâmetros para o cálculo do potencial geológico:

- a área de influência das principais grotas garimpadas foi estimada em 185.900.000 m^2 (18.590 ha), sendo que deste total apenas 5% foi considerado efetivamente produtor.
- a pro-undidade média do pacote mineralizado foi considerada da ordem de 3,00 metros.
- o teor médio para todo o perfil, baseado nos dados obtidos em centenas de catas espalhadas em todas as grotas da área, foi estimada em 1,42 g/m^3.

Assim, a reserva geológica estimada para a área estudada é a seguinte: 185.900.000 m^2 x 0,05 m x 3,00 m x 1,42 g Au/m^3 = 39,596 t.

5. PRODUÇÃO E COMERCIALIZAÇÃO Os depósitos auríferos situados na região da serra dos Gradaús, conhecidos e explorados desde 1966, só vieram mostrar importância no início dessa década, quando do significativo aumento registrado, no preço do ouro, no mercado internacional.

A partir do segundo semestre de 1980, segundo informações colhidas junto a garimpeiros da região, a produção média diária alcançou 5 kg/dia produção esta que era totalmente comercializada nas cidades de Redenção, Rio Maria, Xinguara, Marabá e até mesmo no próprio garimpo, dependendo apenas da melhor oferta. Um outro tipo de comercialização bastante usado nessa ocasião, era a troca do metal por gêneros alimentícios. Em seguida, acompanhando a corrida do ouro, os trabalhos de garimpagem rapidamente tomaram proporções vultosas, elevando consideravelmente o número de frentes de serviços. Logicamente, isso aumentou consideravelmente a população e produção, que até então continuava a ser comercializada no mercado livre das vilas circunvizinhas ao garimpo, isenta de qualquer taxação ou controle, alcançando nessa época, o grama do ouro, a cifra de Cr$1.200,00, quando a cotação do metal no London Metal Exchange (LME), não ultrapassava a casa dos Cr$800,00.

De posse dessas informações e com o "know how" adquirido no garimpo de Serra Pelada, os representantes do Governo Federal rapidamente implantaram no garimpo do Cumaru, no início de 1981, um esquema semelhante ao da Serra. Ainda nessa época, os Ministérios das Minas e Energia e Fazenda, em decisão tomada conjuntamente, baixaram a portaria de nº 043, datada de 06 de janeiro de 1981, dando exclusividade para a Caixa Econômica Federal comercializar todo o

ouro extraído do garimpo com o titular do Alvará de Pesquisa, no caso a Companhia Vale do Rio Doce, que designou a sua subsidiária Rio Doce Geologia e Mineração DOCEGEO, para efetuar a tarefa. A operação de compra foi iniciada no dia 12 de março de 1981, sendo o preço oferecido em função da cotação do LME para o dia. O procedimento utilizado pela DOCEGEO para a valiação do ouro a ser adquirido, em síntese, era: queima do metal em cadinho de cerâmica refratária, usando-se o bórax como fundente. Ao produto resultante era aplicado um desconto variável de 7 a 11% no peso, referente a presença do paládio, prata e outros elementos em menor proporção.

A partir de 31 de agosto de 1981, a Caixa Econômica Federal deixou de comercializar com a DOCEGEO, passando a fazer essa operação diretamente com o garimpeiro. O método aplicado para a avaliação do metal passou a ser o da estrela de cinco pontas ou estrela de toque, onde apenas parte do ouro é queimada com maçarico, passado em Água Régia e avaliado, incidindo sobre o total, um desconto médio de 17%, permanecendo a cotação do metal de acordo com o estabelecido pelo LME. Um outro método ainda utilizado na comercialização do ouro, processa-se nas áreas mais afastadas da sede do Projeto Cumaru, onde o ouro produzido é adquirido por um preposto designado pela Coordenação do Garimpo do Cumaru, que repassa posteriormente ao preço do mercado local, para a Caixa Econômica Federal.

A tabela 2 apresenta, resumidamente, os resultados obtidos com a realização de análises do minério, extraído em grotas distintas, visando conhecer seus teores de ouro contido.

TABELA 02

RESULTADOS DE ANÁLISES EM AMOSTRAS DE OURO

TEORES GROTAS	TEOR AU	QUEBRA FUNDIÇÃO	OUTROS METAIS
TABOCA	0,860	3,0%	11 %
PEDRA	0,910	2,0%	7 %
AREIA	0,890	5,4%	5,6%
AVIÃO	0,850	5,0%	10 %
TARZAN	0,840	5,0%	11 %
ENGANO	0,850	2,4%	12,6%
GUARÁ-PARÁ	0,855	6,0%	8,5%
AÇAÍ	0,860	3,8%	10,2%

Fonte- CEF

No período de março de 1981 a março de 1982, o preço mínimo pago, sem os descontos, foi de Cr$960,00 e o máximo de Cr$1.587,00.

A figura 4 mostra a variação média mensal dessa cotação.

A produção oficial total, nesse mesmo período, está na ordem de 1.909 kg de ouro. Os meses de maior produção registrada, foram os de maio a setembro, coincidindo com o período de maior estiagem e maior população. A figura 5 demonstra a produção média mensal.

BIBLIOGRAFIA

JORGE JOÃO, Xafi da Silva et alii - Projeto Carvão do Rio Fresco ; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1977. 3 v. il.

PARADA, Joffre Mozart et alii - Pesquisas Minerais no Estado do Pará. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 235, 1976. 44 p., il., mapa.

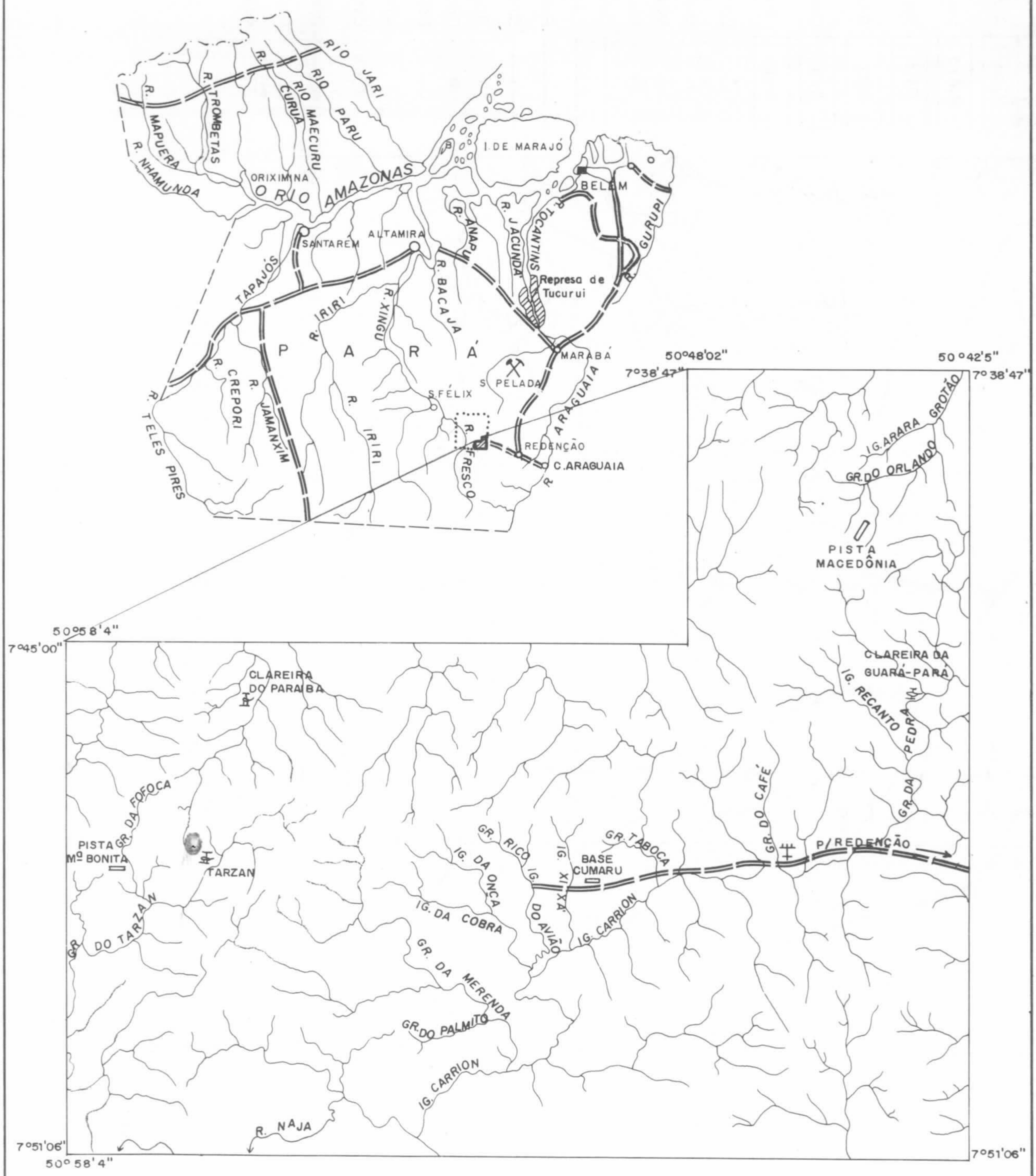
SILVA, G. H. et alii - Esboço Geológico de parte da folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre 1974. Anais ... Porto Alegre, Sociedade Brasileira, 1974. v.4, p. 309-320, il.

SUSZCZYNSKI, Edson Franco - La géologie et la tectonique de la plataforme Amazonienne. Geologische Rundschau. Suttgart, 59 (3) : 1232-1253, Jun. 1970.

VILLAS BÔAS, J. M.; QUARESMA, J. B.; JORGE JOÃO, Xafi da Silva - Projeto Prospecção de Carvão Energético em áreas de ocorrência da Formação Rio Fresco. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1980. 38 p. il.

FIG. 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO
GARIMPO DO CUMARU

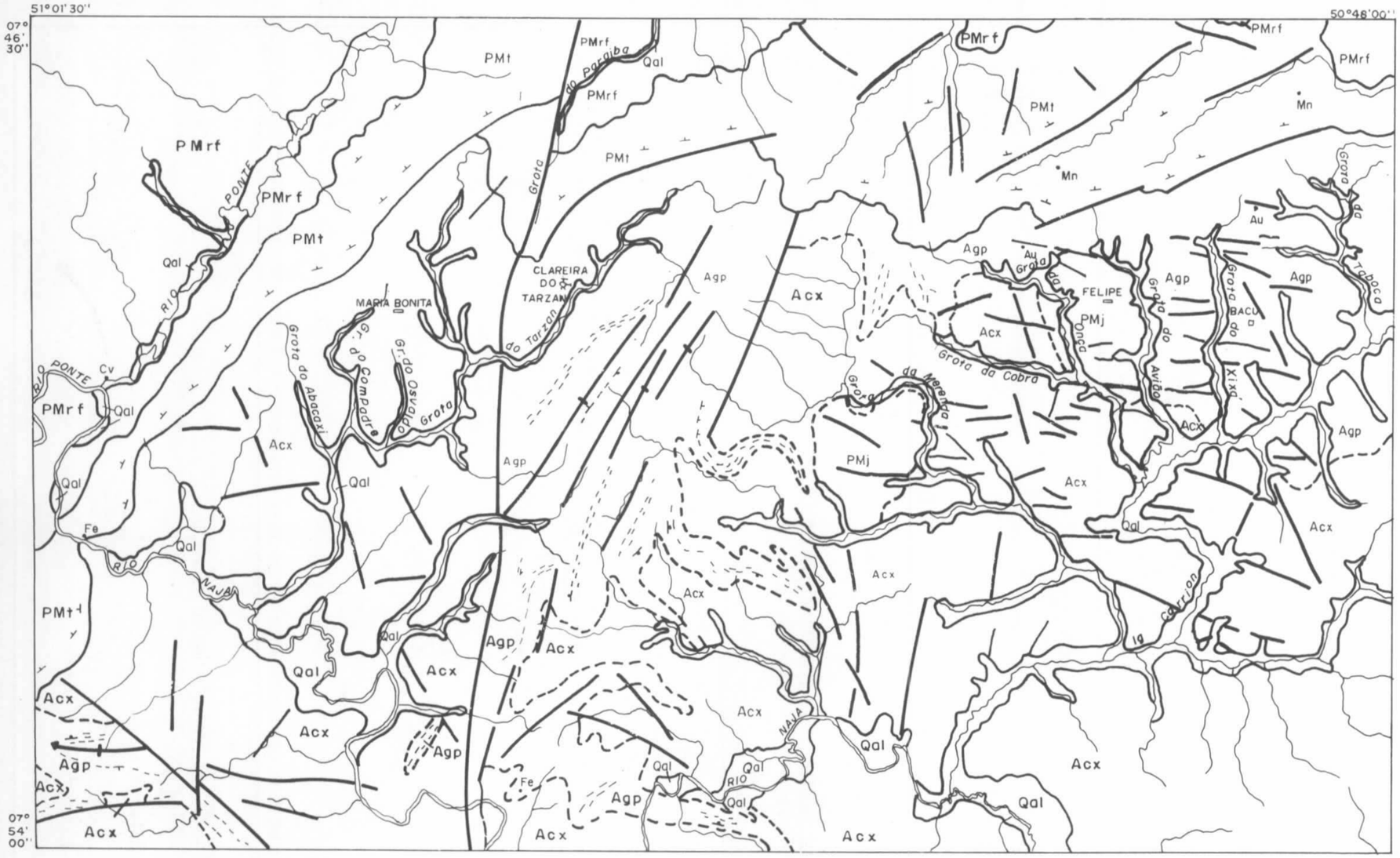


ÁREA DE INFLUÊNCIA DO PROJETO

ÁREA DE MAIOR ATUAÇÃO

ESCALA ≃ 1/190.000

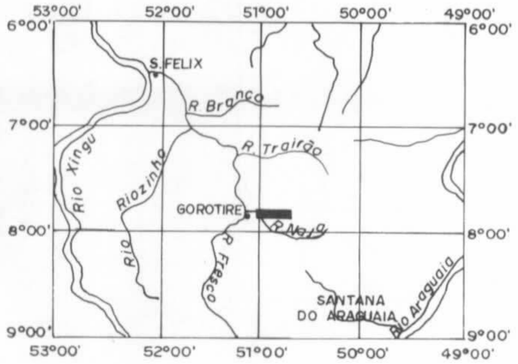
FONTE: PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS - ÁREA CUMARU - RELATÓRIO ANUAL 1981



CONVENÇÕES

Qal	Aluviões
PMrf	Formação Rio Fresco
PMt	Formação Tocandera
PMj	Granito Juruena
Acx	Complexo Xingu
Agp	"Suite" Metamórfica Grão Pará
Cv	Carvão
Au	Ouro
Mn	Manganês
Fe	Ferro
	Contato definido
	Contato suposto
	Falhas e Fraturas
	Sinformes e/ou Antiformes
	Acamadamento
	Ocorrência Mineral
	Foliação
	Lineamentos estruturais
	Estruturas anelares
	Drenagem
	Pista de Pouso
BACU	Acampamento Cumaru

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA GRADAÚS

Km 0 1,2 2,4 3,6 4,8 6,0 Km

FIG. 2

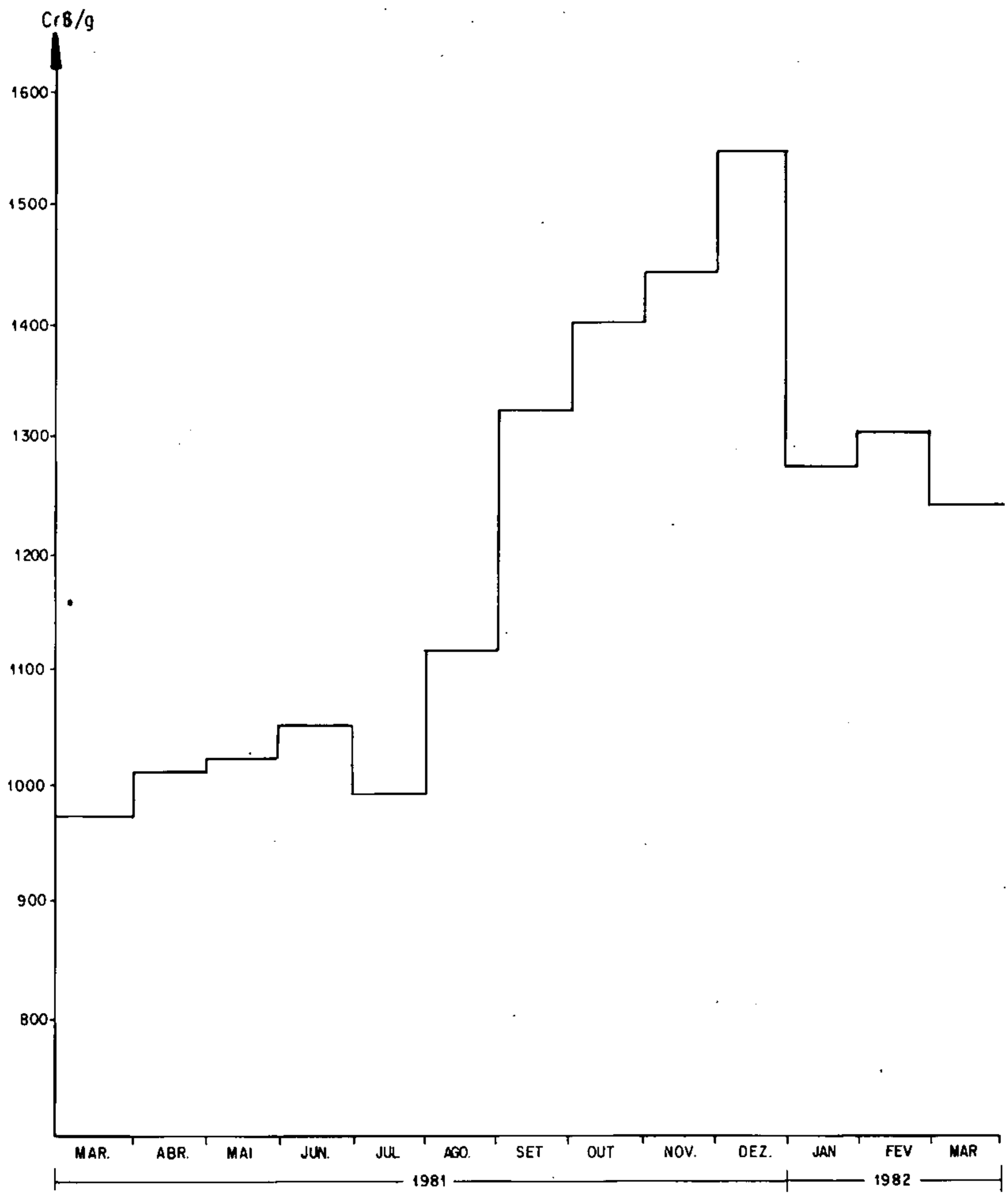
FONTE: PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS – RELATÓRIO ANUAL – ÁREA CUMARÚ – 1981

FIGURA 03
COLUNA ESTRATIGRÁFICA

ERA	PERÍODO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS	SÍMBOLO
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	ALUVIÕES E COLUVIÕES	Sedimentos inconsolidados, recentes, distribuídos ao longo da calha de drenagem e nos interflúvios.	Qal
MESOZÓICA	JURÁSSICO	INTRUSIVAS BÁSICAS (DOLERITO CURURU ?)	Diques de diabásio, não mapeáveis na escala adotada.	
PROTEROZÓICA	MÉDIO	FORMAÇÃO RIO FRESCO	Arenitos quartzosos, arenitos arcosianos, arcósios, grauvacas, sub-grauvacas, folhelhos e siltitos cinza médio a escuros, diamictitos, com lentes de carvão.	PMrf
		FORMAÇÃO TOCANDERA	Espesso pacote de arenitos com eventuais intercalações de siltitos na base. São quartzo-arenitos arcosianos, mal selecionados, ortoquartzíticos na base, com ocasionais camadas de folhelhos e siltitos com estruturas do tipo "flaser". Fraturas preenchidas por óxidos de Mn.	PMt
		GRANITO JURUENA	Granitóides de composição essencialmente adamelítica, anorogenicos, resultantes da fusão parcial, em ambiente pós cinemático, das litologias do Complexo Xingu. Estéril para mineralização econômica.	PMj
ARQUEOZÓICA		COMPLEXO XINGU	Granitos, granodioritos, trondjemitos de natureza metamórfico-metassomática, com caracteres migmáticos, exibindo estrutura anisotrópica a vagamente foliada, com frequentes enclaves enfibolíticos.	Acx
		"SUITE" METAMÓRFICA GRÃO-PARÁ	Sequência de epi-mesometamorfitos, variando composicionalmente de tipos félsicos até ultramáficos, com intercalações locais de formação ferrífera bandeada. Os metaultramafitos raros, são representados por serpentina-xistos, fortemente cataclasados. Os metamafitos são representados por actinolita-xistos, hornblenda-xistos e mais raramente anfibolitos. Ocorrem ainda metarriolitos e metadacitos com variados graus de metamorfismo e deformação, com alguns tipos mantendo suas características texturais e composicionais originais. Subordinadamente, ocorrem andesitos.	Agp

FIG. 4

VARIAÇÃO MÉDIA MENSAL NA COTAÇÃO DO OURO CONTIDO



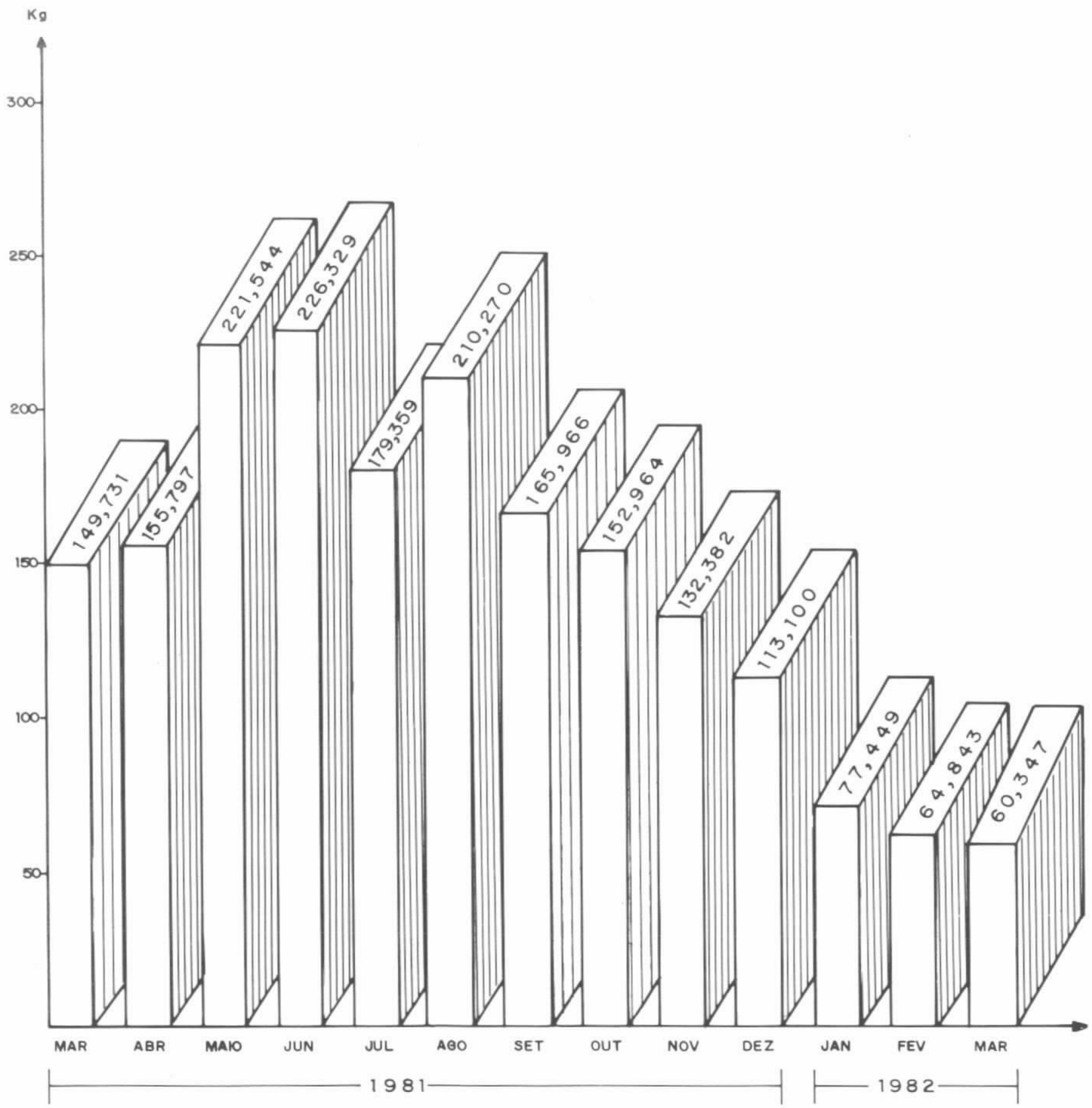
— Cr$ 960,00 — VALOR MÍNIMO PAGO POR GRAMA

— Cr$ 1.587,00— VALOR MÁXIMO PAGO POR GRAMA

FONTE : PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS — ÁREA CUMARÚ

FIG. 5

COMPRAS MENSAIS DE OURO



FONTE: PROJETO ESTUDO DOS GARIMPOS BRASILEIROS - ÁREA CUMARU

– SESÕES TÉCNICAS

. PETROLOGIA

. MINERALOGIA

MACIÇO JAMON: EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DE UM GRANITO DA AMAZÔNIA ORIENTAL

Roberto Dall'Agnol

NÚCLEO DE CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - NCGG/UFPa.

ABSTRACT *The Jamon Massif, located in the SE of the state of Pará (Amazonian Region, northern Brazil), is formed by four types of subsolvus granites: (1) equigranular, medium grained (GE); (2) heterogranular, medium to fine grained (GH); (3) microgranite (MG); (4) alaskitic (GAL). Petrographic and chemical data show that magmatic diferentiation took place with the formation in sequence of the types GE-GH-MG, with gradual transitions from one type to the other. According to textural and mineralogical criteria the differentiation was controlled in the initial stages by hornblende and plagioclase (andesine) crystallisation, as these minerals are frequent in the GE type, while they are not frequent in the GH type and are absent or very rare in the MG and GAL types, where the plagioclase is oligoclase. Mafic minerals and the An-content of plagioclase decrease during differentiation, while there is no appreciable variation of quartz and K-feldspar. The order of crystallisation as well as plagioclase composition and zoning suggest that the granites crystallised under variable pressures. Applying experimental petrology and geological data, the pressures estimated were 7-8 Kb at the beginning of crystallisation and 3-2 Kb at the end. A model of magmatic emplacement and differentiation is proposed and discussed.*

1 INTRODUÇÃO O maciço Jamon situa-se a 50º de longitude W e 7º30' de latitude S, na folha SB-22-Z-C, "Rio Pau d'Arco", no estado do Pará, próximo da sua fronteira com o estado de Goiás (FIG.1). Os rios Maria, Pau d'Arco e seus afluentes drenam esta região, compreendida na bacia do Araguaia. A Serra das Andorinhas, cujo contraforte sul acha-se a alguns quilômetros ao norte do maciço, é o maior acidente de relevo da região. O corpo granítico apresenta uma altitude expressiva, em relação àquelas das unidades que o circundam. A floresta tropical amazônica recobre a área, sendo porém freqüentes as exposições de rocha no interior do maciço.

O corpo granítico mostra em plano uma forma grosseiramente circular, com diâmetro aproximado de 13 km. Ele só foi estudado muito recentemente, graças aos trabalhos da DOCEGEO (distrito norte) na serra das Andorinhas e adjacências. Os geólogos desta companhia definiram os traços fundamentais da geologia regional (CORDEIRO e SAUERESSIG, 1980) limitando-se no caso da intrusão granítica, em razão de seus objetivos, a uma abordagem superficial. Forneceram, no entanto, ao autor do presente trabalho amostras e informações de campo que lhe permitiram aprofundar a questão (DALL'AGNOL, 1980). Este artigo fornece uma síntese dos estudos desenvolvidos até então, devendo-se alguns dados novos ao mapeamento efetuado pelos estudantes de graduação do curso de Geologia da UFPa (GAMA JR. et al.,1981).

2 GEOLOGIA REGIONAL O maciço Jamon (FIG.2) é intrusivo no Complexo Xingu (SILVA et al.,1974), que o circunda quase que inteiramente. As relações de contato entre o granito e este complexo - representado na região, segundo CORDEIRO e SAUERESSIG

(1980) por biotita-gnaisses,migmatitos , throndjemitos, granodioritos e granitos - não são bem conhecidas. A porção nordeste da intrusão granítica afetou igualmente a seqüência da Serra das Andorinhas, causando a formação de uma auréola de contato, constituída por hornfels, composicionalmente variados em função das litologias das encaixantes e da sua distância do maciço mas ainda, pouco estudados . A idade do granito não é conhecida, não se dispondo até o momento de nenhuma datação geocronológica do mesmo.

A seqüência da Serra das Andorinhas foi tentativamente correlacionada ao Grupo Grão Pará por SILVA et al. (1974). Estudos de detalhe, na porção sul da estrutura, permitiram a identificação de três unidades distintas, com as seguintes denominações e características da base para o topo (CORDEIRO e SAUERESSIG, 1980):

(1) Seqüência Babaçu: pacote vulcano-sedimentar que cobre 70% da área de afloramento da seqüência maior. Constituído por metabasaltos (actinolita + epidoto + oligoclásio ± quartzo ± clorita ± opacos), intercalados a metassedimentos predominantemente químicos (formação ferrífera e metachert, este mineralizado a ouro), metatufos (clorita-sericita xistos) e talco xistos. A direção geral é E-W e os mergulhos médios em torno de 55º N.

(2) Seqüência Lagoa Seca: segundo os autores citados "Depositada imediatamente acima da Seqüência Babaçu, possivelmente concordante, é formada por derrames de lavas félsicas intercaladas com metassedimentos pelíticos - clásticos (siltitos, grauvacas, arenitos) e lavas máficas/ultramáficas, de direção E-W e mergulhos variando de 45ºN a sub-vertical e com baixo grau de metamorfismo".

(3) Seqüência Gemaque: constituída por sedimentos clásticos-químicos, levemente metamorfizados, que ocupam a parte interna do sinclinal e têm características redutoras. Entre as litologias identificadas, CARNEIRO e SAUERESSIG (1980) mencionam: siltitos e cherts cinzas, com níveis de brecha intraformacional de matriz limonítica-manganesífera com fragmentos angulosos de chert, graduando a argilitos, folhelhos (às vezes carbonosos e piritosos), calcários dolomíticos, dolomitos cinza e arenitos. Os mergulhos são de 30º-20ºN próximo da base, diminuindo gradativamente em direção ao centro da estrutura - 10º a 5ºN.

O posicionamento estratigráfico dessas seqüências, é ainda, incerto segundo CORDEIRO e SAUERESSIG (1980), que salientaram a existência de seqüências análogas - além de Andorinhas, citam Gradaús, Rio Branco, Xinguara e Sapucaia - , formando extensas "manchas" sobre o Complexo Xingu, geralmente mineralizados a ouro. A idade destas seqüências vulcano-sedimentares, metamorfizadas na fácies xistos-verdes, é desconhecida, sendo intrepretadas por estes autores como restos de "greenstone belts" encravados no embasamento. Segundo idéias mais recentes (DOCEGEO, COMUN.ORAL), é possível que a seqüência Gemaque seja bem mais jovem e discordante - em relação as seqüências Babaçu e Lagoa Seca -, merecendo,caso isto seja confirmado, outra interpretação (Formação Rio Fresco?).

GAMA JR. et al.(1981) reforçaram essa última interpretação e propuseram a criação da Seqüência Andorinhas, englobando o pacote superior da Seqüência Lagoa Seca (essencialmente quartzítico) e a Seqüência Gemaque, conforme definidos por CORDEIRO e SAUERESSIG (1980). A Seqüência Andorinhas foi considerada por GAMA JR. et al.(1981) como discordante sobre as Seqüências Babaçu e Lagoa Seca inferior (no sentido de CORDEIRO e SAUERESSIG, 1980).

Ocorrem ainda na região alguns diques de riolito e diabásio, além de veios de quartzo, que cortam as demais unidades descritas.

3 PETROGRAFIA

3.1 VARIEDADES LITOLÓGICAS Procurou-se amostrar o maciço do modo mais regular possível estabelecendo uma rede de amostragem (FIG.3), com coletas espaçadas de um quilômetro. Quando se constatou variação composicional ou textural expressiva em relação ao ponto precedente, este intervalo foi reduzido. A porção sul do maciço foi bem menos amostrada, por razões de ordem prática (dificuldade de acesso; distância do acampamento; tempo disponível).

Constatou-se a ausência de variações composicionais importantes entre as rochas coletadas. Foi no entanto possível, com base em critérios texturais, identificar quatro variedades de granito. Trata-se de:

(1) Granito equigranular médio (GE): é uma rocha granular média, leucocrática, sem nenhuma orientação aparente ao nível macroscópico. Sua cor é rosa cinzento com manchas escuras devidas aos máficos. Quartzo, feldspato potássico e plagioclásio possuem dimensões variáveis entre 0,5 e 6,0 mm (em geral 1 a 3 mm). Por vezes a biotita atinge as dimensões dos félsicos, porém no geral os minerais férromagnesianos têm granulação um pouco mais fina que a dos primeiros. Em certas amostras observa-se um maior desenvolvimento local dos feldspatos, ora do plagioclásio, ora do feldspato potássico. Ao microscópio a textura é granular hipidiomórfica e constata-se deformação relativamente freqüente dos minerais (sobretudo do quartzo), mais intensa na região nordeste do maciço.

(2) Granito heterogranular médio a fino (GH): este granito possui cor rosa, distinguindo-se do precedente por seu caráter heterogranular, sua granulação mais fina e seu menor teor em máficos. Sua textura é variável. Por vezes, claramente porfirítica com fenocristais de grão médio em uma matriz de granulação fina ou muito fina. Noutras, ao contrário, observa-se uma passagem quase gradual dos grãos médios aos finos, sem separação nítida entre fenocristais e matriz. Em ambos os casos, os cristais médios constituem percentagens importantes das rochas (estimadas entre 30% e 70%). São formados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e possuem uma dimensão variável entre 2 mm e 7 mm (este último valor, excepcional). Os máficos possuem granulação fina, embora a biotita localmente atinja até 2 mm. Esta variedade não se mostra particularmente deformada, nem tampouco orientada.

(3) Microgranito (MG): apresenta cor rosa, não possui orientação e tem uma quantidade muito limitada de minerais máficos. Sua textura é porfirítica, notando-se a presença de fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico de dimensões entre 2 e 7 mm, em uma matriz fina (<1 mm) ou muito fina (<0,5 mm). Contrariamente aos granitos heterogranulares, a distinção entre fenocristais e matriz é muito nítida, os primeiros constituindo unicamente 5 a 10% da rocha.

(4) Granito alasquítico (GAL): esta rocha exibe coloração rosa creme, é equigranular média (cristais entre 2 e 3 mm, de dimensões muito uniformes), hololeucocrática e desprovida de orientação.

A FIG. 3 mostra a distribuição provável dessas variedades de granito no maciço. Os GE são a única variedade aflorante no norte e nordeste do corpo intrusivo. Eles ocorrem igualmente na sua porção central e sul, sendo possível que eles formem um arco externo circundando os outros tipos. Os GH se limitam, segundo nossa rede de amostragem, ao centro do maciço. Os MG afloram na região centro-sul, provavelmente no contacto entre os GE e os GH. Os GAL têm uma distribuição muito limitada e situam-se no centro. Nas discussões que seguem, a distribuição indicada na FIG.3 (em parte hipotética) será tomada como base. Ela sugere uma similaridade notável entre a estrutura deste maciço e a do maciço de Rosses no Donegal (HALL, 1966; PITCHER e BERGER, 1972) e uma zonalidade comumente observada em maciços circunscritos (SWANSON, 1978; BATEMAN e CHAPPEL, 1979).

3.2 COMPOSIÇÕES MODAIS As composições modais médias das diferentes variedades de granito são apresentadas na TABELA 1. Segundo a nomenclatura proposta por TUTTLE e BOWEN (1958), todos eles são granitos subsolvus, caracterizando-se pela presença de duas fases feldspáticas - plagioclásio e feldspato potássico - bem individualizadas.

Nos diversos granitos do maciço os constituintes essenciais são quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Suas proporções são praticamente equivalentes, oscilando para cada um deles em torno de 30% do total da rocha. A biotita é o máfico mais abundante e de distribuição mais ampla; o anfibólio é importante sobretudo no GE. Entre os acessórios encontra-se sempre opacos, titanita, apatita e zircão, acompanhados com freqüência pela alanita (mais da metade das amostras).

Os constituintes secundários são epidoto, fluorita (por vezes acessório nos GH e MG onde ocasionalmente forma cristais milimétricos associados aos máficos), clorita, sericita (raramente muscovita), minerais argilosos e hidróxidos de ferro.

Os dados obtidos nas analises modais - plotados no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976) - mostram que todas as rochas estudadas, da mesma forma que a sua composição média, situam-se no campo 3b, correspondente aos monzogranitos (FIG.4). Nota-se igualmente a pequena dispersão dos pontos, o que demonstra inequívocamente a homogeneidade composicional do maciço (Cf. KUNTZ e BROCK, 1977, FIG.9). Além disso, observa-se que as diversas variedades texturais não ocupam domínios distintos neste diagrama.

A FIG.4 nos fornece também a disposição das amostras analisadas no diagrama Q - (A+P) - M (STRECKEISEN, 1976). Os valores não muito contrastantes de M e da razão Q/(A+P), se traduzem neste diagrama por uma contração notável dos pontos, análoga a observada no diagrama Q-A-P. No entanto, cada uma das variedades texturais definidas tende a ocupar um domínio distinto no diagrama Q - (A+P) - M. Os GE na sua quase totalidade, apresentam valores de M superiores a média; os GH concentram-se em torno da média; os MG e o GAL se situam nitidamente abaixo desta (sempre considerando os valores de M). Este fenômeno é evidenciado na TAB. 1, pela diminuição dos teores de máficos no mesmo sentido.

A distribuição de alguns minerais no maciço merece ser ressaltada. A do anfibólio, por exemplo, mostra (FIG.5) que os teores deste mineral decrescem de modo bastante regular da porção norte-nordeste do corpo granítico, para a central e sul, onde chegam a tornar-se nulos (Cf. SWANSON, 1978, p.681; BATEMAN e CHAPPEL, 1979, FIG.4). Os estudos petrográficos e a comparação entre as figuras 3 e 5 mostram que a abundância deste mineral está intimanente ligada às diferentes variedades de rochas identificadas no maciço. É evidente que o conteúdo de anfibólio diminui dos GE para os GH e destes para os MG e GAL. Já no caso da fluorita (FIG.6), observa-se o inverso. Ela é mais abundante no centro-sul do maciço e não ocorre no norte e nordeste, ou seja, sua quantidade aumenta dos GE para os GH e MG. A titanita tende a tomar-se menos abundante no sentido GE-MG, mas as variações são menos regulares que no caso do anfibólio

3.3 ASPECTOS TEXTURAIS

3.3.1 GRANITO EQUIGRANULAR MÉDIO (GE)

Quartzo: Com base na morfologia e no hábito podemos distinguir quatro tipos de cristais: (1) Aqueles cujas dimensões - 2 a 4 mm - são análogas às dos feldspatos (QZ_1); (2) pequenos cristais (< 0,5 mm) geralmente inclusos nos feldspatos (QZ_2); (3) o quartzo das mirmequitas (QZ_3); (4) pequenos grãos (<0,2 mm) associados aos ferromagnesianos (QZ_4).

O QZ_1 é o mais abundante, constituindo a quase totalidade do quartzo contido nesta variedade. Seus cristais (FOTOM.1) são subautomorfos, muitas vezes fornecendo seções grosseiramente hexagonais, só raramente com golfos. Em algumas amostras concentram-se em certas zonas da rocha (agregados). Seus contactos com os feldspatos são praticamente sempre retilíneos e bem marcados. Não contém inclusões, a não ser localmente e dos minerais acessórios.

O QZ_2 é muito escasso ou mesmo ausente, exceto nos GE situados próximo do centro e sul do maciço e, portanto, do contacto com os GH. Seus cristais são xenomorfos a subautomorfos (excepcionalmente automorfos), ocorrendo inclusos tanto no microclínio, quanto no plagioclásio. Neste situam-se sempre próximo dos bordos, sendo englobados pelo plagioclásio mais sódico. A distribuição das inclusões no microclinio é ora zonada, ora aleatória (talvez unicamente em função do corte do cristal).

O QZ_3 possui o aspecto habitual, formando vermículas associadas às zonas albíticas que se desenvolvem nos contatos entre microclínio e plagioclásio. As mirmequitas são muito freqüentes nestes granitos.

Finalmente, o QZ_4 é xenomorfo e sempre associado aos máficos (sobretudo com o anfibólio, do qual engloba pequenos grãos - FOTOM.2). Suas relações texturais sugerem que ele resulta de reações entre os minerais ferromagnesianos.

Microclínio: Além das maclas Albita-Periclina - muito nítidas nas seções (001) - apresenta com freqüência maclas Carlsbad. Seus cristais são geralmente, subautomorfos (por vezes xenomorfos e, muito raramente, automorfos). As pertitas não são muito desenvolvidas e se distribuem de modo irregular no interior dos cristais. Es

tes se encontram levemente argilizados.

Seus contactos com o quartzo são na maioria dos casos retilíneos, mas, por vezes, o microclínio tende a envolver os cristais deste mineral (o inverso também ocorre, porém mais raramente). Já com o plagioclásio, os contactos são muito irregulares e as texturas sugerem a "corrosão" deste. Estes contactos são marcados sistematicamente pela formação de auréolas albíticas entre os dois minerais, acompanhadas ou não de mirmequitas (FOTOM.3). O microclínio não se encontra praticamente nunca em contacto com o anfibólio. O feldspato potássico engloba inclusões com certa freqüência, sendo em sua maioria de plagioclásio (distribuição variável no interior dos cristais) e de QZ_2, embora também inclua a biotita e os acessórios.

Plagioclásio: Do ponto de vista descritivo pode-se distinguir dois tipos de cristais de plagioclásio nestas rochas. Estes dois tipos apresentam relações texturais, morfologia, maclas e inclusões contrastantes. Suas composições também divergem, embora possa haver passagem gradual entre eles. O primeiro tipo domina amplamente nos GE, sendo que a quantidade do segundo tipo aumenta nas amostras de GE situadas próximas do centro e sul do maciço.

Tipo I: Os cristais possuem uma composição de andesina a oligoclásio cálcico (An45 a 20; geralmente An37 a 20) no centro e de oligoclásio sódico ou mesmo de albita no bordo (a zona de albita - oligoclásio sódico é sempre mais estreita que a precedente e observa-se com freqüência que a zona mais cálcica acha-se corroída). Eles têm dimensões variáveis (1 a 6 mm), são subautomorfos a automorfos e fornecem secções retangulares, pouco alongadas (por vezes quase quadradas), com maclas em geral complexas, compostas por indivíduos relativamente largos. Encontram-se quase sempre, bastante transformados e observa-se, no seu interior, a formação de sericita, minerais argilosos, epidoto e muito localmente, fluorita.

Este plagioclásio 1 forma agregados na rocha, sendo notáveis as relações de "synneusis" (VANCE, 1969) e a associação preferencial com o anfibólio, dos cristais que constituem estes agregados (FOTOM. 4 e 5). As inclusões mais freqüentes são de opacos, apatita, hornblenda e bem menos zircão e biotita. As inclusões de minerais acessórios situam-se próximas do centro dos cristais contrariamente aquelas de hornblenda e biotita que tendem mais para os bordos. As inclusões de QZ_2 são ausentes, exceto em algumas amostras (do centro do maciço), onde são sempre englobadas pelo plagioclásio sódico (An<20).

Tipo II: A sua composição situa-se em geral no intervalo oligoclásio sódico (An< 20) a albita, podendo apresentar um núcleo algo mais cálcico, com An em torno de 25. As dimensões dos cristais (<1 a 3 mm) são, em média, nitidamente inferiores às do tipo I. Os cristais do tipo II são subautomorfos a xenomorfos, fornecendo secções mais ou menos retangulares, alongadas, ou de forma irregular, onde predominam amplamente as maclas albita. Eles encontram-se menos transformados que os cristais do tipo I e não ocorre formação de epidoto. Assumem com freqüência uma disposição intersticial, seja todo o cristal, sejam as zonas externas mais sódicas. Nas rochas situadas no centro e sul do maciço, o plagioclásio é rico em inclusões de QZ_2. Inclusões de outros minerais são raras ou ausentes.

Nos dois tipos de plagioclásio o zoneamento é, de modo geral, direto e contínuo, embora as zonas mais cálcicas - sobretudo do Pl_1 - achem-se muitas vezes corroídas. Fenômenos de "patchy zoning" (An 19 a An 11) são freqüentes no final da cristalização de ambos os plagioclásios. A formação de auréolas albíticas e de mirmequitas (FOTOM.3) nos contactos Pl-Fk se produz igualmente nos dois plagioclásios, sendo notável a sua ausência nos contactos do plagioclásio com outros minerais. Este fenômeno é conhecido na literatura geológica (ver: SCHERMERHORN, 1956; HALL, 1966; PHILLIPS, 1974; SMITH, 1974; CORRETGE e MARTINEZ,1975; VIDAL, 1978).

Nós podemos deduzir a partir da composição dos dois tipos de plagioclásio e de seus caracteres texturais que o tipo I formou-se, durante a evolução da rocha, bem mais precocemente que o tipo II.

Anfibólio: Forma cristais automorfos a subautomorfos, cuja fórmula de pleocroísmo é: verde ou verde azulado (Z), verde amarronzado ou verde oliva (Y) e verde amarelo ou amarelo esverdeado (X). Seus ângulos 2V (estimados) são pequenos a médios (20º - 50º) e seu sinal ótico negativo. Segundo as análises na microssonda as suas composições situam-se nos domínios das ferro-edenitas e hornblendas ferro-ede

níticas (LEAKE, 1968), e próximas daquele das hornblendas hastingsíticas.

O anfibólio associa-se sempre ao plagioclásio 1, em todas as rochas estudadas (FOTOM.4). Ele contém inclusões de opacos, apatita, zircão e localmente plagioclásio. Muito raramente o anfibólio forma coroas em torno de minerais, aparentemente relíquias, não identificáveis. A biotita parece seccionar e corroer o anfibólio. Observa-se com freqüência grãos deste mineral envolvidos pela mica. O anfibólio contém pequenos grãos de quartzo (tipo 4), o qual ocorre igualmente em pequenos cristais xenomorfos ao seu lado e pode, por sua vez, conter pequenos grãos de anfibólio. Localmente o anfibólio acha-se englobado pela titanita. Esta, em certos pontos, parece se desenvolver a partir do anfibólio.

Biotita: Sua coloração varia de marrom escuro (Z) a marrom algo avermelhado (Y) e amarelo (X). Acha-se, na maioria dos casos, parcialmente substituída pela clorita. Engloba, por vezes, grãos de anfibólio e quartzo 4. As inclusões de QZ_2 são muito raras e restritas às amostras do centro do maciço, ao passo que àquelas de opacos, apatita e zircão são freqüentes nas diferentes amostras. Seus contactos com os feldspatos são ora retilíneos, ora dentados.

Minerais acessórios: Os opacos formam cristais subautomorfos a automorfos, associados preferencialmente aos máficos. As análises na microssonda revelaram que se trata de magnetita muito pura. É, no entanto, possível que ocorram algumas variedades titaníferas, conforme sugerem as coroas de titanita em torno de certos grãos de opacos.

A titanita desenvolve em geral cristais automorfos que atingem vários milímetros e fornecem seções losangulares típicas, com leve pleocroísmo. Ela se associa no mais das vezes aos ferromagnesianos, se bem que cristais isolados entre os félsicos não sejam raros. Ela ocorre, ainda, em certas rochas, em pequenos grãos xenomorfos que preenchem fraturas, cortando, além de outros minerais, o microclínio.

Apatita e zircão formam pequenos cristais automorfos (< 1mm), concentrando-se em torno dos demais máficos ou sendo englobados por estes e o plagioclásio 1. A allanita é subautomorfa a automorfa, normalmente zonada e, em parte, metamitizada. Engloba muito localmente o plagioclásio.

Minerais secundários: Epidoto, sericita e minerais argilosos resultam da transformação dos feldspatos, ao passo que a clorita substitui a biotita e, talvez, localmente o anfibólio. A fluorita é muito rara, limitando-se a pequenos grãos, no interior do plagioclásio ou associados aos máficos.

Seqüência de cristalização: É possível, a partir do estudo das relações texturais, das inclusões e das variações de composição do plagioclásio, estimar a ordem cronológica do início da cristalização dos minerais nas diversas variedades de granito. No caso dos GE a seqüência é indicada na FIG.7. Os argumentos para demonstrá-la estão contidos nas descrições texturais precedentes. A seguir vamos apenas enfatizar os aspectos que nos parecem mais importantes:

(1) Opacos, apatita e zircão cristalizam muito precocemente (inclusos em Hb, Bt e Pl_1).

(2) O plagioclásio 1 - forma, "synneusis", agregados, composição - certamente formou-se num magma quase que inteiramente líquido e, logo, num estágio igualmente precoce. Sua associação preferencial com a hornblenda e os acessórios mencionados acima e suas relações texturais com o anfibólio, sugerem que sua cristalização foi, ao menos em sua maior parte, concomitante com a do anfibólio e iniciada anteriormente a da biotita e a dos demais félsicos. As relações entre hornblenda e biotita e a presença, relativamente freqüente de inclusões de plagioclásio no microclínio reforçam esta hipótese.

(3) O anfibólio cristaliza após opacos, apatita e zircão, mas deve preceder os demais máficos. A biotita secciona os cristais e engloba grãos do anfibólio, devendo ser posterior a ele. A este argumento, talvez considerado subjetivo, podemos adicionar a ausência da biotita na quase totalidade dos agregados Pl_1-Hb, difícil de justificar no caso de outra interpretação. Titanita e allanita não exibem o mesmo comportamento que os demais acessórios, devendo cristalizar mais tardiamente. É provável que a titanita tenha sua formação ligada à substituição do anfibólio pela biotita, sendo, portanto, concomitante com a da mica. A cristalização do quartzo 4 também estaria ligada a esta transformação.

(4) O quartzo 1 forma cristais subautomorfos, (FOTOM.1), que possuem contactos

retilíneos com os outros minerais e tendem a se agregar. Pode-se concluir que sua cristalização se deu em um estágio, no qual havia ainda líquido suficiente para permitir o crescimento relativamente livre dos cristais. A "corrosão" (baías) só aparece em algumas amostras do centro e sul do maciço.
(5) O microclínio é posterior ao plagioclásio 1 (inclusões). Seus cristais são menos automorfos que os de QZ_1, sendo provável que este o preceda na ordem de cristalização. Deve-se no entanto ressaltar que o início da cristalização do feldspato potássico não pode ser muito tardio, tendo em vista o seu caráter subautomorfo (seus cristais assumem uma disposição intersticial, somente no final da cristalização; FOTOM. 6).
(6) O plagioclásio 2 (An<20) começa a se separar do magma bem após o Pl_1 (composição, forma, relações texturais). Ele sucede igualmente QZ_1 e microclínio, porque ele preenche com freqüência os interstícios entre estes minerais e os demais constituintes da rocha.
(7) O quartzo 2 deve iniciar sua cristalização bem após o início daquela do QZ_1. Esta interpretação baseia-se na ausência de QZ_2 na maior parte dos granitos equigranulares e na ligação evidente entre a presença deste e a maior abundância de Pl_2. Estes dois minerais assinalam no nosso entender, uma transição GE-GH (daí sua presença somente no centro do maciço) e corresponderiam texturalmente ao desenvolvimento incipiente de grãos finos no GE. Adotando esta hipótese, deve-se supor que o QZ_2 represente a retomada da cristalização do quartzo em novas condições (resfriamento rápido), após o desequilíbrio deste mineral - de curta duração - sugerido pela corrosão dos cristais de QZ_1, limitada aos GE do centro-sul e GH. Como o QZ_2 acha-se sistematicamente englobado por um plagioclásio com teor de anortita em torno de An 17 e pelas zonas externas do microclínio, ele deve ser posterior ao plagioclásio mais cálcico (An > 20) e ao início da cristalização do Fk.
(8) Os minerais secundários - sericita, epidoto, clorita, minerais argilosos e fluorita - formaram-se certamente num estágio tardio. O mesmo é válido para as coroas albíticas nos contactos Pl-Fk, as mirmequitas (QZ_3), o pouco de albita intergranular que se observa nestas rochas e a titanita xenomorfa que preenche fraturas.

3.3.2 GRANITO HETEROGRANULAR MÉDIO A FINO (GH) Esta variedade é bastante próxima em mineralogia do GE, se bem que mudem as proporções de diversos constituintes. Texturalmente observa-se também grande semelhança no tocante aos aspectos fundamentais entre os dois tipos que distinguem-se sobretudo pelo caráter heterogranular do GH e pela presença dos grãos médios e finos no GH (formados igualmente por todos os constituintes essenciais: Qz, Pl e Fk). Outros aspectos texturais que merecem ser destacados são os seguintes:
(1) O quartzo 1 mostra-se mais automorfo, recortado por baías (FOTOM.7 e 8) e, por vezes, com crescimento posterior (continuidade ótica dos cristais finos circundantes, de forma irregular). O quartzo 2 é muito mais freqüente que no GE, ocorrendo o inverso com o quartzo 4.
(2) Os plagioclásios 1 e 2 também ocorrem no GH, conservando as mesmas características descritas no GE inclusive a mesma composição. No entanto, o Pl_2 tem sua quantidade aumentada significativamente, em detrimento do Pl_1. O Pl_2 é muito rico em inclusões de QZ_2 que se distribuem em zonas, sendo englobadas pelo plagioclásio com An em torno de 17 (a distribuição aleatória também ocorre, mas corresponde a seções particulares do Pl). Há cristais cujo núcleo é desprovido de inclusões, ao passo que no bordo (An < 17), elas são muito frequentes (FOTOM.9). Observa-se ainda em certos casos inclusões de opacos nas zonas mais cálcicas do cristal (centro) e de quartzo nas mais sódicas (bordas). (FOTOM. 10).
(3) Não há nenhuma diferença textural ou composicional importante no que concerne aos máficos - incluindo Hb, Bt e minerais acessórios - e minerais secundários. Constata-se apenas a diminuição expressiva do percentual de Hb e a maior freqüência e a granulação mais grosseira dos cristais de fluorita.
(4) Os grãos finos de quartzo são xenomorfos e, por vezes, os grãos próximos mostram continuidade ótica. Aqueles de microclínio são xenomorfos, exibem maclas albita-periclina muito nítidas e assumem uma disp-sição intersticial. Finalmente, os de plagioclásio têm uma composição variável em geral entre An 15 a 5 (núcleos algo mais cálcicos e cristais inteiramente albíticos não são raros), são subauto-

morfos e bastante alterados. Os grãos finos de Qz, Fk e Pl ocorrem misturados entre si e preenchem os espaços entre os agregados ou cristais isolados de granulação média.

(5) A ordem de cristalização deve ser praticamente idêntica a deduzida para o GE (FIG.8). No entanto, no GH, a menor quantidade de Pl1 favoreceu a melhor formação dos cristais de QZ_1 e Fk. Além disso a corrosão do QZ_1 foi mais intensa e de distribuição mais ampla, reafirmando o desequilíbrio deste mineral a um dado momento da evolução da rocha. O QZ_2 é interpretado do mesmo modo que no GE. Os cristais finos são, sem dúvida nitidamente posteriores aos médios, sendo que sua cristalização se deu tardiamente e, no caso dos félsicos, foi simultânea ou quase simultânea.

3.3.3 MICROGRANITO (MG) O MG distingue-se das variedades precedentes em mineralogia (ausência de Hb e Pl cálcico) e textura (porfirítica, com raros fenocristais de granulação média em matriz fina ou muito fina).

Os fenocristais de quartzo são subautomorfos a automorfos, mas acham-se muito recortados por baías. Aqueles de microclínio são automorfos e os de plagioclásio (An < 22) os menos freqüentes.

Na matriz reencontramos os minerais félsicos mencionados, porém xenomorfos. A biotita encontra-se muito cloritizada, a titanita é rara e a fluorita freqüente (como no GH).

Quanto à seqüência de cristalização deve-se notar que QZ, Fk e Pl formam fenocristais, sugerindo não ter havido grande defasagem entre o início de cristalização dos mesmos. O mais provável é que sua cristalização se inicie quase ao mesmo tempo, tendo em conta a composição acentuadamente mais sódica do plagioclásio no MG, o que retardaria o início de sua cristalização e faria com que o intervalo de temperatura relativamente amplo para a cristalização do Pl, observado nos GE e GH, fosse substancialmente reduzido.

3.3.4 GRANITO ALASQUÍTICO (GAL) Este granito é muito pobre em máficos, sua textura é granular hipidiomórfica média, sendo notável o fato de Qz, Pl e Fk (constituintes essenciais) ocorrerem imbricados e interpenetrados. O plagioclásio é oligoclásio sódico (An < 15);opacos e titanita são os máficos mais freqüentes. O feldspato potássico é mais rico em pertitas que nas demais variedades.

A seqüência de cristalização não pode ser definida neste granito, sendo lógico supor que a cristalização dos constituintes essenciais se deu praticamente ao mesmo tempo.

3.4 TRANSFORMAÇÕES TARDI-MAGMÁTICAS. MINERALIZAÇÕES As transformações tardi-magmáticas mais importantes no conjunto dos granitos são a substituição do plagioclásio por sericita e epidoto e a cloritização da biotita. A albitização é muito limitada ou mesmo ausente. Observa-se albita: (1) nas zonas externas do plagioclásio (albita primária); (2) no contacto entre o plagioclásio e o microclínio, em geral associada às mirmequitas; (3) muito raramente albita intergranular entre os cristais de Fk. A fluorita - indicador significativo da inportância das transformações tardi-magmáticas e dos fenômenos geradores de mineralizações - não é abundante. Ela é muito rara ou ausente no GE, tornando-se mais freqüente no GH e MG (FIG.6). Este aumento parece intimamente ligado a diferenciação magmática e mostra que as rochas mais tardias nesta mesma série (Cf. Petrologia), são as mais favoráveis às mineralizações.

Localmente, próximo dos bordos do maciço, registrou-se a presença de veios contendo topázio + quartzo + muscovita, porém não há concentrações importantes de minérios (cassiterita ou outros) conhecidas até o momento na região. Alguns pegmatitos cortando as encaixantes do corpo granítico, também foram observados (GAMA JR. et al., 1981).

4 DADOS QUÍMICOS

4.1 INTRODUÇÃO Além das análises químicas em rocha total, que serão apresentadas adiante, foram realizados diversos estudos na microssonda eletrônica, incluindo análises dos principais minerais ferromagnesiano e do plagioclásio, assim como uma

série de perfis para acompanhar as variações composicionais (zoneamento) deste . Alguns dos resultados já foram mencionados nas observações petrográficas, não se pretendendo detalhá-los neste trabalho, para não torná-lo excessivamente longo.

4.2 ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL As diferentes variedades de granito foram analisadas, sendo o número de análises de cada uma delas, grosseiramente proporcional à sua importância em superfície no maciço. As composições médias constam das TABELAS 2 e 3. A partir das análises isoladas foram construídos os diagramas de variação dos óxidos (FIG.8). Deve-se salientar os seguintes aspectos:

1 - Os teores de SiO_2 situam-se entre 71 e 76%. Eles aumentam acentuadamente dos GE para os MG e GAL.

2 - O Al_2O_3 varia geralmente entre 12,5 e 13,1% e não há diferenças notáveis entre os vários tipos de granito, com exceção de uma amostra de MG e do GAL (valores bem mais elevados).

3 - As porcentagens médias de TiO_2 diminuem no sentido GE (0,55%) - GH (0,37%) - MG(0,21%) - GAL(0,1%).

4 - O somatório de ($FeO + Fe_2O_3$) tem um comportamento análogo ao do TiO_2. Os seus valores extremos são 4,66% (AU-393;GE) e 0,66% (GAL).

5 - Os teores de MgO são baixos (<1%) e decrescem paralelamente ao aumento da sílica, de modo muito regular e análogo ao de TiO_2 e $FeO + Fe_2O_3$.

6 - O CaO diminui no sentido GE-GH-MG, aumentando levemente para o GAL (em relação ao MG).

7 - O Na_2O oscila geralmente entre 3,2 e 3,5% e não varia muito deum granito a outro, exceto no GAL cujo valor é bem mais elevado (3,87%).

8 - As percentagens de K_2O são normais para granitos (entre 3,6 e 5,08%) e crescem dos GE para os GH e MG; no GAL são mais baixas que nas demais variedades e muito próximas do valor médio obtido nos GE do norte e nordeste.

9 - Há uma nítida distinção entre os GE do norte e nordeste e aqueles do centro, claramente perceptível nos teores dos vários óxidos (mais particularmente SiO_2, TiO_2, $Fe_2O_3 + FeO$, MgO, CaO e K_2O), bem como nos diagramas de variação. Por outro lado nota-se que os GE do centro se aproximam bastante em composição dos GH. Isso confirma as observações petrográficas que indicam uma mudança gradual de composição mineralógica no sentido GE do norte e nordeste - GE do centro - GH.

10 - As composições químicas dos vários granitos passam claramente de termos menos diferenciados para mais diferenciados no sentido GE do norte e nordeste - GE do centro - GH - MG, o que traduz aparentemente a tendência da evolução magmática verificada no maciço.

11 - O GAL segue no que diz respeito a SiO_2, MgO, TiO_2 e $FeO + Fe_2O_3$ a tendência dominante, podendo ser considerado como relacionado diretamente às demais variedades, das quais representaria o termo mais evoluído. No entanto esse granito difere notavelmente dos demais, no que tange ao comportamento de Al_2O_3, CaO, Na_2O e K_2O, quebrando a regularidade observada nos diagramas de variação respectivos e sugerindo uma outra interpretação.

4.3 NORMAS As normas C.I.P.W. são apresentadas na TAB.4. Constata-se variações significativas no que tange ao corindon normativo. Ele está ausente nos GE do norte e nordeste (onde aparece o diopsídio na norma), começa a ocorrer nos GE do centro e GH e seus teores aumentam no sentido dos MG e GAL. Os valores de anortita e a relação Ab/An variam de modo inverso, decrescendo e aumentando, respectivamente, ao se passar dos GE do norte e nordeste, para os GE do centro e GH e destes para os MG. Os GAL possuem um teor de anortita mais elevado que o dos MG e a relação Ab/An menor que a desta variedade. A hematita ocorre apenas em duas amostras, cujas relações Fe_2O_3/FeO situam-se muito acima da média, e evidencia a ação localizada de processos de oxidação.

No diagrama Qz-Ab-Or (FIG.9) há uma concentração dos pontos representativos das várias rochas próximo do centro. Embora não se observe uma separação muito nítida entre as amostras das diversas variedades de granito, constata-se um certo aumento da relação Or/Ab no sentido GE de norte e nordeste - GE centro - GH - MG. O GAL tende para o vértice oposto, devido à nítida predominância da Ab sobre o Or e separa-se claramente do conjunto dominante. A distribuição dos

pontos coincide com o máximo para os granitos (TUTTLE e BOWEN, 1958, FIG. 42).

O diagrama An-Ab-Or (FIG.9) mostra uma concentração de pontos próximo da aresta Ab-Or, mas - contrariamente ao diagrama procedente - as diferentes variedades de granito não têm a mesma repartição. Os GE do norte e nordeste do maciço se destacam devido aos seus valores relativamente elevados de anortita. Os GE do centro e os GH possuem distribuição semelhante no diagrama, devido aos seus valores intermediários de anortita. Os MG possuem os menores valores de anortita e situam-se muito próximos da aresta Ab-Or. Finalmente o GAL se destaca do conjunto em função da sua razão Ab/Or mais elevada. Além da anortita varia a razão Ab/Or que decresce paralelamente a diminuição de An, exceto para o GAL. Há uma certa analogia entre o diagrama em questão e o diagrama Q - (A+P) - M (FIG.4), construído com base nas análises modais. Isto evidencia o paralelismo entre as variações de An normativo e das porcentagens de minerais ferromagnesianos, de uma variedade de granito para outra.

5 PETROLOGIA

5.1 REAVALIAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS E QUÍMICOS Recapitulando as observações petrográficas, constata-se que os vários granitos são monzogranitos, com teores modais de Pl, Qz e Fk sempre próximos da média para as amostras estudadas (Q:A:P = 34,18 : 34,06 : 31,76). Em outras palavras,não há aumento importante dos teores de Qz e Fk de uma variedade para outra. Os máficos, no entanto, apresentam uma diminuição acentuada no sentido GE-GH-MG-GAL, que é acompanhada por um decréscimo importante no teor de anortita do Pl. Estas diferenças traduzem-se na distribuição no maciço do anfibólio (FIG.5) e no aumento da razão Pl_2/Pl_1 no sentido indicado. A fluorita aumenta dos GE para os GH e MG (FIG.6), sugerindo enriquecimento em voláteis no líquido gerador dos últimos. Estas diferenças mineralógicas são acompanhadas por uma evolução textural (Cf. BATEMAN e CHAPPEL, 1979, p. 472). Os GE são equigranulares médios; os GH são heterogranulares, médios a finos; os MG apresentam raros fenocristais de granulação média em uma matriz fina; os GAL, equigranulares médios (mais finos que os GE), destoam um pouco do conjunto.

Os resultados das análises químicas (TAB. 2 e 3) e os diagramas óxidos-sílica (FIG.8) mostram que no sentido GE-GH-MG se observam de modo geral as tendências clássicas da diferenciação magmática. Os diversos óxidos variam de modo bastante regular com o aumento de sílica e constata-se uma passagem gradual de uma variedade de granito para outra. É notório que do ponto de vista químico os granitos equigranulares não são um grupo homogêneo, havendo uma clara separação entre os GE do norte e nordeste e os do centro. Os últimos se aproximam muito em composição dos GH, o que acentua a relação existente entre composição químico-mineralógica e distribuição espacial das diversas variedades de granito do maciço (FIG.3 e BATEMAN e CHAPPEL,1979; FIGS. 1,4,5 e 7). O GAL segue o padrão definido acima no que diz respeito aos componentes máficos, porém diverge de modo notável do conjunto em relação aos componentes félsicos, o que é bastante significativo. Os valores de Niggli, embora não apresentados aqui, confirmam o que foi assinalado e revelam o papel fundamental de (fm + c) na evolução dos vários granitos. Finalmente, os diagramas Qz-Ab-Or e Ab-Or-An (FIG.9) mostram, respectivamente, que as razões Qz:Ab:Or permanecem praticamente constantes nos vários tipos de granitos e que há diminuição acentuada de anortita no sentido GE-GH-MG. O comportamento um pouco anômalo do GAL é verificado também nesses diagramas.

Associando dados químicos e petrográficos nós podemos concluir que, nos estágios iniciais, a evolução do líquido magmático foi comandada pela separação da hornblenda e do plagioclásio com composição de andesina(talvez até mesmo labradorita). Isto acarretou o empobrecimento do magma nos constituintes dos minerais ferromagnedianos e em anortita.

O conjunto de nossas observações em particular as grandes semelhanças entre os vários granitos, a passagem gradual de um para o outro e a sua disposição no maciço praticamente rejeita a hipótese de que os vários granitos possam ter derivado de magmas com evolução inteiramente distinta (Cf. PITCHER, 1979 , p. 644). Adotamos, portanto, a hipótese de que eles derivem de um magma único, que poderia, teoricamente, ter composição semelhante a dos GE. Poder-se-ia assim pensar que a partir de um líquido de composição GE, fossem obtidos sucessivamente,

através da cristalização e separação de certos minerais, líquidos GH, MG e GAL. No entanto, ao seguirmos a evolução de um líquido de composição GE nos diagramas Ab-An-Or e Ab-An-Or-Qz, constatamos que é impossível obter um líquido de composição GH ou MG, através de um processo de cristalização fracionada simples (a separação de andesina conduziria necessariamente ao enriquecimento do líquido residual nos componentes de Qz e Fk e teríamos um acentuado aumento das razões Qz/Pl e Fk/Pl nos demais tipos, o que não se verifica nos GH e MG; além disso a andesina ocorre igualmente no GH). Logo, a conclusão mais provável é que, embora a cristalização fracionada deva ter sido um dos fatores determinantes na diferenciação magmática do maciço, ela não atuou isoladamente.

5.2 CRISTALIZAÇÃO Os aspectos essenciais da cristalização destes granitos foram apresentados quando da discussão petrográfica. Cabe apenas salientar aqui alguns pontos relevantes.

O primeiro ponto diz respeito ao plagioclásio. Este mineral registra de modo particularmente claro os diferentes estágios da evolução magmática (FIG. 11), que podem ser seguidos através do estudo pormenorizado do seu zoneamento e da distribuição das diferentes inclusões no interior de seus cristais. O Pl_1, formado precocemente, apresenta zoneamento normal até aproximadamente An=30, quando observa-se, na grande maioria dos cristais, uma corrosão acentuada da zona mais cálcica. Segue-se a cristalização de um plagioclásio com An<25. Este desequilíbrio do plagioclásio andesínico poderia ser explicado de várias maneiras: (1) diminuição brusca de temperatura, de no mínimo uma dezena de graus; (2) mudanças de composição do líquido que contém os cristais, em razão de movimentos relativos, tais como correntes magmáticas; (3) abaixamento da pressão (Cf. PITCHER, 1979, p. 635), devido à aceleração brusca da velocidade de ascensão do magma. As duas primeiras hipóteses parecem difíceis de aplicar ao caso em questão; a primeira por ser muito inviável uma diminuição brusca de temperatura do líquido magmático e a segunda porque num maciço tão homogêneo composicionalmente, seria ilógico supor mudanças importantes na composição do líquido a curtas distâncias. A terceira é, portanto, a mais provável.

Outro ponto importante é a corrosão do quartzo, sugerida pela presença frequente de baías nos cristais deste mineral em certas variedades. Este aspecto não é observado nos GE do norte e nordeste, aparece localmente nos GE do centro e sul e torna-se marcante nos GH e nos fenocristais de quartzo dos MG. Ele parece indissociável da evolução da cristalização das rochas do maciço. Para explicá-lo podem ser aventadas duas hipóteses: (1) a corrosão estaria ligada a saturação do líquido em voláteis, mais precoce nos GH e MG, que nos GE; (2) devido a inclinação positiva da curva de cristalização do quartzo (FIG.11), uma diminuição brusca de pressão poderia colocar os cristais de Qz já formados em condições de desequilíbrio. A primeira hipótese fica prejudicada por não haver nenhuma indicação nos estudos experimentais de sistemas graníticos, de desequilíbrio do quartzo ao serem atingidas as condições de saturação (LUTH e TUTTLE, 1969; LUTH, 1976; KOVALENKO, 1977). A segunda parece-nos, portanto, mais aceitável. Adotando-a torna-se fácil de explicar a cristalização do Qz_2. Sua presença expressiva limita-se as variedades onde o Qz_1 acha-se corroído, podendo o Qz_2 representar a retomada da cristalização do quartzo, após o seu desequilíbrio passageiro (FIG.11).

O episódio que originou a corrosão do quartzo, também está marcado na evolução do plagioclásio. Ele se dá quando o plagioclásio passa da composição An > 20 (zonas largas e com pequenas variações de composição) a An < 20 (zonas mais estreitas e cuja composição desce rapidamente a An 13-11). Não é por acaso que o Qz_2 acha-se sistematicamente englobado por um plagioclásio com teor de anortita igual ou superior a 17. É igualmente a partir da composição de An <20 que se observam os fenômenos de "patch zoning".

Este episódio se reflete igualmente na textura dos vários granitos. No momento em que ele se deu, os GE do norte e nordeste deviam estar quase que inteiramente cristalizados. Os GE do centro e sul, contendo uma fase líquida algo mais abundante, registram em parte os seus efeitos. Nos GH onde a proporção líquido-cristais era bem mais elevada, os seis efeitos tornam-se marcantes, traduzindo-se na sua textura inequigranular e nos seus apectos mineralógicos particulares. Finalmente nos MG, a quantidade de cristais formados era ainda muito limita

da, daí a nítida dominância da matriz sobre os fenocristais nestas rochas.

No que concerne ao GAL, os dados petrográficos indicam que os constituintes essenciais cristalizam simultaneamente, sugerindo que o líquido que lhes deu origem teria uma composição próxima do mínimo. É provável, também, que, ao menos a maior parte de sua cristalização, tenha se dado em condições de saturação.

Concluindo, o início e o fim da cristalização destes granitos parecem ter se dado cada vez mais tardiamente na ordem GE-GH-MG e, provavelmente, GAL. Os líquidos magmáticos que os geraram achavam-se cada vez mais empobrecidos nos constituintes dos minerais ferromagnesianos e em anortita, à medida que se passava de um granito a outro. A distribuição das variedades no maciço sugere que a ordem indicada corresponde à do "emplacement", se bem que as limitações dos dados de campo não possibilitem uma conclusão definitiva.

5.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

5.3.1 COMPONENTES VOLÁTEIS Se bem que não tenhamos nenhuma indicação direta da importância dos constituintes voláteis no magma gerador destes granitos, nós podemos estimá-la a partir das observações petrográficas. Estas sugerem - transformações tardi-magmáticas pouco expressivas; fases hidroxiladas pouco abundantes; diferenciados tardios pegmatíticos e aplíticos, aparentemente escassos - que o magma primitivo era pobre em voláteis. Estes deviam, no entanto, existir em quantidades suficientes para permitir a formação de hornblenda e biotita. Além disso, é nítido que sua quantidade aumenta no sentido GE-GH e MG (maior freqüência da fluorita, albitização intergranular e cloritização mais intensas). Podemos portanto estimar para o líquido gerador do GE um teor em voláteis em torno de 3% (a água dominaria inteiramente entre eles). Nestas condições, a saturação só seria atingida durante um estágio tardio da cristalização deste granito. Já nos GH e MG a saturação seria alcançada num estágio um pouco menos avançado da cristalização e os voláteis achar-se-iam comparativamente enriquecidos em fluor.

5.3.2 PRESSÃO Se, como nós supomos, a saturação não foi atingida a não ser quando a cristalização se encontrava bem avançada, os diagramas experimentais definidos em condições de saturação (TUTTLE e BOWEN, 1958; LUTH et al., 1964; LUTH e TUTTLE, 1969; JAMES e HAMILTON, 1969) não podem ser utilizados para definir as pressões reinantes durante a cristalização dos GE, GH e MG (ver LUTH, 1976). No entanto, isto não parece válido no caso dos GAL, (ver discussão em SWANSON, 1978, p. 682-4), onde as observações petrográficas sugerem uma saturação precoce. Plotando a composição deste granito no diagrama Qz-Ab-Or-An (FIG.10; construído pelo Prof. Lelubre a partir dos dados experimentais), constata-se que ela se situa entre as superfícies cotécticas Qz + Pl + H_2O a 2 e ± 3 Kb. Além disso, sabe-se que o maciço granítico é intrusivo na sua porção nordeste em rochas metamórficas, segundo GAMA JR. et al. (1981) de grau de metamorfismo muito baixo (fácies xistoverde baixa). Estes dados indicam que se possa estimar razoavelmente a pressão reinante durante a fase final de "emplacement" do maciço (coincidente com a de cristalização do GAL), como sendo próxima de 2 Kb (o valor de 3 Kb seria o máximo admissível) . Quanto à pressão do início de cristalização do GE, o raciocínio exposto não nos permite chegar a nenhuma conclusão.

5.3.3 TEMPERATURA Face a inexistência de informações diretas, somos obrigados a apoiar-nos em dados de petrologia experimental para avaliar as temperaturas existentes durante a cristalização. Os estudos de WHITNEY (1975) - aplicados na interpretação da evolução do maciço do Sidobre por BORREL (1978) - mostraram que a cristalização depende em grande parte, não só da composição anidra do magma silicatado, mas também do seu teor em H_2O. Como a composição R_1 estudada por este autor é bastante próxima da do nosso granito GE, pode-se - introduzindo ligeiras modificações e adotando a nossa hipótese de 3% de H_2O no magma gerador do GE - obter um diagrama P-T aplicável ao granito em questão. No entanto, NANEY e SWANSON (1980) indicam claramente que o esquema de cristalização deduzido por WHITNEY (1975), a partir do estudo experimental do sistema haplogranodiorítico em equilíbrio, não coincide com o sugerido pelo estudo experimental do mesmo sistema, acres

cido de Fe e Mg, em experiências do tipo crescimento dos cristais. Segundo NANEY e SWANSON (1980) as temperaturas de cristalização do plagioclásio são fortemente rebaixadas (super-resfriamento) e a cristalização do quartzo e feldspato potássico inibidas na presença de constituintes ferromagnesianos. Acrescendo-se ao diagrama P-T-X_{H_2O}, deduzido de WHITNEY (1975), as modificações indicadas por NANEY e SWANSON (1980) chega-se ao resultado fornecido na FIG. 11, que concorda bem com os dados experimentais de BROWN e FYFE (1970).

A partir daí, pode-se traçar um percurso hipotético para o magma GE, em função do abaixamento de pressão e temperatura, levando em consideração as observações petrográficas e adotando-se um modelo de "emplacement". Pode-se propor o seguinte:

(1) Início da cristalizaçaõ em um reservatório profundo com separação dos acessórios, de hornblenda e, em seguida, de plagioclásio (An>30); (2) Uma diminuição brusca da pressão, devida a ascensão rápida do magma; a temperatura cai muito pouco, a andesina é parcialmente reabsorvida; (3) Decréscimo gradual da temperatura e pressão,com cristalização de oligoclásio cada vez mais sódico,transformação de hornblenda em biotita, aparecimento sucessivo de quartzo e feldspato potássico; (4) Término da ascensão com abaixamento de temperatura, reajuste do plagioclásio ("patch zoning") e, após, final da cristalização.

Para os GH e MG deve-se imaginar, ainda, uma diminuição brusca de pressão (FIG. 11), levando-os a seccionarem a curva de saturação do quartzo(corrosão do Qz1). Segue-se um resfriamento rápido que leva a formação do Qz_2 e Pl_2 e ao desenvolvimento dos grãos finos (GH) ou da mesóstase (MG).

A pressão do início da cristalização (7-8Kb) indicada na FIG.11 é inteiramente hipotética, porém coerente com o modelo de "emplacement" adotado . Uma ascensão brusca do magma só se justificaria através de um contraste de viscosidade magma - encaixante expressivo e, nestas condições, a bolha magmática não poderia ser freada rapidamente, salvo em caso de mudança importante nas características da encaixante, o que parece altamente improvável.

5.4 MODELO INTEGRADO DE DIFERENCIAÇÃO E "EMPLACEMENT" Na figura 12 são fornecidos de modo sinóptico os vários estágios de evolução magmática e "emplacement" das rochas do maciço, dentro da hipótese admitida anteriormente.

A - Início da cristalização (acessórios refratários, hornblenda, plagioclásio - An>30) por resfriamento lento na parte superior e nos bordos do reservatório, com a cristalização das fases máficas nessas porções sendo favorecida em detrimento das félsicas, devido à nucleação mais rápida das primeiras (NANEY e SWANSON, 1980). Os minerais que se formam tendem a ser levados pelas correntes de convecção (sentido indicado pelas setas). O efeito combinado desses fatores - acreção marginal, deslocamentos e mecanismos de concentração interna (PITCHER, 1979, p.637-8) - leva a individualização nas partes mais próximas do centro do reservatório (resfriadas mais lentamente e menos afetadas pelo movimento das correntes de convecção), de líquidos empobrecidos nos constituintes ferromagnesianos e em anortita, que evoluem para as composições GH e MG.

B - O magma GE, contendo cristais em suspensão devido a sua densidade e viscosidade relativamente baixas, inicia uma ascensão diapírica rápida, sendo acompanhado pelas "células" contendo líquido GH.

C - O magma GE, parcialmente cristalizado, ocupa a parte superior da bolha magmática, enquanto os líquidos GH se agrupam no centro da mesma.

D - A ascensão dos GE é freiada gradualmente (diminuição de T → avanço da cristalização → aumento da viscosidade), ao passo que o líquido GH (cristalização menos avançada, mais rico em fluídos e menos viscoso) prossegue sua ascensão cortando os GE.

E - Pode-se imaginar, ainda, que o líquido MG, cuja cristalização se encontra muito pouco avançada e que foi gerado por processos análogos à evolução GE→GH, ascende ainda mais rapidamente (PITCHER, 1979, p.644) e se posiciona no contacto entre os GE e GH.

O magma GAL deve corresponder a um líquido residual da cristalização de um dos demais granitos, líquido este liberado localmente e limitando-se ao preenchimento de fraturas ou formando bolsões (SWANSON, 1978, p.682). Seu "emplacement" seria, portanto, tardio.

5.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS BATEMAN e CHAPPEL (1979), PITCHER (1979) e NANEY e SWANSON (1980, p. 652) discutem o desenvolvimento freqüente de zonalidade em maciços circunscritos com a diminuição gradativa dos ferromagnesianos dos bordos para o centro. Isto também se verifica no maciço Jamon, apaenas com uma pequena distorção (diminuição para o centro-sul). Acreditamos que a hipótese levantada por NANEY e SWANSON (1980) - mencionada anteriormente - possa ser aplicada no caso do maciço Jamon e que os seus efeitos, conduzindo a um fracionamento moderado durante a cristalização dos vários líquidos, possam explicar grande parte dos aspectos petrológicos observados no mesmo. Incluímos aí as transições mineralógicas e químicas de uma variedade de granito a outro e as fortes analogias que guardam entre si. O modelo proposto aproxima-se muito daquele esboçado por BATEMAN e CHAPPEL (1979) para as seqüências plutônicas comagmáticas do batolito da Serra Nevada.

Deve-se ressaltar também que a estrutura do maciço parece ser muito próxima da do maciço de Rosses,Donegal (HALL, 1966; PITCHER e BERGER, 1972 ; PITCHER, 1979), o que sugere serem suas condições de "emplacement" análogas. Segundo MARRE (1978, p.52, tratando do maciço de Rosses) esta estrutura sugere que o magma é injetado antes que a cristalização esteja muito avançada, portanto num estado muito fluído e, além disso, ele atinge um nível da crosta possuindo características frágeis, que se deforma por ruptura. Tais aspectos devem se ter igualmente verificado durante a evolução do maciço Jamon e ficam contidos no modelo proposto.

PITCHER (1979, p. 637) acentua o efeito de pequenas diferenças de temperatura sobre a viscosidade e comenta que isso poderia explicar a passagem de um tipo de magma para outro, como se observa comumente em plutons granitóides . Ele refere-se também a existência de núcleos mais móveis que continuam a intrudir quando a periferia está solidificada (BATEMAN e CHAPPEL, 1979, FIG.3). Essas considerações apóiam e justificam o esquema de "emplacement" adotado para o maciço Jamon e, em particular, as relações entre os granitos GE, GH e MG, pois as viscosidades relativas dos vários granitos, cristalizados parcialmente e a diferentes graus, constituem aí o fator essencial.

6 AGRADECIMENTOS Este trabalho doi desenvolvido no Laboratoire de Géologie - Pétrologie (UPS - Toulouse - França), sob a orientação do professor M. Lelubre, a quem devemos grande parte dos resultados obtidos. J.C. Soula nas questões relativas ao "emplacement" dos granitos e L. Roux, nas análises químicas, também nos auxiliaram muito. Ao CNPq agradecemos a bolsa de estudos fornecida durante o período que envolveu a realização da pesquisa, aos geólogos da DOCEGEO - Distrito Norte - o fornecimento de amostras, dados de campo e de geologia regional, assim como as várias discussões mantidas, ao professor Carlos Alberto R. de Albuquerque às críticas e sugestões, aos laboratoristas do Setor de Geoquímica do NCGG-UFPa a complementação dos dados analíticos e à Srta. Iracilda Nunes, a datilografia do texto.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATEMAN, P.C. e CHAPPEL, B.W. - 1979 - Crystallization fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, Califórnia . Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 465-482.

BORREL, A. - 1978 - Le massif granitique du Sidobre: Pétrographie, structure, relations mise en place - cristallisation. Thèse.Labor. Géol.- Pétrol. UPS - Toulose , 122 p.

BROWN, G.C. e FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contr. Mineral. Petrol., 28, 310-318.

CORDEIRO, A.A.C. e SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas : Geologia e principais ocorrências de ouro. Trabalho apresentado no XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú - 12 p.

CORRETGE, L.G. e MARTINEZ, F.J. - 1975 - Albitizacion e sodificacion en granitos hercinicos espanõles. Studia Geologica, IX, 115-141

DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Thèse. Labor. Géol. Pétrol. - UPS - Toulose, 348 p.

GAMA JR., T.; MACAMBIRA, J.B.; GORAYEB, P.S.S.; MARTINS, J.P.A.; MAIA, F.L; KOTSCHOUBEY, B.; VILLAS, R.N.N. e GUERREIRO, M.G.S. - 1981 - Projeto Serra das Andorinhas. Convênio DNPM-UFPa. 89 p.

HALL, A. - 1966 - A petrogenetic study of the Rosses granite complex, Donegal.Jour. Petrol., 7, 202-220.

JAMES, R.S. e HAMILTON, D.L. - 1969 - Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapor pressure. Contr. Mineral. Petrol., 21, 111-141.

KOVALENKO, N.I. - 1977 - The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine - bearing granites. Geoch. Intern., 14, 198-118.

KUNTZ, M.A. e BROCK, F.N. - 1977 - Structure, petrology and petrogenesis of the Treasurevault stock, Mosquito Range, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 465-479.

LEAKE, B.E. - 1968 - A catalog of analyzed calciferous and subcalciferoons amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Amer. Bull, Special paper, 98, 210 p.

LUTH, W.C. - 1976 - Granitic rocks - In: BAILEY, D.K. e MACDONALD, R. (Editors) - The evolution of Crystalline Rocks. Academic Press. London. p. 335-417.

LUTH, W.C. e TUTTLE, O.F. - 1969 - The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. In: LARSEN, L.H. (Editors). Geol. Soc. Amer., Memoir 115, p. 513-548.

LUTH, W.C.; JAHNS, R.H. e TUTTLE, O.F. - 1964 - The granite system at pressures of 4-10 Kb. Jour. Geophys Research, 69,p. 759-773.

MARRE, J. - 1978 - Structurologie des granitoïdes. Labor. Géol. Pétrol. UPS, Toulouse, 58 p. 138 figs.(Inédito).

NANEY, M.F. e SWANSON, S.E. - 1980 - The effect of Fe and Mg on crystallisation in granitic systems. Amer. Miner., 65, 639-653.

PHILLIPS, E.R. - 1974 - Myrmekite - one hundred yerars later. Lithos, 7, 181-194.

PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc. London, 136, 627-662.

PITCHER,W.S. e BERGER, A.R. - 1972 - The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. John Wiley & Sons. Inc. New York, 435 p.

SCHERMERHORN, L.J.G. - 1956 - The granites of Trancoso (Portugal): A study in microclinization. Amer. J. Sci., 254. 329-348.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAM, levantamento de recursos naturais, Vol. 4, p. 1.143.

SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals - volume 2: Chemical and textural properties. Springer Verlag, Berlin, 690 p.

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

SWANSON, S.E. - 1978 - Petrology of the Rocklin pluton associated rocks, western Sierra Nevada, Califórnia. Geol. Soc. Amer. Bull., 89, 679-686.

TUTTLE, O.F. e BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $LAkSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geol. Soc. Amer.Memoir 74, 153 p.

VANCE, J.A. - 1969 - On synneusis Contr. Miner. Petrol., 24, 7-29.

VIDAL, J.L. - 1978 - Déformations naturelles des feldspaths et recristallisation dynamique des feldspaths potassiques. Analyse optique et par microscopie electronique, These. Labor. Géol. Pétrol. UPS, Toulouse, 93 p.

WHITNEY, J.A. - 1975 - The effects of pressure, temperature and H_2O on phase assemblage in four synthetic rocks compositions. Jour. Geol., 83, 1-31.

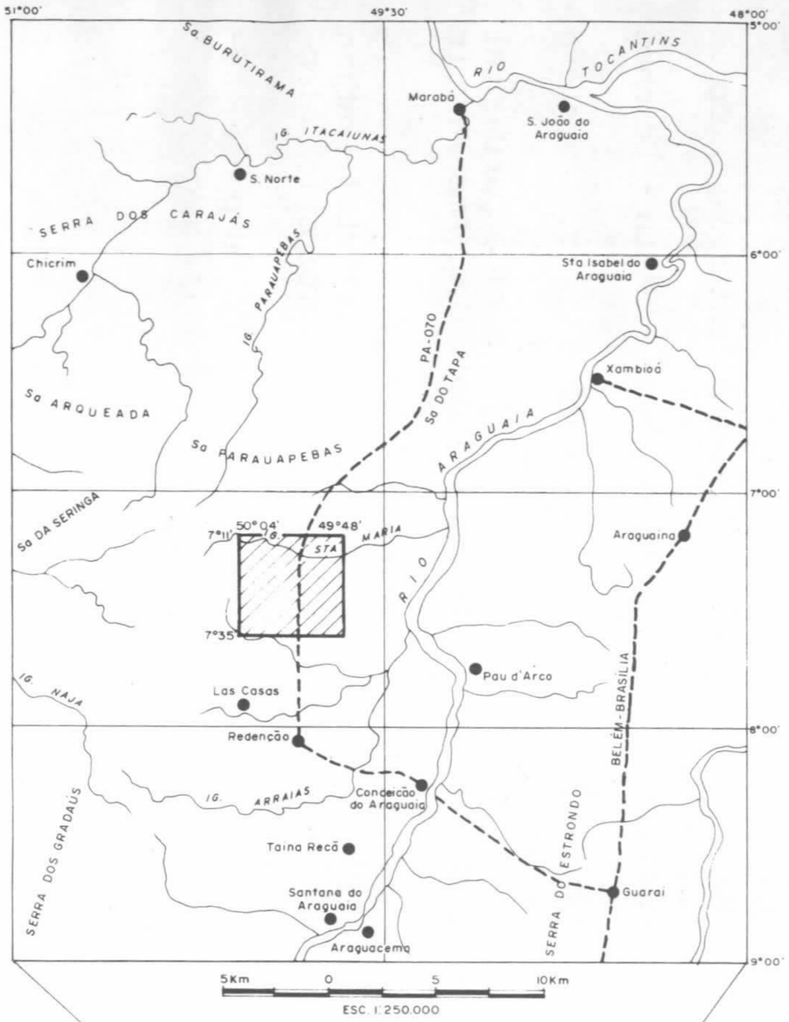
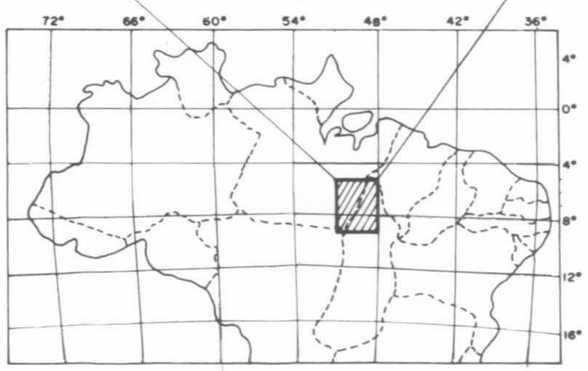


FIG. I - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



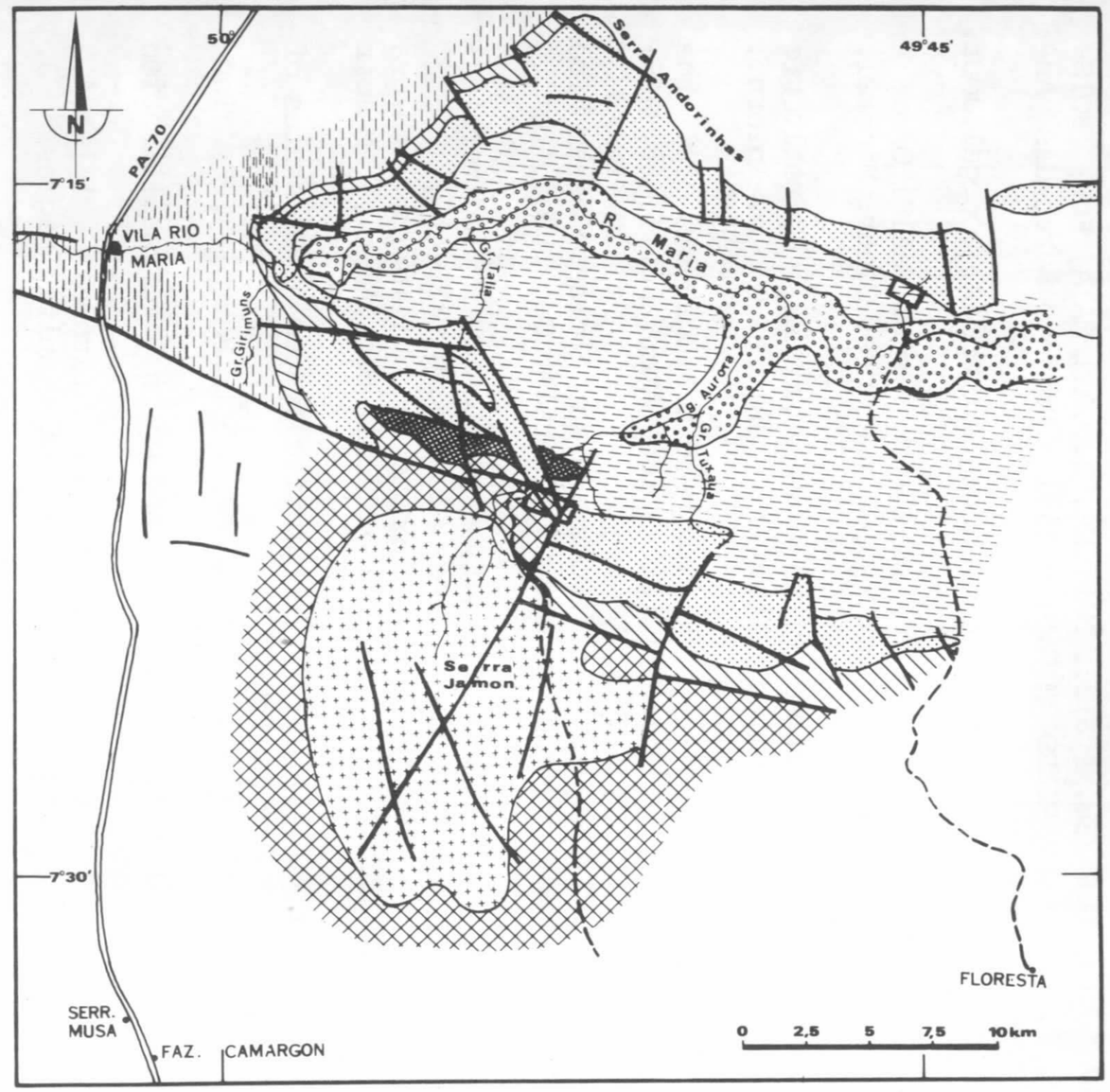


FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO MACIÇO JAMON (DOCEGEO, INÉDITO)

- ALUVIÕES
- DIABÁSIOS
- MACIÇO JAMON
- Sequências Babaçu, Lagoa Seca e Andorinhas
- FILITOS
- QUARTZITOS
- CLORITA XISTOS
- BIOTITA (± CLOR.) XISTOS
- COMPLEXO XINGU
- DRENAGEM
- CONTATO GEOLÓGICO
- FALHA
- ESTRADA
- PICADA OU ESTRADA RUDIMENTAR
- ACAMPAMENTO

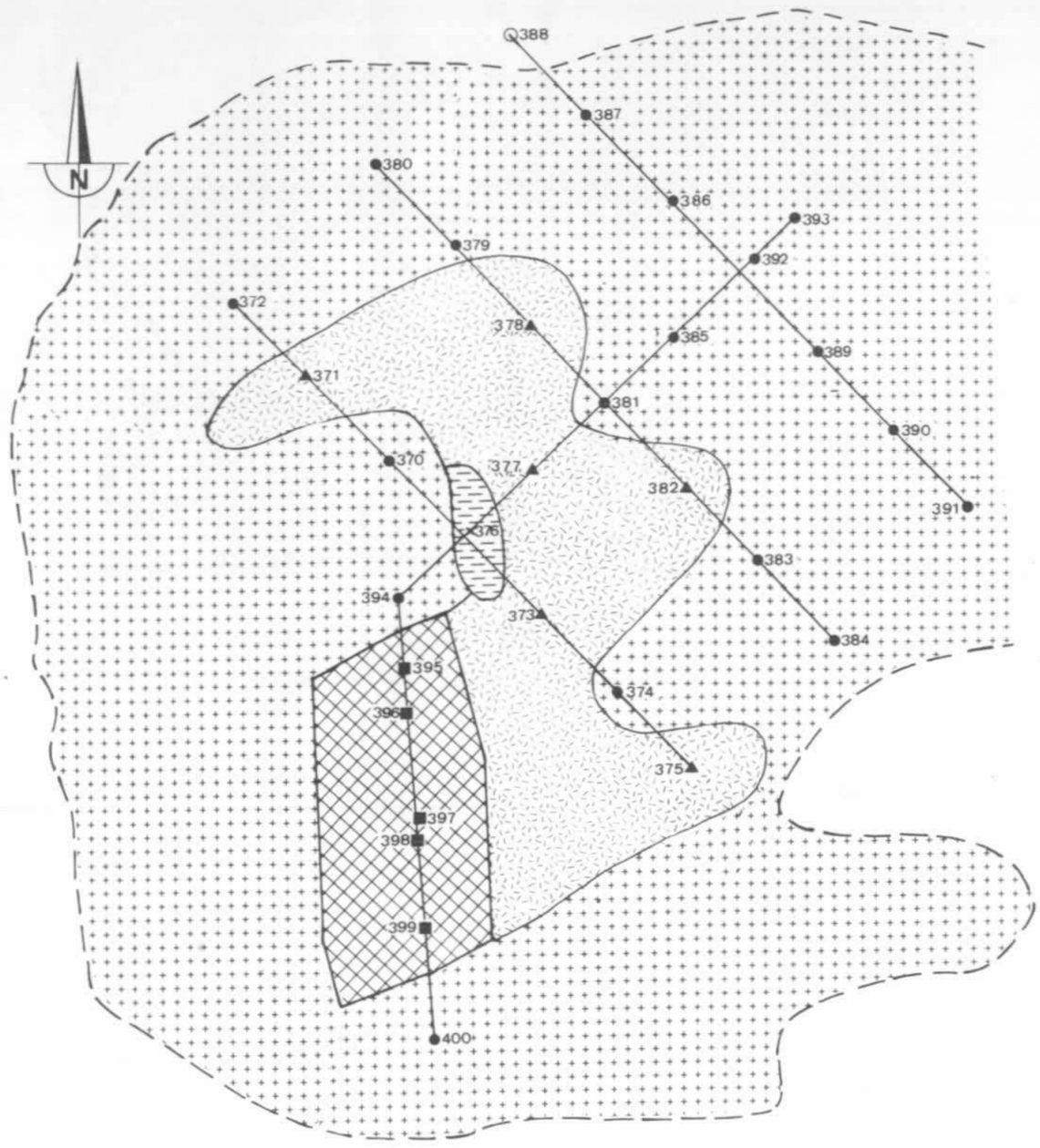


FIGURA 3 - REDE DE AMOSTRAGEM, LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS E DISTRIBUIÇÃO DAS DIFERENTES VARIEDADES DE GRANITOS (MACIÇO JAMON)

CONTATOS ESTIMADOS

LIMITE APROXIMADO DO MACIÇO

GRANITO HETEROGRANULAR (GH)

GRANITO ALASQUÍTICO (GAL)

GRANITO EQUIGRANULAR (GE)

MICROGRANITO (MG)

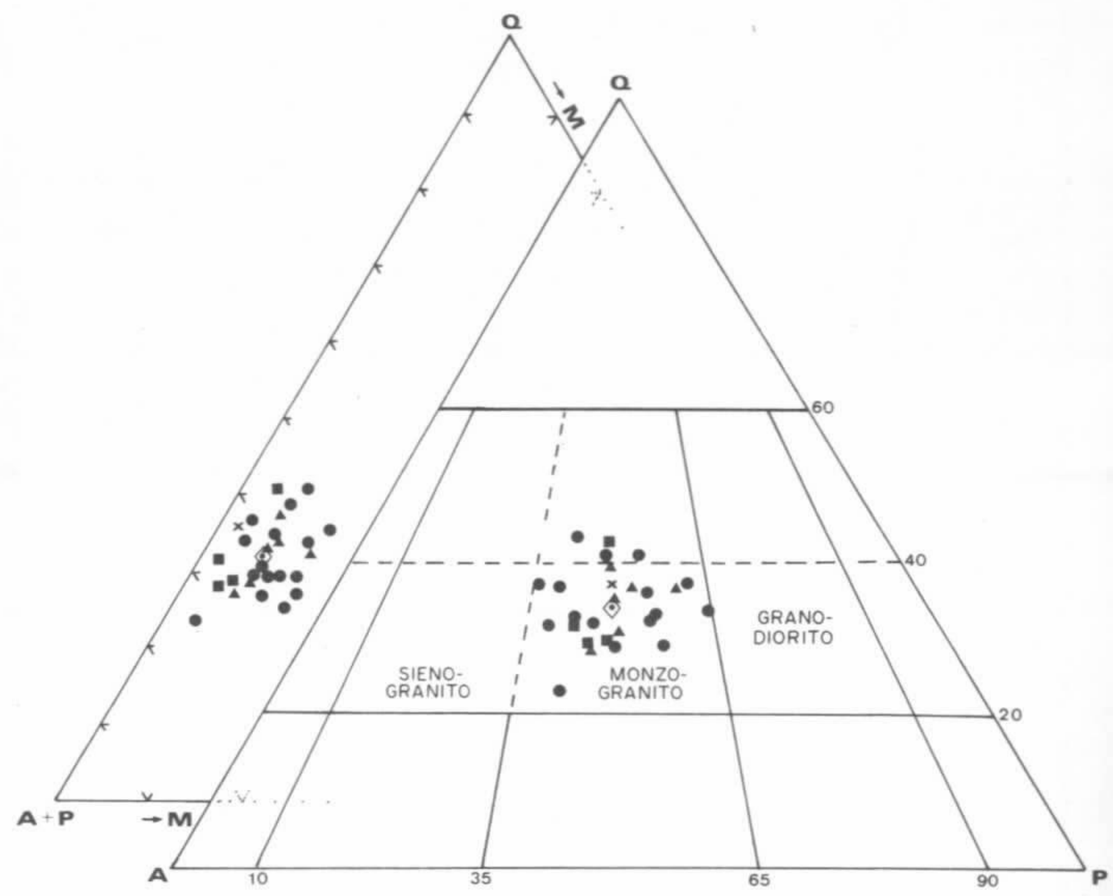


FIGURA 4 - DIAGRAMA Q-A-P E Q-(A+P)-M (STRECKEISEN, 1976)- MACIÇO JAMON.

GRANITO EQUIGRANULAR (GE)

GRANITO HETEROGRANULAR (GH)

MICROGRANITO (MG)

X GRANITO ALASQUÍTICO (GAL)

MÉDIA GERAL

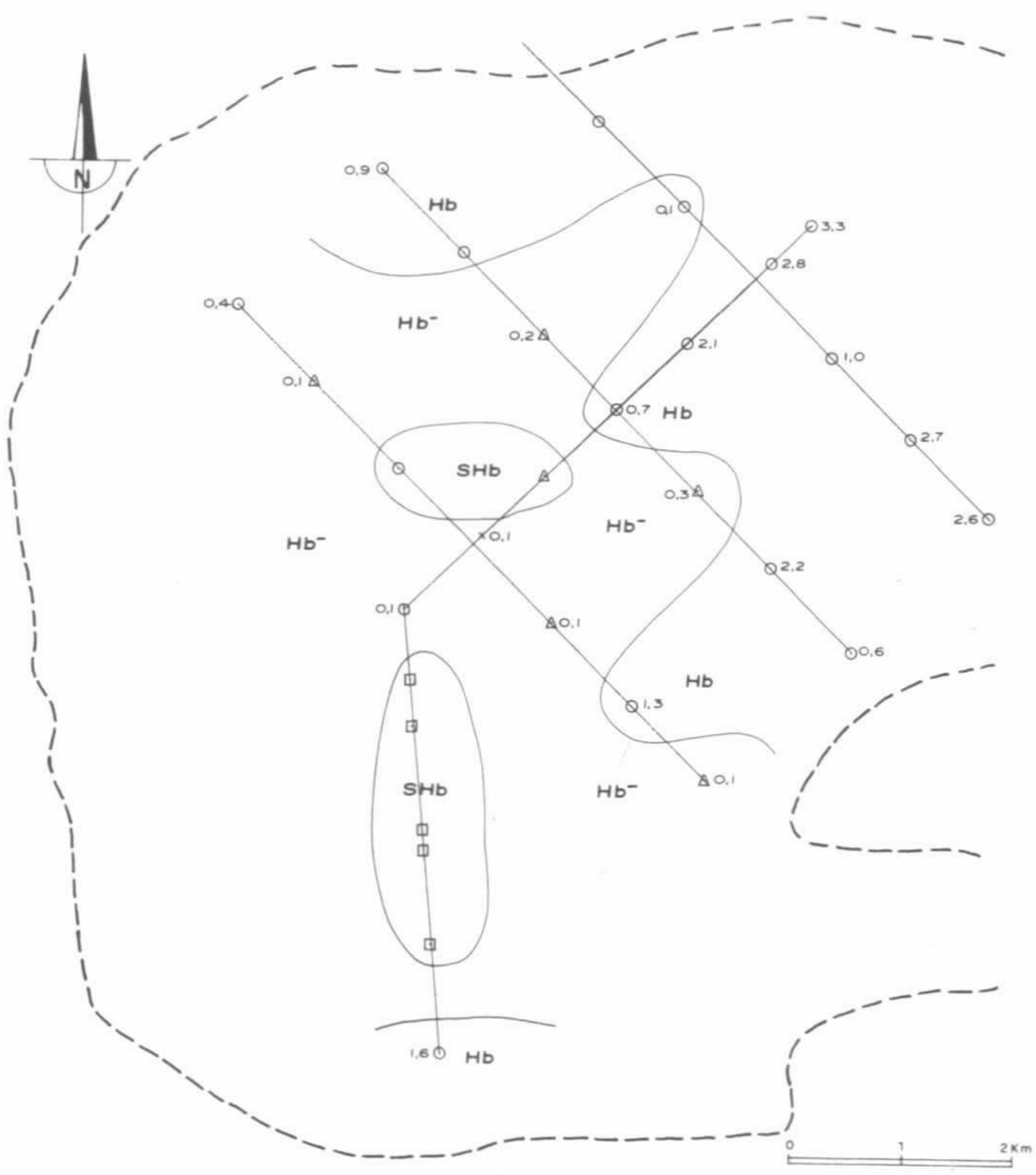


FIGURA 5 - DISTRIBUIÇÃO DA HORNBLENDA - MACIÇO JAMON. Hb>0,50%; Hb⁻<0,50%; SHb=SEM HORNBLENDA (Os números indicam as percentagens obtidas nas análises modais)

O GRANITOS EQUIGRANULARES (GE)

Δ GRANITOS HETEROGRANULARES (GH)

□ MICROGRANITOS (MG)

X GRANITO ALASQUÍTICO (GAL)

TABELA 1 - COMPOSIÇÕES MODAIS MÉDIAS DAS DIVERSAS VARIEDADES DE GRANITO (MACIÇO JAMON)

VARIEDADES / MINERAIS	GRANITO EQUIGR.-GE 16 AM	GRANITO HETER.-GH 6 AM	MICROGRANITO - MG 4 AM	GRANITO ALASQ.-GAL 1 AM	MÉDIA GERAL 27 AM
QUARTZO	31,42	31,87	31,99	35,9	31,84
MICROCLÍNIO	31,43	30,53	35,10	32,5	31,80
PLAGIOCLÁSIO	29,17	30,58	29,30	30,1	29,53
BIOTITA	4,52	4,67	0,87	0,2	3,85
ANFIBÓLIO	1,39	0,12	Nul	Tr.	0,85
CLORITA	0,25	0,70	1,51	0,1	0,51
OPACOS	0,86	0,75	0,61	0,7	0,79
TITANITA	0,48	0,35	0,10	0,4	0,39
OUTROS MINERAIS	0,41	0,48	0,52	0,2	0,42
Nº DE PONTOS	1941	1997	1992	1810	1957
FÉLSICOS	92,12	92,98	96,40	98,5	93,17
MÁFICOS	7,88	7,02	3,60	1,5	6,82
BIOTITA + CLORITA	4,75	5,35	2,37	0,3	4,36
ACESSÓRIOS	1,75	1,60	1,23	1,2	1,62
A 100%					
QUARTZO	34,25	34,33	33,19	36,5	34,18
MICROCLÍNIO	34,03	32,80	36,40	33,0	34,06
PLAGIOCLÁSIO	31,73	32,92	30,42	30,5	31,76
MICROCL.+PLAGIOCL.	60,58	61,10	64,41	62,6	61,33

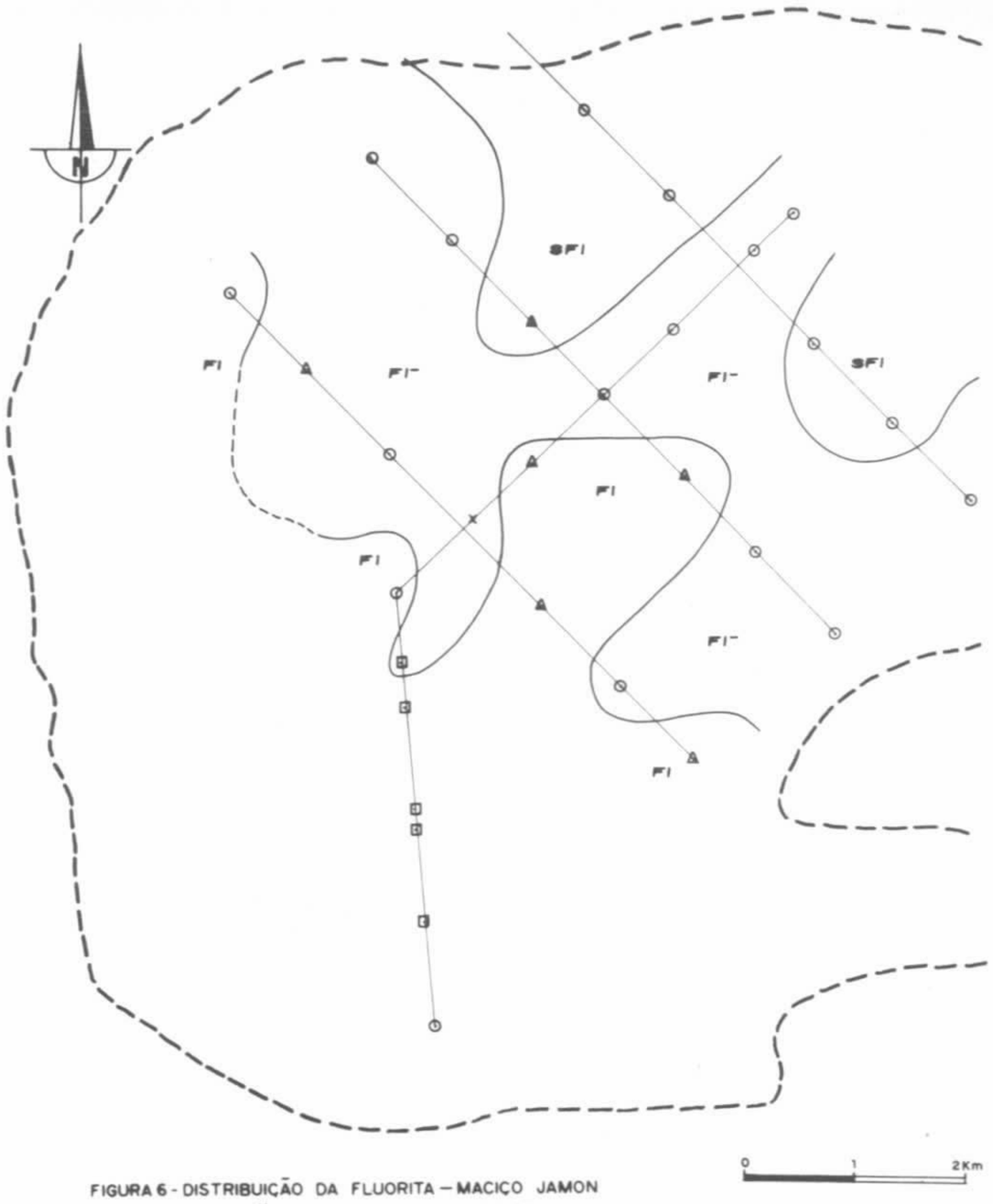


FIGURA 6 - DISTRIBUIÇÃO DA FLUORITA – MACIÇO JAMON
FI=FREQÜENTE ; FI⁻=RARA ; SFI=AUSENTE

⊙ GRANITOS EQUIGRANULARES (GE)
Δ GRANITOS HETEROGRANULARES (GH)
⊡ MICROGRANITOS (MG)
X GRANITO ALASQUÍTICO (GAL)

FIG. 7 - ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITOS EQUIGRANULARES (GE) DO MACIÇO JAMON. (OS TRAÇOS HORIZONTAIS SEPARAM OS ESTÁGIOS MAGMÁTICO E TARDI-MAGMÁTICO; OS MINERAIS ENTRE PARÊNTESES SÃO RAROS OU, POR VEZES, AUSENTES; OS TRAÇOS VERTICAIS INDICAM O DESEQUILÍBRIO PASSAGEIRO DO QUARTZO EM CERTAS AMOSTRAS.

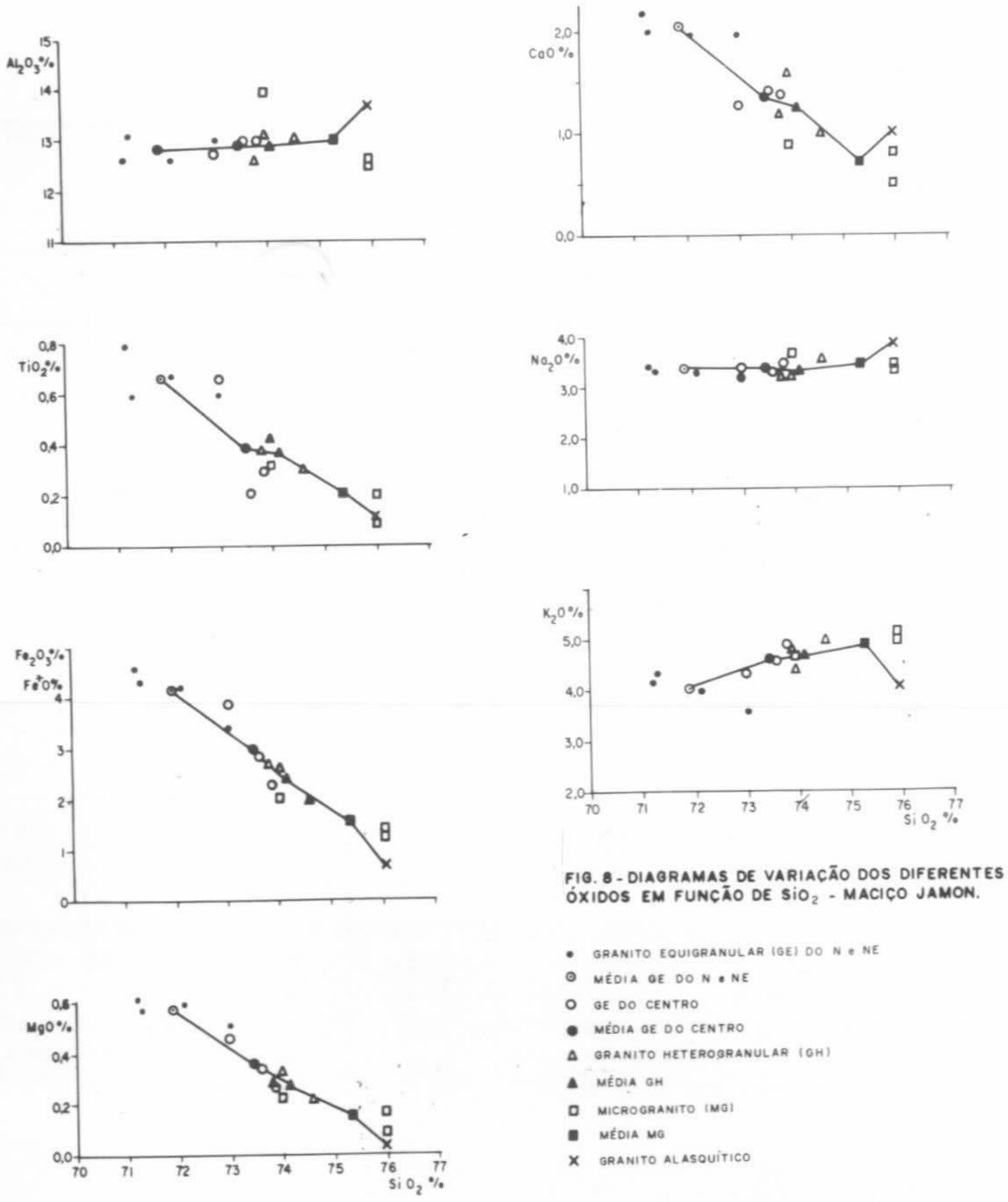


FIG. 8 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DOS DIFERENTES ÓXIDOS EM FUNÇÃO DE SiO_2 - MACIÇO JAMON.

- • GRANITO EQUIGRANULAR (GE) DO N e NE
- ⊙ MÉDIA GE DO N e NE
- ○ GE DO CENTRO
- ● MÉDIA GE DO CENTRO
- Δ GRANITO HETEROGRANULAR (GH)
- ▲ MÉDIA GH
- □ MICROGRANITO (MG)
- ■ MÉDIA MG
- X GRANITO ALASQUÍTICO

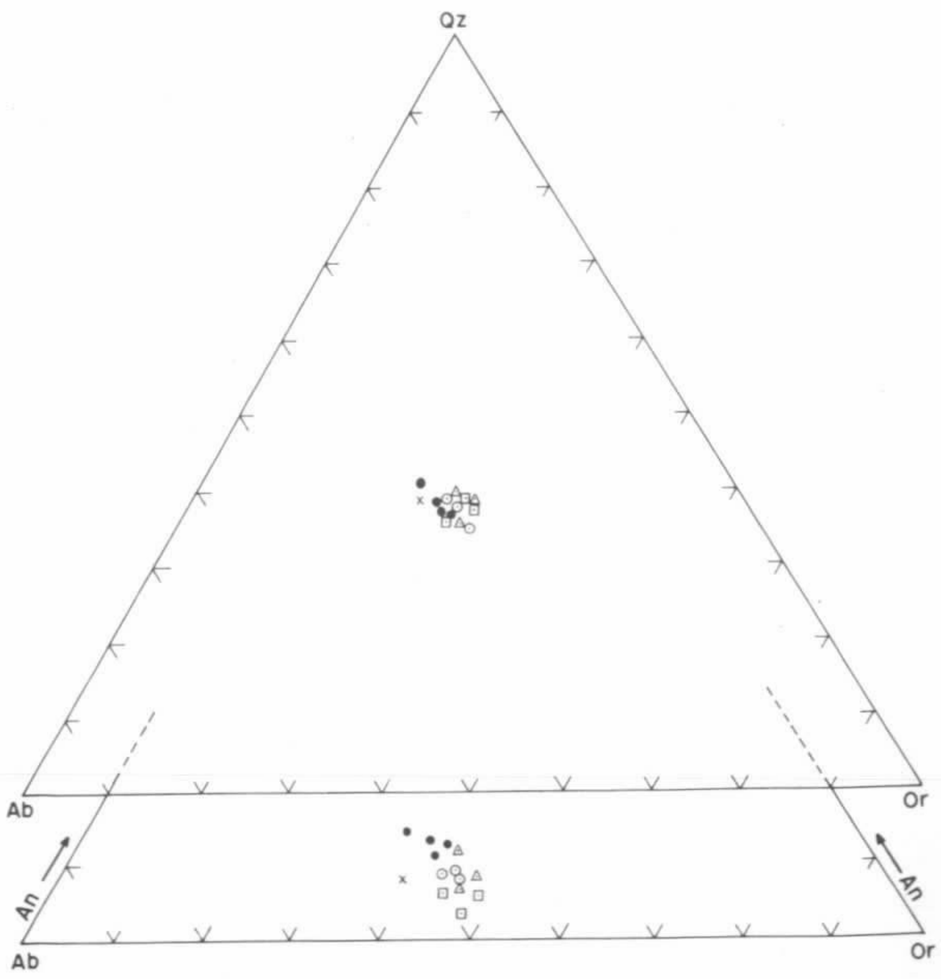


FIGURA 9 - DIAGRAMAS Qz-Ab-Or E Ab-Or-An NORMATIVOS, MACIÇO JAMON

- • Granito equigranular (GE) do Norte e NE
- ⊙ GE do Centro
- Δ Granito Heterogranular (GH)
- ⊡ Micogranito (MG)
- x Granito Alasquítico (GAL)

TABELA 2 - Análises químicas dos granitos equigranulares (GE) do Maciço Jamon

AMOSTRAS / ÓXIDOS	NORTE - NORDESTE					CENTRO				MÉDIA GERAL
	AU - 383	AU - 385	AU - 391	AU- 393	MÉDIA	AU - 370	AU - 374	AU - 394	MÉDIA	
SiO_2	71,30	73,00	72,10	71,20	71,90	73,59	73,02	73,86	73,49	72,58
TiO_2	0,60	0,60	0,68	0,80	0,67	0,21	0,67	0,30	0,39	0,55
Al_2O_3	13,10	13,00	12,60	12,63	12,83	12,95	12,74	13,00	12,90	12,86
Fe_2O_3	3,50	1,70	2,23	2,58	2,50	1,40	2,17	1,12	1,56	2,10
FeO	0,86	1,72	2,01	2,00	1,67	1,44	1,72	1,15	1,44	1,57
MgO	0,58	0,52	0,60	0,62	0,58	0,35	0,46	0,27	0,36	0,49
MnO	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,05	0,08	0,04	0,06	0,07
CaO	2,05	2,00	2,00	2,23	2,07	1,41	1,31	1,40	1,37	1,77
Na_2O	3,34	3,42	3,34	3,42	3,38	3,34	3,38	3,51	3,41	3,39
K_2O	4,40	3,60	4,00	4,21	4,05	4,58	4,33	4,90	4,60	4,29
P_2O_5	0,21	0,20	0,20	0,28	0,22	0,20	0,20	0,10	0,17	0,20
H_2O	0,83	0,73	0,83	0,87	0,82	0,75	0,88	0,74	0,79	0,80
TOTAL	100,85	100,56	100,67	101,01	100,77	100,27	100,96	100,39	100,54	100,67

TABELA 3 - Análises químicas dos granitos heterogranulares (GH), microgranulitos (MG) e granito alasquítico (GAL) do Maciço Jamon

VARIEDADES	GRANITOS HETEROGRANULARES - GH				MICROGRANITOS - MG				GRANITO ALASQUÍTICO-GAL
AMOSTRAS / OXIDOS	AU - 371	AU - 375	AU - 377	MÉDIA	AU - 395	AU - 396	AU - 397	MÉDIA	AU - 376
SiO_2	74,02	73,78	74,60	74,13	73,98	76,00	76,00	75,33	75,97
TiO_2	0,43	0,38	0,30	0,37	0,32	0,10	0,20	0,21	0,10
Al_2O_3	13,06	12,58	13,00	12,88	13,90	12,50	12,60	13,00	13,70
Fe_2O_3	0,87	1,48	1,14	1,16	1,00	0,67	1,00	0,89	0,28
FeO	1,74	1,19	0,82	1,25	1,00	0,57	0,36	0,64	0,38
MgO	0,33	0,29	0,22	0,28	0,23	0,09	0,17	0,16	0,04
MnO	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01
CaO	1,60	1,20	1,01	1,27	0,92	0,80	0,48	0,73	1,00
Na_2O	3,22	3,18	3,55	3,32	3,67	3,34	3,38	3,46	3,87
K_2O	4,41	4,78	4,98	4,72	4,69	5,08	5,00	4,92	4,06
P_2O_5	0,11	0,11	0,07	0,10	0,08	0,04	0,04	0,05	0,01
H_2O	0,95	0,88	0,76	0,86	0,86	0,75	1,01	0,87	0,57
TOTAL	100,80	99,91	100,49	100,39	100,70	99,95	100,26	100,29	99,99

TABELA 4 - NORMAS C.I.P.W. - MACIÇO JAMON

VARIEDADES	GRANITOS EQUIGRANULARES - GE									
	NORTE-NORDESTE					CENTRO				
AMOSTRAS / MINERAIS	AU-393	AU-383	AU-391	AU-385	MÉDIA	AU-374	AU-370	AU-394	MÉDIA	MÉDIA GERAL
Quartzo	30,55	30,59	32,63	34,48	32,26	33,65	33,25	31,66	32,77	32,42
Ortoclásio	24,84	25,99	23,67	21,31	23,94	25,56	27,19	29,05	27,25	25,38
Albita	28,89	28,25	28,30	28,98	28,61	28,57	28,39	29,80	28,92	28,72
Anortita	6,67	7,75	7,59	8,63	7,88	5,19	5,71	5,26	5,70	7,21
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,59	0,42	0,00	0,23	0,00
Diopsídio	2,05	0,81	0,85	0,00	0,75	0,00	0,00	0,87	0,00	0,22
Hiperstênio	1,09	1,07	1,96	2,19	1,14	1,55	2,12	1,01	1,72	1,49
Magnetita	3,74	1,29	3,24	2,47	3,63	3,14	2,04	1,63	2,27	3,05
Hematita	0,00	2,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenita	1,52	1,14	1,29	1,14	1,27	1,27	0,40	0,57	0,74	1,05
Apatita	0,66	0,50	0,47	0,47	0,52	0,47	0,48	0,24	0,40	0,47
Quartzo	33,59	33,04	35,39	36,92	34,80	36,19	35,17	32,98	34,63	34,59
Ortoclásio	27,31	28,07	25,68	22,82	25,83	27,49	28,76	30,36	28,80	27,08
Albita	31,76	30,51	30,70	31,03	30,87	30,73	30,03	31,15	30,56	30,64
Anortita	7,33	8,37	8,23	9,24	8,50	5,58	6,04	5,50	6,02	7,69
Quartzo	36,25	36,06	38,57	40,67	38,04	38,33	37,43	34,91	36,84	37,47
Ortoclásio	29,47	30,64	27,98	25,14	28,23	29,12	30,61	32,13	30,64	29,33
Albita	34,28	33,30	33,45	34,19	33,73	32,55	31,96	32,96	32,52	33,19
Ortoclásio	41,13	41,93	39,74	36,17	39,62	43,09	44,36	45,31	44,04	41,40
Albita	47,83	45,57	47,52	49,19	47,34	48,16	46,32	46,48	46,74	46,84
Anortita	11,04	12,50	12,74	14,65	13,04	8,75	9,32	8,20	9,21	11,76
Ab/An	4,33	3,65	3,73	3,36	3,63	5,51	4,91	5,67	5,08	3,98
Anx100/Ab+An	18,75	21,53	21,14	22,95	21,59	15,37	16,75	15,01	16,46	20,06

Cont.

cont.

TABELA 4 - NORMAS C.I.P.W. - MACIÇO JAMON

VARIEDADES	GRANITOS HETEROGRANULARES - GH				MICROGRANITOS - MG				GRANITO ALASK.-GAL
AMOSTRAS / MINERAIS	AU-375	AU-371	AU-377	MÉDIA	AU-395	AU-396	AU-397	MÉDIA	AU-376
Quartzo	34,43	34,00	32,62	33,69	32,39	35,52	36,31	34,85	35,81
Ortoclásio	28,52	26,10	29,51	28,02	27,76	30,26	29,77	29,24	24,13
Albita	27,17	27,28	30,12	28,22	31,10	28,49	28,81	29,45	32,94
Anortita	5,29	7,23	4,57	5,67	4,05	3,74	2,14	3,31	4,92
Corindon	0,26	0,34	0,10	0,24	1,31	0,15	0,86	0,78	1,15
Diopsídio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstênio	1,18	2,70	0,69	1,52	1,15	0,58	0,43	0,55	0,42
Magnetita	2,17	1,26	1,66	1,69	1,45	0,98	0,65	1,30	0,41
Hematita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00
Ilmenita	0,73	0,82	0,57	0,71	0,61	0,19	0,38	0,40	0,19
Apatita	0,26	0,26	0,17	0,24	0,19	0,10	0,10	0,12	0,02
Quartzo	36,09	35,94	33,69	35,24	33,99	36,24	37,42	35,98	36,61
Ortoclásio	29,90	27,59	30,48	29,31	29,13	30,87	30,68	30,19	24,67
Albita	28,48	28,83	31,11	29,52	32,64	29,07	29,69	30,41	33,68
Anortita	5,55	7,64	4,72	5,93	4,25	3,82	2,21	3,42	5,03
Quartzo	38,20	38,91	35,36	37,46	35,50	37,68	38,27	37,26	38,56
Ortoclásio	31,65	29,87	31,99	31,16	30,42	32,10	31,37	31,26	25,98
Albita	30,15	31,22	32,65	31,38	34,08	30,22	30,36	31,48	35,47
Ortoclásio	46,77	43,06	45,97	45,26	44,13	48,42	49,03	47,16	38,93
Albita	44,56	45,01	46,92	45,58	49,44	45,59	47,45	47,50	53,14
Anortita	8,67	11,93	7,12	9,16	6,44	5,98	3,52	5,34	7,94
Ab/An	5,13	3,77	6,59	4,98	7,68	7,61	13,43	8,89	6,70
Anx100/Ab+An	16,31	20,95	13,17	16,73	11,52	11,61	6,93	10,11	12,99

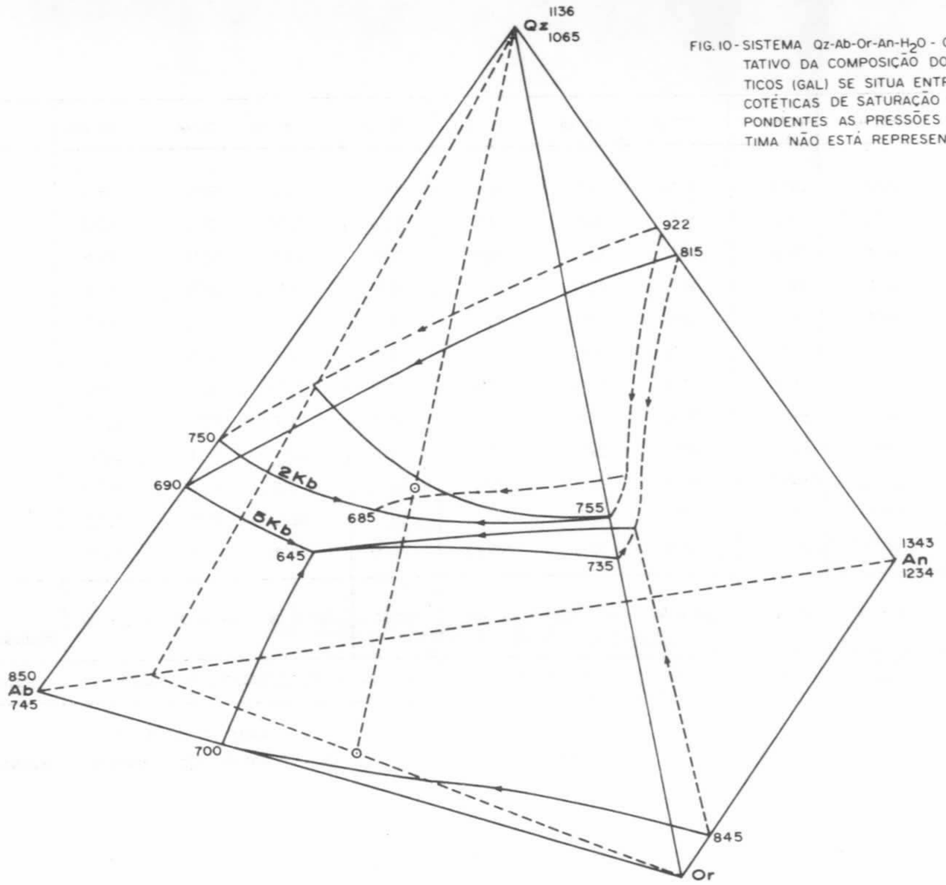


FIG. 10 - SISTEMA Qz-Ab-Or-An-H_2O - O PONTO REPRESENTATIVO DA COMPOSIÇÃO DOS GANITOS ALASQUÍTICOS (GAL) SE SITUA ENTRE AS SUPERFÍCIES COTÉTICAS DE SATURAÇÃO Qz-Pl-H_2O CORRESPONDENTES AS PRESSÕES DE 2 E ±3Kb (A ÚLTIMA NÃO ESTÁ REPRESENTADA NO DIAGRAMA).

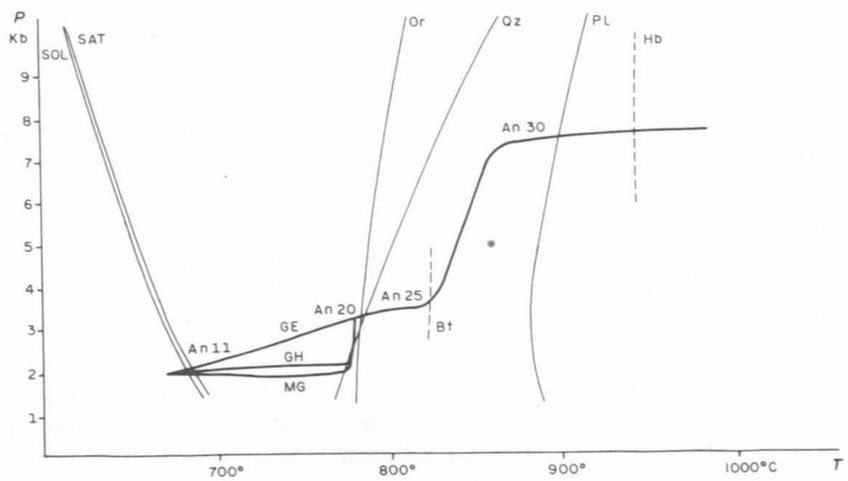
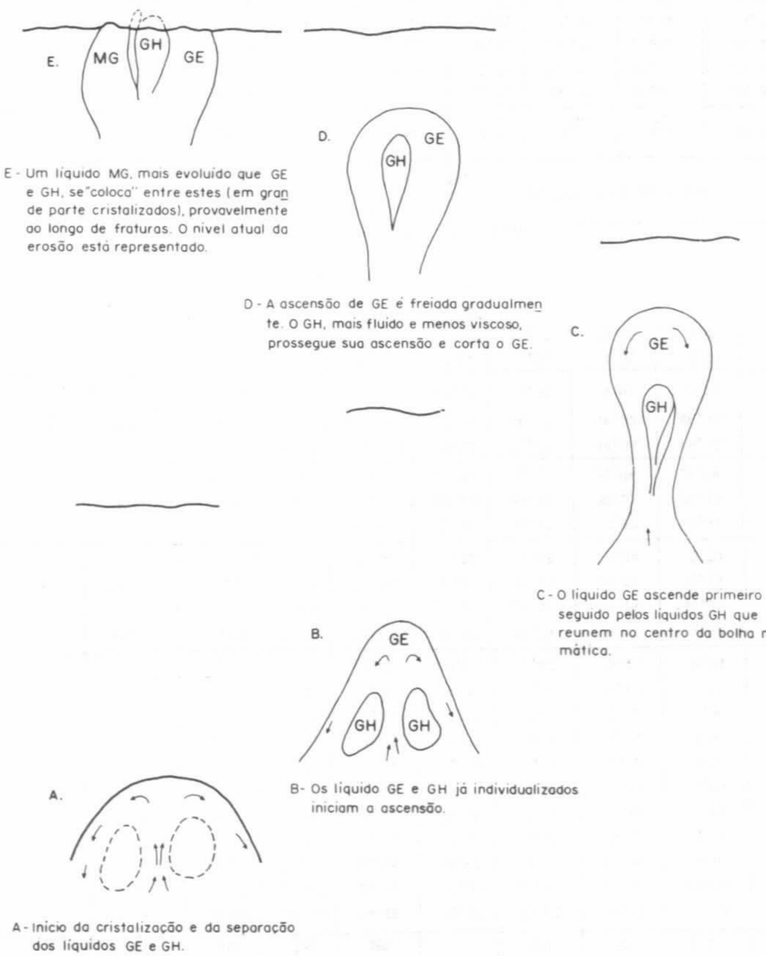


FIG. 11 - PERCURSO DE CRISTALIZAÇÃO DO GRANITO EQUIGRANULAR (GE) EM UM DIAGRAMA P-T. AS CURVAS CORRESPONDEM ÀS INTERSEÇÕES DAS SUPERFÍCIES DE APARECIMENTO DAS DIFERENTES FASES DO DIAGRAMA P-T-X_{H_2O} E DE UM PLANO X_{H_2O}=3%. OS PERCURSOS DE GH E MG SÃO ASSINALADOS DE MODO ESQUEMÁTICO. OS VALORES DA ANORTITA INDICAM A EVOLUÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO AO LONGO DA CRISTALIZAÇÃO E DO "EMPLACEMENT."



E - Um líquido MG, mais evoluído que GE e GH, se "coloca" entre estes (em grande parte cristalizados), provavelmente ao longo de fraturas. O nível atual da erosão está representado.

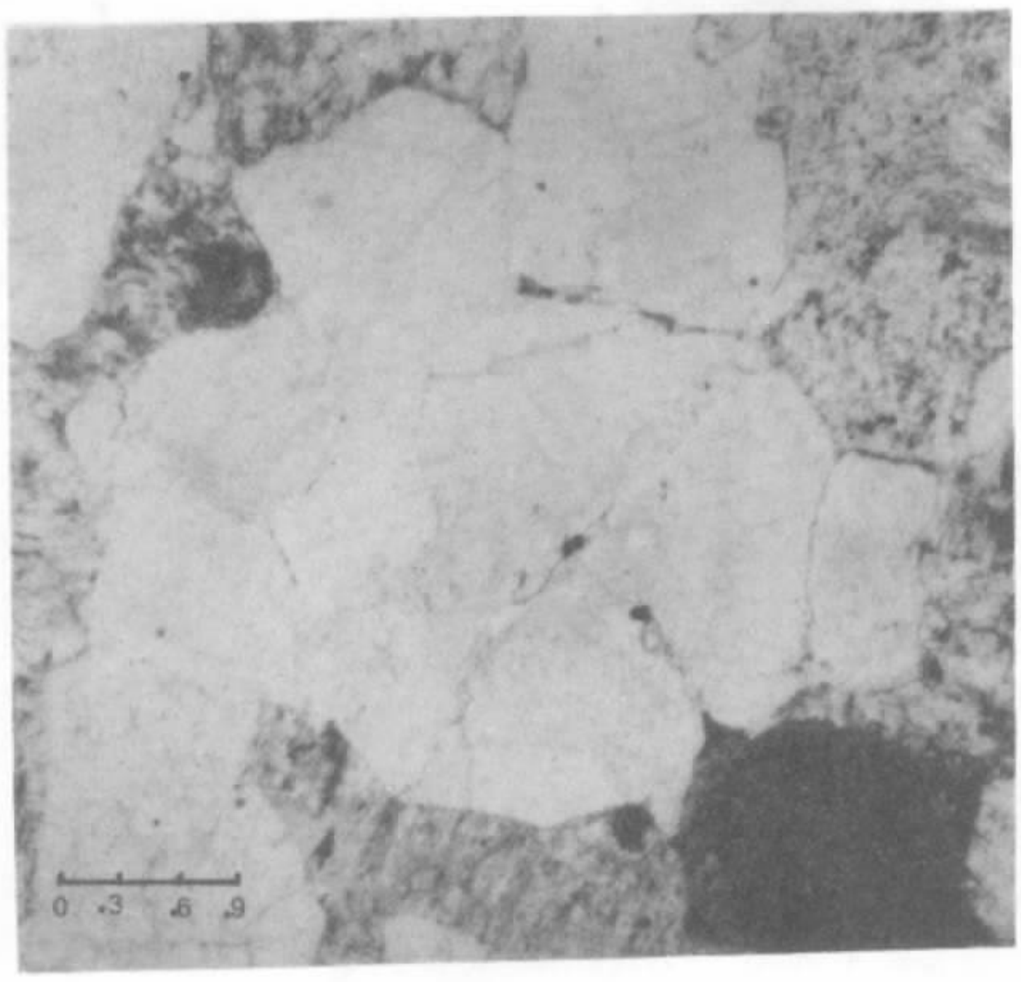
D - A ascensão de GE é freiada gradualmente. O GH, mais fluído e menos viscoso, prossegue sua ascensão e corta o GE.

C - O líquido GE ascende primeiro e é seguido pelos líquidos GH que se reunem no centro da bolha magmática.

B - Os líquido GE e GH já individualizados iniciam a ascensão.

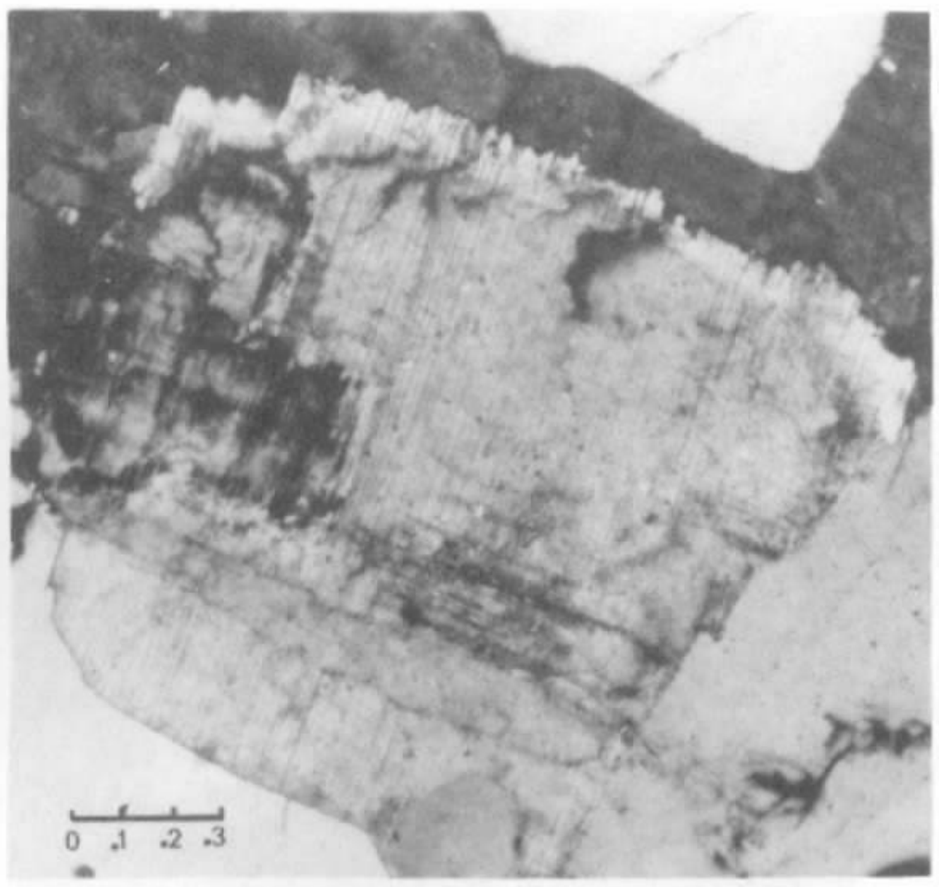
A - Início da cristalização e da separação dos líquidos GE e GH.

FIG. 12 - ESQUEMA DE DIFERENCIAÇÃO E "EMPLACEMENT" - MACIÇO JAMON.

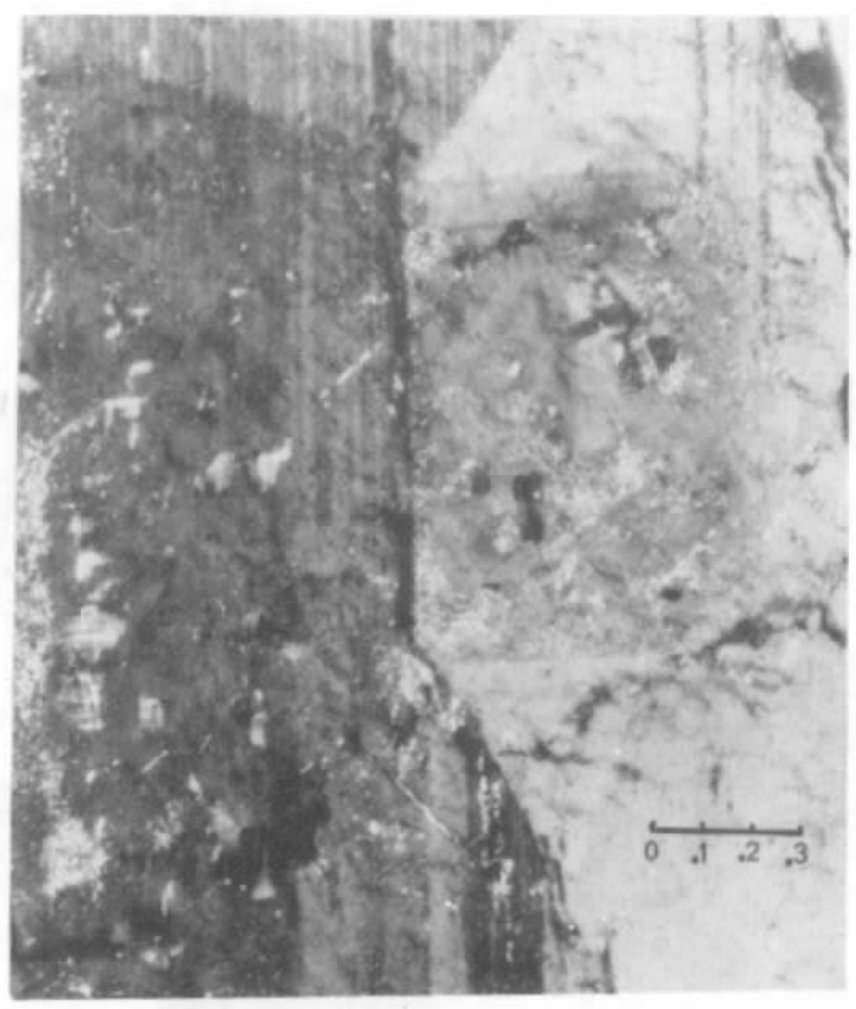


FOTOM.1- Qz 1-subautomorfo a automorfo fraturado e talvez, algo corroído -associado a Fk e Pl(GE;LN; escala em décimos de milímetros, válida para todas as fotomicrografias).

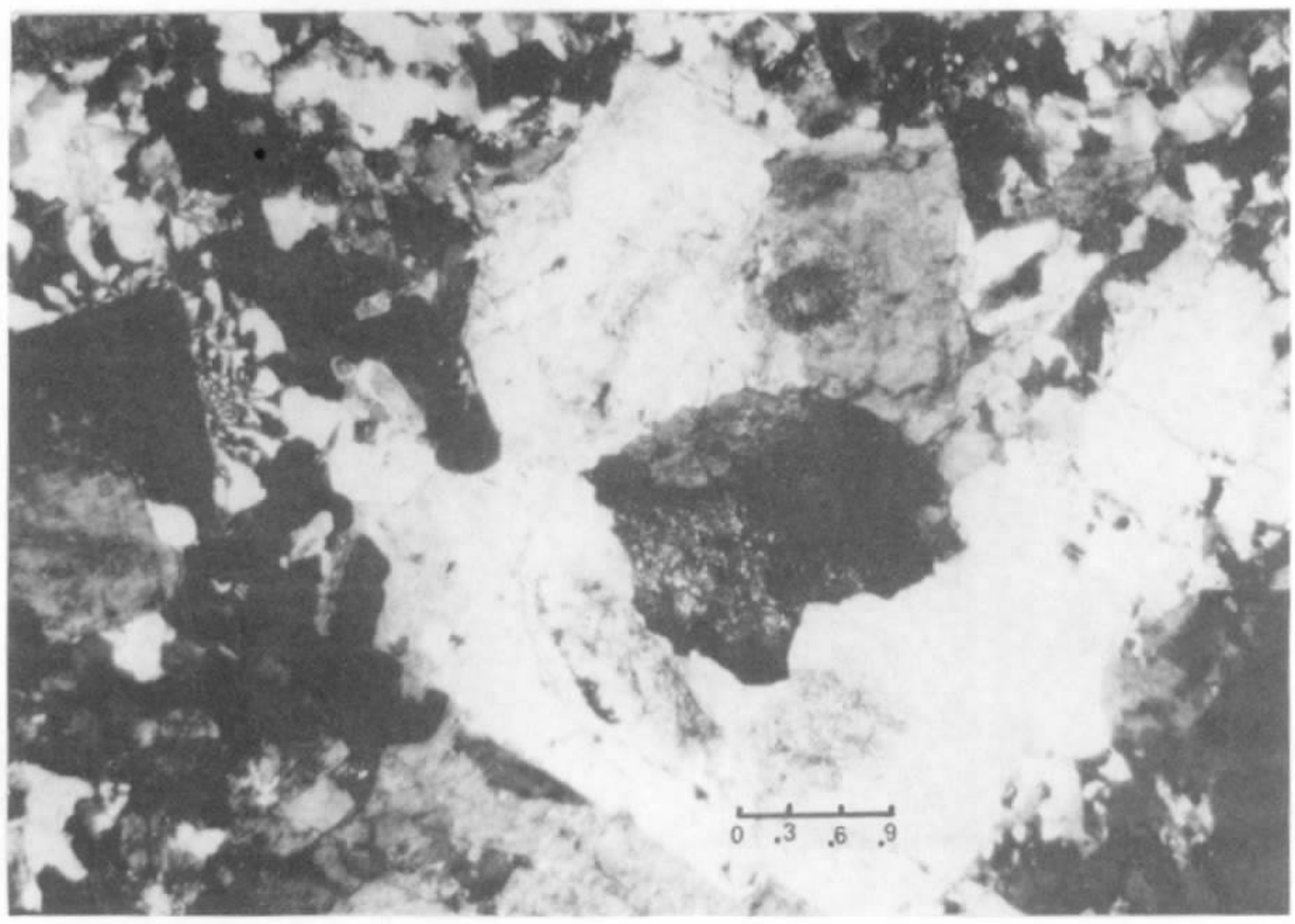
FOTOM. 2 - Bi associada a Qz4, que engloba grãos de Hb (centro da foto) (GE;LN).



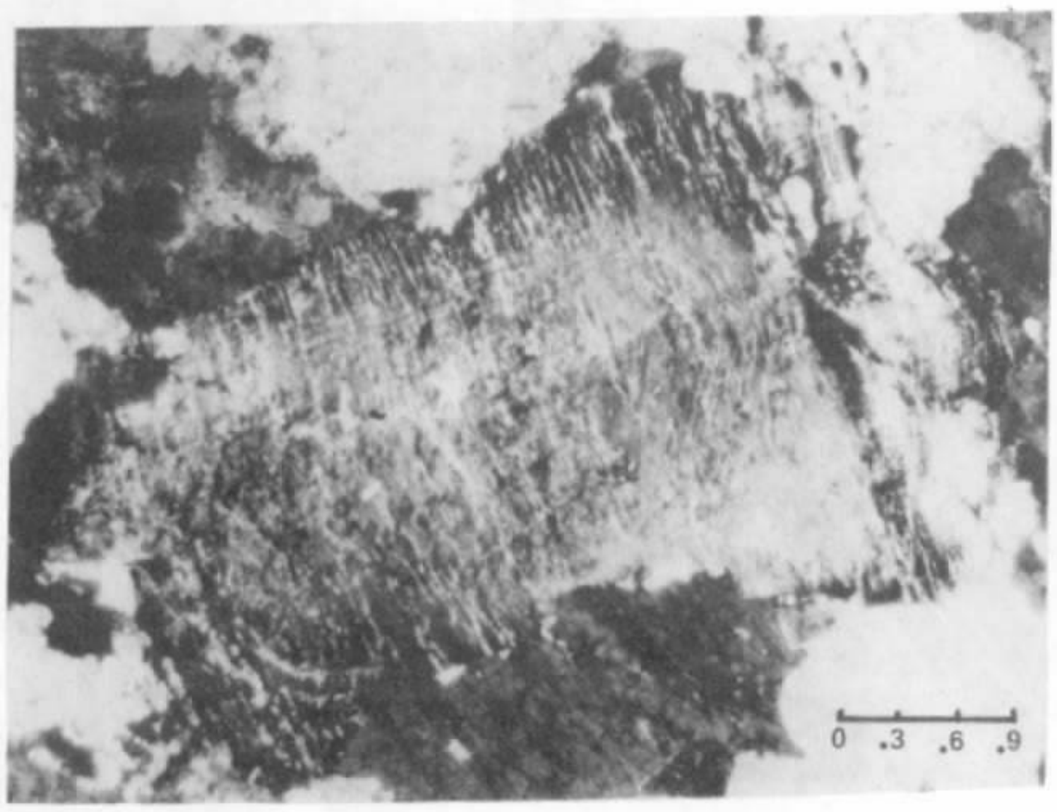
FOTOM. 3 - Cristal de Pl fortemente corroído (lado esquerdo) com o Fk cristalizando no espaço deixado por ele. Observa-se, ainda, o desenvolvimento de auréola albítica + mirmequita no contacto Pl-Fk, auréola esta ausente nos contactos Pl-Qz(GE; NX).



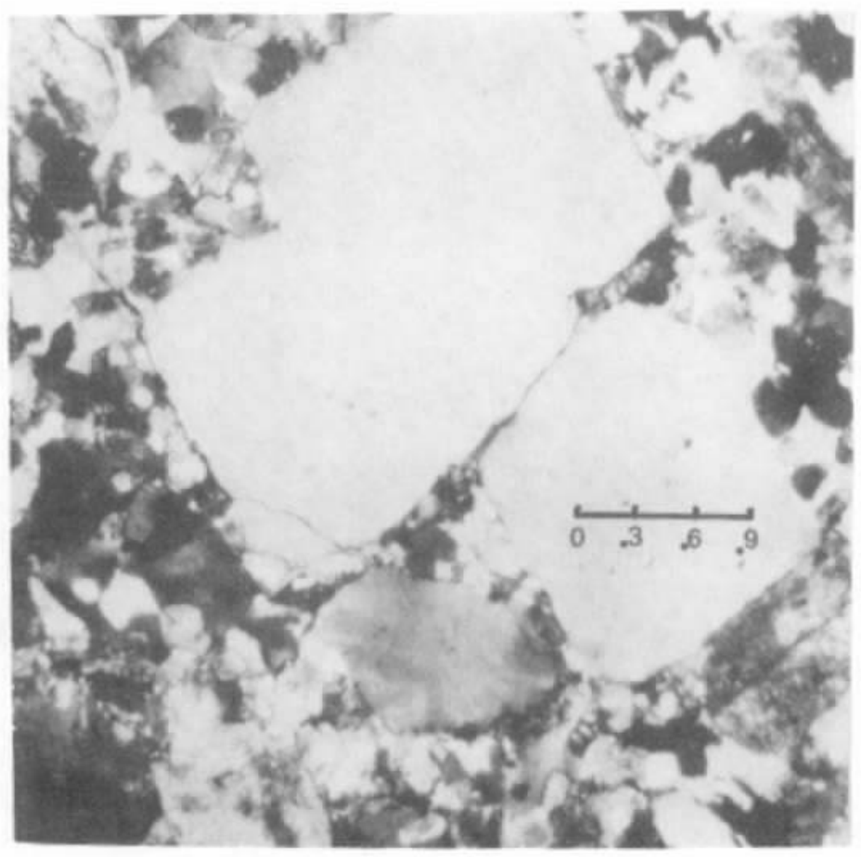
FOTOM. 5 - "Synneusis" entre dois cristais de Pl I , sendo bem evidente o seu contorno primitivo(automorfo no momento da união)e o crescimento posterior (GE; NX).



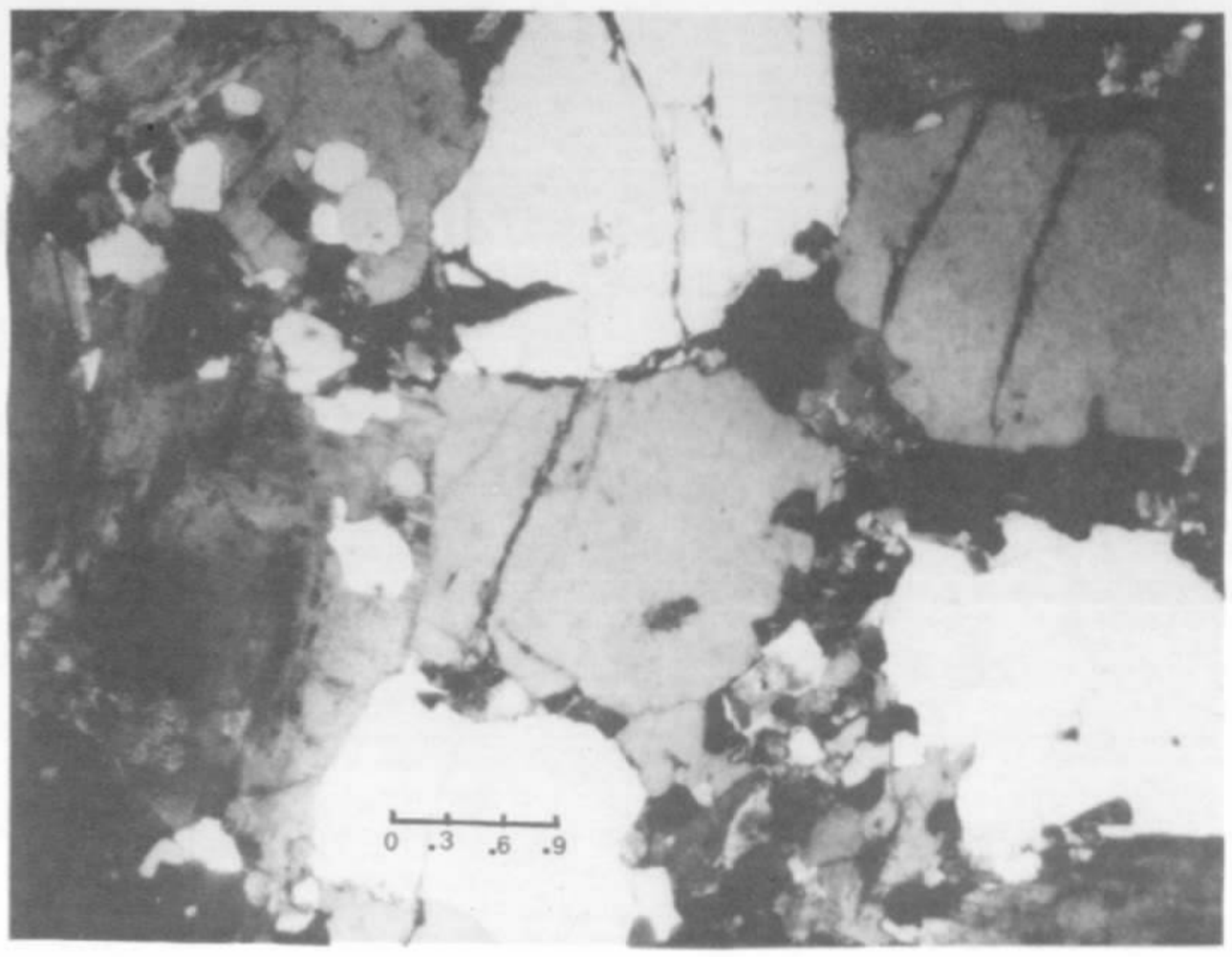
FOTOM. 4 - Agregado de cristais subautomorfos de Pl I, envolvendo Hb, Ap e Op (no centro). Intercrescimento granofírico entre Qz e Fk (à esquerda) e presença de grãos finos da mesóstase no alto (GH; NX).



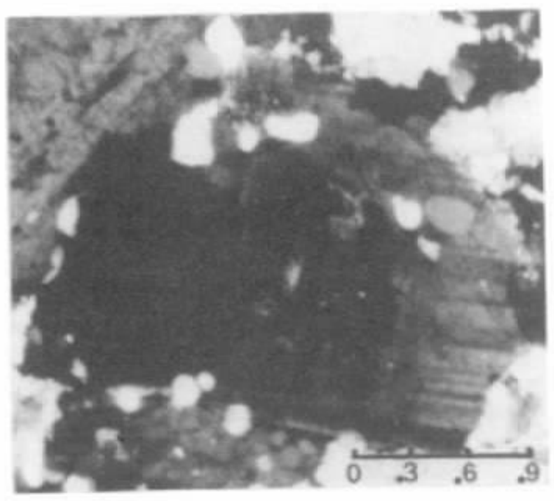
FOTOM. 6 - Fk subautomorfo com zoneamento indicado por bandas concêntricas no interior do cristal e pela variação na densidade das pertitas (GE; NX).



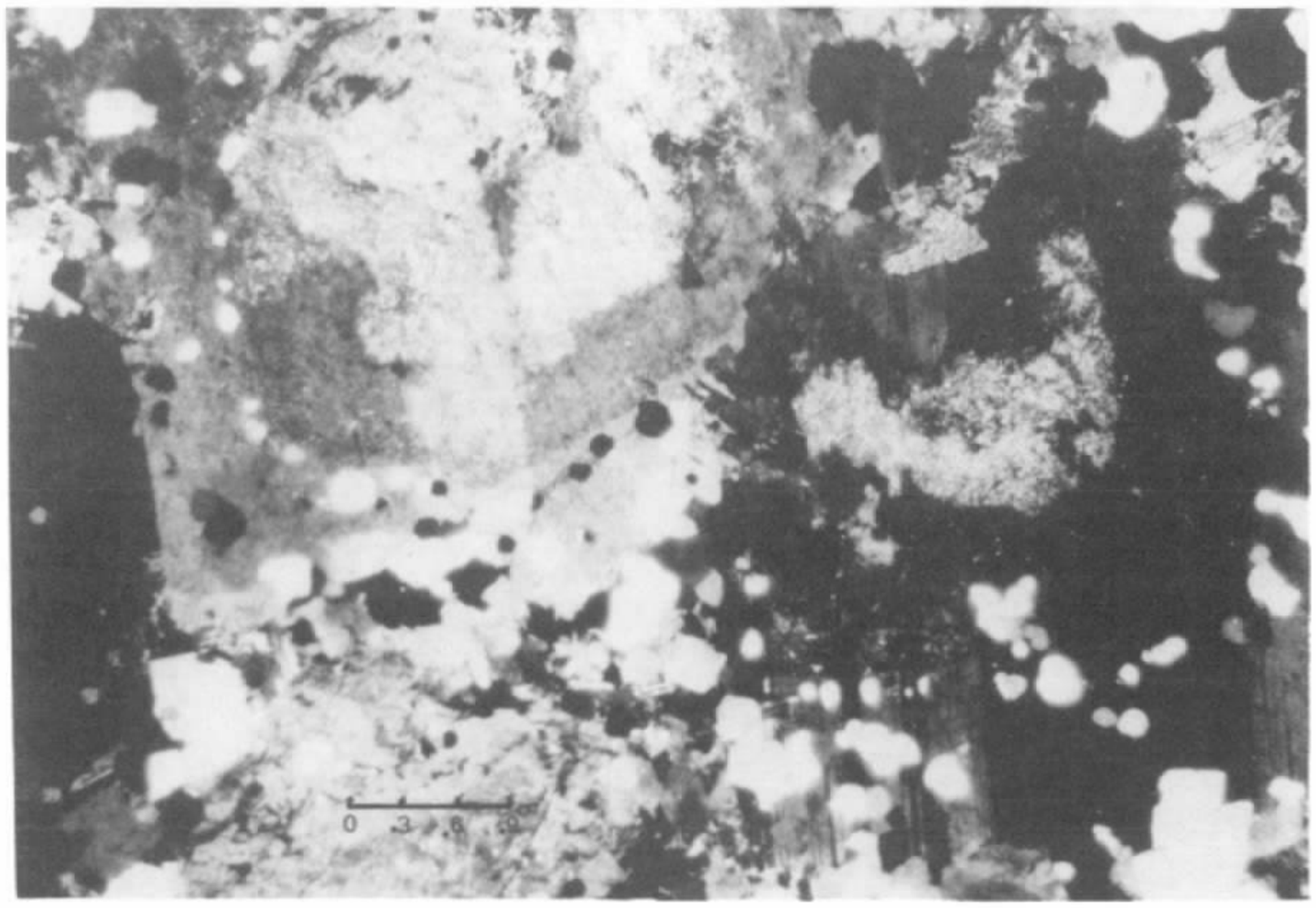
FOTOM.7 - Fenocristal automorfo de Qz, mostrando evidências de corrosão, envolto em uma matriz de granulação fina (GH; NX).



FOTOM. 8 - Diversos cristais milimétricos de Qz apresentando golfos, aparentemente de corrosão (os grãos finos de Qz, Pl e Fk preenchem os interstícios entre esses cristais). À esquerda observa-se o Qz2 - xenomorfo a subautomorfo - incluso no Pl, ora aleatoriamente (no alto), ora limitando-se à zona externa (no centro). (GH; NX).



FOTOM. 9 - Cristais de Pl unidos ("Synneusis") englobando grãos de Qz2 na sua zona externa, que se mostra mais desenvolvida em certas direções (à direita) (GH; NX).



FOTOM. 10 - Vários grãos de Pl associados, observando-se claramente a distribuição zonada das abundantes inclusões de Qz2, limitadas às zonas externas mais sódicas. Nas porções centrais (alteradas) ocorrem inclusões de Op que não são visíveis na foto (GH; NX).

O LITCHFIELDITO BOCA NOVA NO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ ASPECTOS PETROGEOQUÍMICOS E IMPLICAÇÃO ECONÔMICA

Xafi da Silva Jorge João

Orlando José Barros de Araújo

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS -- CPRM/Belém

ABSTRACT An alkaline gneissic body extends for about 3 km in almost continuous outocrops, enclosed in rocks of Precambrian age, which belongs to the Gurupi Group. It is located on the banks of the Guamá River (lat. 01°51'15" S; long. 47°02'04"W) near the village of Boca Nova (Capitão Poço District) in the Pará State. In outcrop it is composed of nepheline syenite (miascitic litchfieldite), whose textural, mineralogical and chemical features suggest an early igneous origin with superimposition of synkinematic isochemical recrystalization during the Brazilian thermotectonic event. A radiometric age data by K/Ar method (biotite) yields 589 + 10 M.Y. Anomalous levels of niobium and zirconium were detected in some rock, soil and stream sediment samples. Petrographic study shows these elements belong to pyrochlore and zircon, respectively. From metallogenetic theoretical concepts, the authors infert the existence of a carbonatitic facies which lends Boca Nova Litchfieldito lithological complexity and some economic perspectives.

1. INTRODUÇÃO Inúmeras descobertas de jazimentos de uma variada gama de minerais de grande interesse econômico, associada às rochas alcalinas, têm despertado a atenção dos geólogos, para essas rochas, volumetricamente insignificantes no contexto crustal. Mais interessante se torna, ainda, quando rochas carbonáticas a elas se associam, traduzindo perspectivas maiores, do ponto de vista metalogenético.

O Projeto Gurupi, criado através do convênio Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, para mapeamento básico, em escala 1:250.000, e executado pela Superintendência Regional de Belém, revelou alguns resultados interessantes, constantes do relatório final, apresentado em 1975, referentes à sua primeira fase. Dentre alguns destes resultados, o autor salienta a ocorrência de uma nefelina sienito, sendo, então, sugerido e aceito, com base na metalogenia das rochas alcalinas, um posterior trabalho de campo, a uma área grosseiramente correspondente a 264 km^2. A dimensão proposta teria sua justificativa pela delimitação de outras estruturas circulares fotointerpretadas e selecionadas para confirmação, no campo, da existência ou não de outros corpos alcalinos. Após tal trabalho, somente foi constatada a ocorrência da localidade denominada Boca Nova.

A base cartográfica utilizada foi a imagem de radar ampliada para a escala 1:100.000, de fraco poder resoluto-interpretativo, dificultando, em grande parte, uma visão mais geral da área em

estudo.

Com o intuito de caracterizar, preliminarmente, as possibilidades econômicas deste metalotético litológico, foi prevista a realização de uma coleta, algo densa, de amostras de sedimento de corrente, concentrados de bateia, solo e rocha. Análises espectrográficas semi-quantitativas para os trinta elementos-padrão, foram efetuadas em amostras de rocha, solo e sedimento ativo de corrente. Análises quantitativas por fluorescência por raios X foram realizadas para rubídio, em amostras de rocha e semi-quantitativa para zircônio em amostras de solo. As concentrações de molibdênio e urânio no Litchfieldito Boca Nova foram obtidas por absorção atômica e cromatografia, respectivamente.

Como se depreenderá do estudo das concentrações dos elementos, alguns valores anômalos serão destacados.

Investigações microscópicas sucintas foram efetuadas, visando caracterizar petrológico-petrograficamente a ocorrência e, discorridas de forma sumarizada, em coerência com a natureza preliminar deste trabalho.

Em decorrência, aspectos geoeconômicos são abordados e algumas conclusões são apresentadas.

Desde a primeira fase da realização do Projeto Gurupi, que alguns valores anômalos em nióbio, zircônio, ítrio, lantânio, bário, estrôncio e berílio vinham sendo destacados nos estudos geoquímicos de sedimentos de corrente da área do Projeto, particularmente, nas bacias dos rios Piriá, Guamá e Gurupi, em determinados trechos dos seus cursos. Esta associação, de característica tipicamente alcalina, era bastante sugestiva da existência de corpos alcalinos.

A ocorrência do nefelina sienito de Boca Nova veio confirmar as anomalias geoquímicas existentes às proximidades desta localidade, tornando razoável a extrapolação da ocorrência de outros corpos de tal natureza, em outros sítios, onde tais anomalias fossem verificadas. Com isto objetivou-se um trabalho de campo nos rios Guamá e Piriá, visando um estudo mais detalhado destas áreas, quanto a outras ocorrências, e possível viabilidade econômica.

Feições consideradas circulares foram delineadas a partir do uso das imagens de radar, sendo algumas selecionadas com base no critério de fácil acessibilidade, incluindo a já conhecida ocorrência de Boca Nova, por sinal, a única feição constatada como um corpo alcalino.

Verificou-se tratarem-se as demais estruturas, fotointerpretadas como circulares, de rochas sedimentares paleozóicas (?), de natureza quartzo arenítica subarcosiana, cujos caracteres geológico-geomorfológicos fogem ao escopo deste trabalho.

Em virtude da comprovação de apenas uma ocorrência de rocha alcalina, dentre as fotointerpretadas, os autores concentraram esforços nesta, procurando obter o máximo de informações que justificasse ou não uma maior atenção ou detalhe posterior.

Considerando a carência, no país, de substâncias minerais cujas maiores concentrações são, comumente, encontradas (ou como é o caso algumas, essencialmente confinadas) nas rochas alcalinas, admitiu-se, como convincente justificativa, a realização do estudo da área, em questão.

Doravante, todas as considerações serão referidas, apenas, ao único corpo alcalino comprovado, dentro da reduzida área de estudo. Como se verá mais adiante, este corpo é representado por um nefelina sienito gnaissóide, do tipo litchfieldito de estágio miascítico, para o qual os autores propõem, neste trabalho, a denominação de Litchfieldito Boca Nova, em função da localidade tipo e da uniforme litologia verificada existir na porção aflorante deste corpo, até que estudos posteriores comprovem uma complexidade litológica. Além do mais, a designação formal, proposta, teve em considera

ção mais a sua mapeabilidade do que a seção tipo.

2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO O Litchfieldito Boca Nova localiza-se à margem direita do médio curso do rio Guamá, na localidade de Boca Nova, do município de Capitão Poço, no Estado do Pará. Pertence à área da Folha SA.23-V-C-V, e, a porção aflorante de melhor representatividade tem, como coordenadas, a latitude 01°51'15" S e a longitude de 47°02'45" WGr (fig. 01). O acesso é extremamente fácil, deslocando-se da cidade de Belém, por via rodoviária, até atingir a ocorrência, à margem do rio Guamá, numa distância aproximada de 220 km.

3. GEOLOGIA REGIONAL Várias unidades estratigráficas compõem o quadro geológico regional, no qual, o Litchfieldito Boca Nova não tem, até então, uma posição estratigráfica definida.

A unidade mais inferior é representada por uma associação de tipos litológicos bastante variáveis, em composição e estrutura, sendo denominada de Complexo Basal. É composta, essencialmente de gnaisses migmatíticos de composição granítica a tonalítica, com foliação de direção geral NO-SE. Corpos estruturalmente isótropos ocorrem, localmente, evidenciando focos de mais acentuada mobilização. Anfibolitos ortometamórfitos são frequentes, como encraves, nos gnaisses migmatíticos.

Considerado por vários autores (FRANCISCO et alii, 1971; COSTA et alii, 1975) como de posição estratigráfica imediatamente superior, o Grupo Gurupi acompanha o "trend" de foliação, exibido pelo Complexo Basal. Apresenta-se em faixas alongadas, intensamente dobradas e falhadas. É constituído por metamorfitos de baixo grau, tais como ardósias e filitos avermelhados, quartzitos cinza amarelados, por vezes, piritosos e muscovita-biotita xistos. É frequente a presença de veios de quartzo leitoso aurífero, introduzidos nesta unidade.

De idade e posicionamento estratigráfico incertos e com uma faixa de ocorrência, a Formação Piriá tem suas melhores exposições no médio curso dos rios Piriá e Guamá. É composta por uma associação de siltitos e arenitos micáceos, feldspáticos, geralmente de coloração cinza branca, e grauvacas arcósias cinza esverdeadas.

Inúmeros corpos básicos intrusivos, do tipo diabásio, sob forma de dique, foram posicionados, provisoriamente, no Mesozóico.

Do médio curso do rio Guamá até o alto curso do rio Gurupi, há uma extensa faixa de sedimentos de idade cretácica superior, denominada por MOLNAR & URDININEA (1966), de Formação Itapecuru. É composta por uma associação de arenitos, folhelhos, siltitos, argilitos e calcários margosos.

A Formação Pirabas, de idade terciária, é sotoposta aos sedimentos do Grupo Barreiras e sobreposta, em discordância, à Formação Itapecuru e outras unidades mais antigas.

BIGARELLA & ANDRADE (1964) denominaram Grupo Barreiras a um conjunto de sedimentos inconsolidados, argilosos, síltico e arenosos, bem como folhelhos e arenitos ferruginosos de larga distribuição areal.

A sedimentação quaternária é representada por material colúvio-aluvionar,com predominância de cascalho, areia, silte e argila.

4. ASPECTOS PETROLÓGICOS Na definição do termo rocha alcalina, vários autores o têm utilizado com diferentes significados, DALY (1964 in SORENSEN, H., 1964) emprega-o na descrição de rochas ígneas portadores de feldspatóides. ZAVARITSKY (1955 in SORENSEN, H., 1974) ao caracterizar as rochas alcalinas, enfatiza dados mineralógicos, químicos e tipo de associação natural das rochas, SHAND (1922 in SORENSEN, H., 1974) acentua que nas rochas ígneas mais comuns, os áT

calis estão associados com alumina e sílica para formar feldspato alcalino e mica, segundo proporções moleculares bem estabelecidas. Para justificativa do termo alcalina, então, seria necessário haver, um excesso de álcalis com alumina e/ou sílica deficientes. Isto significa que, simplesmente os teores feldspato alcalino e/ou mica não são suficientes para a denominação de uma rocha como alcalina. Assim, as rochas alcalinas, como definidas por SHAND (op. cit.) podem ser subdivididas em três subgrupos:

1. Sílica saturada ou excessiva com alumina deficiente. As rochas são compostas de álcalis feldspato, piroxênio e/ou anfibólio sódico (álcali-sienito, pantellerito, nordmakito).
2. Alumina saturada ou excessiva com sílica deficiente. As rochas são compostas de feldspato, feldspatóides, micas, hornblenda, augita, corindon, etc... (foiaito, etc).
3. Sílica e alumina deficientes. Os minerais presentes são feldspatóides, piroxênio e/ou anfibólios sódicos, eudialita, álcali-feldspato, etc... (nefelina sienito agpaítico).

O Litchfieldito Boca Nova é caracterizado por um excesso de alumina e deficiência em sílica e composto, mineralogicamente, por álcali feldspato, feldspatóide e mica, como elementos majoritários, em que é marcante a ausência de quartzo, em coerência ao subgrupo do tipo 2.

Aceitando a definição de SHAND, POLANSKY (1949 in SORENSEN, H., 1974) usou termos introduzidos por USSING, FERSMAN e GOLDSCHMIDT (1912, 1929, 1930, in SORENSEN, H., 1974) distinguindo, basicamente, três tipos:

1. Rochas plumazíticas, K + Na > Al: K + Na < 1/6 Si; subalcalina.
2. Rochas miascíticas, K + Na < Al: K + Na > 1/6 Si; alcalina.
3. Rochas agpaíticas, K + Na > Al: K + Na > 1/6 Si;

O Litchfieldito Boca Nova apresenta teor em álcalis (11.20%) inferior ao alumínio (11.99%) e superior a 1/6 do silício (4.41%) (tab. 01), o que o caracteriza, segundo estes parâmetros, como do tipo miascítico.

Tabela nº 01 - Percentagem em peso para alguns elementos maiores (média de 11 amostras) do Litchfieldito Boca Nova.

Si	Al	Mg	Ca	Na	K
26.5	11.99	0.18	0.64	7.51	3.69

Analista: Aureliano Leal Neto - Sociedade Brasileira de Superintendência.

O termo Litchfieldito foi introduzido por BAILEY (1822 in TROGGER, W. E. 1969) para uma variedade de nefelinasienito com composição mineralógica e textura bem características.

O diagrama composicional da figura 02 (ZUBKOV, 1967) foi obtido através do emprego de coordenadas retangulares em que são plotadas a percentagem de sílica na ordenada e a percentagem de álcalis na abcissa. Os tipos de rochas, as análises individuais e o campo das rochas magmáticas estão indicados segundo as convenções estabelecidas.

Como se observa, o corpo alcalino, em questão, tem sua posição fixada no campo do nefelina sienito. Os dados foram utilizados do resultado químico-analítico apresentando na tabela nº 02, na qual estão incluídos os valores normativos correspondentes.

A maneira mais satisfatória de classificar petrologicamente os nefelina sienitos é separá-los nos tipos hyper e sub-so

vus, que são caracterizados, por suas associações minerais de alta e baixa temperatura, respectivamente.

O sistema artificial nefelina-feldspato, como estudado por HAMILTON & MACKENZIE (1965, in EDGAR, 1974), é reproduzido na figura 03, sobre o qual está incluída a composição média dos nefelina sienitos. Considerando que os feldspatos e a nefelina perfazem um total superior a 80% da composição normativa, o estudo experimental do sistema artificial, acima figurado, constitui um bom modelo para o estudo dos nefelina sienitos. Como se observa, a composição do Litchfieldito Boca Nova, é próxima da composição do "minimum melting", sugerindo uma origem ígnea, indicando que o magma provavelmente se originou por cristalização fracionada ou fusão parcial de uma rocha de sítio muito profundo. Estas evidências genéticas são fortemente exacerbadas pelas observações petrográficas, realizadas em várias seções.

Tabela nº 02 - Composição Química e Equivalente Normativo (média de 11 amostras) do Litchfieldito Boca Nova.

S_1O_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
57.00 (0.81)	22.60 (0.96)	0.59 (0.44)	2.00 (0.38)	0.90 (0.51)	0.31 (0.23)	10.13 (0.49)	4.45 (1.00)	0.25 (0.14)

Analista: Aureliano Leal Neto - Sociedade Brasileira de Superintendência.

or	ab	an	cor	ne	di	mt	il	ap	ol
26.6	40.27	1.87	0.64	25.12	1.4	0.92	0.28	0.55	2.43

OBS: Os valores são dados em percentagem.
Os valores entre parênteses correspondem ao desvio padrão.

Os estudos efetuados nos afloramentos mostram uma constante anisotropia estrutural e uniformidade composicional com uma vaga foliação, consequente do alinhamento planar dos cristais de biotita, feldspato e nefelina. Este último mineral ocorre, localmente, como centimétricos fenocristais e/ou formando delgados leitos bem individualizados e dispostos segundo a orientação geral da rocha.

A coloração exibida pela rocha é homogênea, por toda a porção aflorante, em tons cinza esbranquiçado, com pontuações escuras devido a presença de biotita.

A paragênese, relativamente simples e conspicuamente homogênea, é em ordem decrescente de abundância, representada em teores médios (de cinco amostras) por albita (An_{05}) 45,04%), nefelina (29.84%), mesopertita (14.04%), biotita (6.7%), acessórios (zircão e pirocloro) (1.36%), muscovita (2.29%) e calcita (0.36%) (Tabela 03).

Os valores modais e a média de cinco amostras estão plotados sobre o diagrama $NaAlSiO_4$-SiO_4-SiO_2 da figura 04. Os teores de feldspato e nefelina foram ajustados a cem por cento. As composições minerais foram tomadas como $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$ e $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$ para albita, microclina e nefelina, respectivamente.

Uma comparação do corpo alcalino, em questão, é feita com base nas características mineralógicas, com outros nefelina sienitos (Tab. 04), em que é reforçada a sua afinidade miascítica.

Em seção delgada, observa-se ser a rocha tipicamente ine

quigranular (com fenocristais de nefelina imersos em matriz fanerítica finamente granular), leucocrática, do tipo sub-solvus. Apresenta uma textura hipidiomórfica granular com foliação metamórfica, pobremente definida.

A albita é a fase mineral dominante, ocorrendo como cristais hipautomórficos, sempre límpidos e inalterados. Apresenta geminação típica segundo a lei da albita. Por vezes, os planos de geminação estão algo curvados como consequência de efeitos cataclásticos. O seu eixo cristalográfico maior orienta-se segundo uma direção preferencial correspondente a da estrutura penetrativa (foliação). Medidas óticas estatísticas, de acordo com MICHELLEVY (1896 in ROUBAULT, 1963) acusaram valores em torno de An_{05}, o que está em concordância, em ordem de grandeza, com o valor obtido através do cálculo da norma catiônica. Este teor do componente anortita caracteriza a fase albítica existente, na rocha, como pertencente à série dos feldspatos alcalinos, em adesão à subdivisão proposta por WENK (in STRECKEISEN, 1967) na qual o teor de cinco por cento de anortita seria o valor limite para a separação das verdadeiras albitas, daquelas do membro dos plagioclásios (An_{05-28}).

Tabela nº 03 - Análise Modal de 05 Amostras de Litchfieldito Boca Nova (Percentagem em volume).

	JJ-03	JJ-04	JJ-07	JJ-11	JJ-12	Média
(1) ab	57,74	36,32	51,33	38,58	42,85	45,04
(2) ne	19,93	20,75	25,32	40,52	42,70	29,84
(3) or	16,07	32,00	14,44	7,70	-	14,04
bi	5,29	9,22	7,76	2,83	8,38	6,70
(4) ac	0,95	1,71	0,95	2,03	1,19	1,36
musc.	-	-	-	6,49	4,95	2,29
calc.	-	-	-	1,81	-	0,36

(1) de composição Ab_{95}-An_{05}
(2) parcialmente alterada a cancrinita
(3) do tipo pertítico
(4) zircão e pirocloro

O ortoclásio micropertítico é, dos minerais essenciais, o de maior percentual em volume. Ocorre como cristais hipautomorfos, límpidos e inalterados, dispostos, segundo seu eixo cristalográfico maior, em posição paralela à orientação geral exibida pela rocha. Sua concentração é extremamente variável, havendo casos em que é completamente ausente.

A nefelina é uma fase mineral significativa, presente como cristais microcristalinos a centimétricos, hipautomórficos e automórficos, ocorrendo tanto na matriz como em destacados fenocristais, geralmente discerníveis, mesoscopicamente. Os cristais associados à matriz mostram mais acentuada anisotropia estrutural. De um modo geral, todos os grãos apresentam incipiente alteração a cancrinita, principiando ao longo de microfraturas.

A biotita é o mineral máfico de maior significado, apresentando-se como palhetas pouco desenvolvidas. Está orientada, preferencialmente, ao longo do alinhamento penetrativo, em associação aos demais componentes. A sua concentração é algo variável, ocorrendo com uma média de 6.7%, obtida pela análise modal de cinco amostras, como constante da tabela nº 03. A coloração é forte, nos tons marrons, com pleocroísmo intenso característico (Ng-marrom escuro; Np-marrom amarelo).

Muscovita e calcita ocorrem, apenas, em alguns espécimes analisados, a níveis de concentrações subordinadas.

Zircão e pirocloro são os acessórios presentes em todas as amostras analisadas, perfazendo uma média de cerca de 1% em volume.

A textura e mineralogia indicam, para o corpo, uma origem ígnea, emplaçado anterior ou sincronicamente ao evento termotectônico Brasiliano, com as fases minerais cristalizadas a média e alta temperatura. Uma total ausência de processos metassomáticos encontra suporte nas observações microscópicas, que atestam a inexistência de neoformação mineral ou blastese em mais de uma fase. Os cristais de nefelina, como porfiroblastos, estão completamente ausentes de quaisquer inclusões matriciais ou de reminiscências mineralógicas outras que pudessem indicar um crescimento blástico posterior ou processo de substituição metassomática por um aporte sódico nefelizante. Salienta-se, em adição, que o caráter fenoblástico da nefelina, contrastante com os componentes matriciais, poderia a "grosso modo" ser atribuído a uma provável natureza vulcânica ou subvulcânica original, com recristalização isoquímica superimposta durante o evento Brasiliano. O arranjo mútuo dos grãos minerais, como exibido regularmente em todos os espécimes analisados, poderia ser interpretado, por extensão, como reminiscências de uma precoce ou primitiva textura porfirítica, preservada parcialmente da deformação, como consequência das variáveis físico-químicas ambientais, compatíveis com a epizona. A baixa intensidade dessas variáveis não permitiram a destruição do intercrescimento mesopertítico, o qual pode ser considerado como reminiscência ígneo-mineral e mantendo peculiaridades - com relação ao intercrescimento - mais convincentes de uma cristalização eutética do que metassomatose em sistema aberto. A ausência total de fase mineral feldspato-potássica de alta triclinicidade indica alta temperatura e rápida cristalização à época do emplaçamento do corpo alcalino, não se observando sequer efeitos de metassomatose intramagmática quando do estágio pós-magmático. O exame em várias seções delgadas mostra a inexistência de minerais substituídos e substituintes, indicando, em consequência, uma recristalização metamórfica regional isoquímica epizonal. O caráter macroscópico exibido em escala de afloramento, com os minerais finamente granulares a semi-afaníticos, pobremente individualizados e identificáveis, sugere recristalização de uma precoce massa fundamental criptomicrocristalina, compatível com uma natureza vulcâno-subvulcânica. A biotita marrom escura é formada, primariamente, sem influência de qualquer posterior metassomatose potássica que pudesse atuar sobre primitivos cristais de anfibólio.

Destaca-se a marcante invariabilidade químico-composicional que distingue os tipos em questão, como se observa na tabela 02, com desvio padrão indicado. Tal uniformidade é incompatível com transformações metassomáticas envolvendo mobilização de soluções alcalinizantes de caráter aloquímico e, favorece, em contrapartida, a assertiva de uma origem ígnea submetida aos efeitos deformativos do evento Brasiliano e com preservação da homogeneidade composicional.

Em seus aspectos maiores, parece válida a tentativa de correlação do Litchfieldito Boca Nova com o gnaisse alcalino do Complexo Basal Dahomeyan, da porção sudeste de Ghana do continente africano, como abordado por HOLM (1974), encontrando alguns suportes ao se admitir uma provável conexão em época pré-deriva.

5. ASPECTOS GEOQUÍMICOS

5.1 - Dispersão Primária O Litchfieldito Boca Nova é caracterizado por uma deficiência em sílica e excesso de alumina. Como consequência, álcali-feldspato (albita e mesopertita) e nefelina são as fases minerais dominantes. Sua composição química, tal como a dos nefelina sienitos em geral, é muito peculiar. Considerando os teores em SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, FeO e CaO, ocupa um lugar intermediário entre as rochas ácidas e básicas, porém, contém mais alumina e álcá

lis e menos magnésio.

Os nefelina sienitos são usualmente divididos em agapaítos e miascitos, em função do "coeficiente de agapaicidade", como proposto por FERSMAN (op. cit.). O Litchfieldito Boca Nova apresenta um coeficiente de agapaicidade inferior à unidade (0,64), o que caracteriza, conforme demonstrado anteriormente, como do tipo miascítico.

As tabelas nºs 05 e 06 apresentam os resultados analíticos por espectrografia semi-quantitativa, métodos rápidos (absorção atômica, cromatografia e E.I.E.) e fluoescência por raios-X (quantitativa), para a ocorrência de Boca Nova.

Existem minerais que ocupam lugares definidos no processo geoquímico, caracterizando as condições deste processo. Tais minerais, tipomórficos do estágio miascítico, são determinados para o Litchfieldito Boca Nova, constituindo um reflexo de suas peculiaridades químicas. Alguns elementos maiores e traço são considerados para um melhor conhecimento do panorama geoquímico e caracterização do processo de dispersão primária.

Sódio e Potássio: o teor considerável destes elementos resultou na formação de aluminosilicatos (feldspato sódico-potássico tais como as pertitas, albita extremamente pobre no componente anortita, feldspatóide do tipo nefelina, cancrinita e biotita).

Cálcio e Estrôncio: valores extremamente baixos não possibilitaram a formação de minerais que seria de se esperar nesta variedade miascítica. Apenas, cancrinita e calcita são as fases minerais, de esporádica ocorrência, formadas às expensas do cálcio. É sabida a estreita associação do estrôncio com o cálcio, ocorrente nos minerais das rochas, numa relação direta. Assim, o estrôncio, detetado, estaria ligado, provavelmente, por captura, ao feldspato e, em menor grau, na estrutura da calcita.

Ferro: todo o ferro ocorrente participou para a formação da magnetita e biotita. O ferro ferroso predomina sobre o ferro férrico.

Silício e Alumínio: todas as fases minerais principais ou essenciais do Litchfieldito Boca Nova, ou seja, mesopertita, nefelina, albita e biotita contêm consideráveis quantidades de silício, não obstante uma deficiência deste componente tenha existido durante a formação da rocha. Como consequência, feldspatóide do tipo nefelina e feldspatos cristalizaram juntos. O alumínio esteve em quantidades saturadas em relação aos álcalis, não permitindo a cristalização de piroxênios e anfibólios sódicos.

Titânio: ocorre em baixíssimas concentrações (média de 1444, 4 ppm) entretanto, em maior parte, na estrutura da biotita e, contribuindo secundariamente, para a formação de ilmenomagnetita. Uma análise espectrográfica semi-quantitativa da biotita (JJ-76) forneceu teores de cerca de 10.000 ppm.

Zircônio: apresenta uma concentração média de 577,77 ppm, resultando na formação do mineral zircão, que é um acessório abundante nas rochas. A presença desta fase mineral caracteriza o corpo como do tipo miascítico.

Nióbio: os teores de nióbio nos nefelina sienitos, em geral, são extremamente variáveis. O teor médio de 200 ppm, como citado por vários autores, é mais alto do que o apresentado para outros tipos de rochas magmáticas. O teor médio de 233,3 ppm, apresentado para o Litchfieldito Boca Nova, pode ser considerado como compatível. Por tratar-se de uma variedade miascítica, em que os álcalis são defi

cientes em relação a alumina, a entrada isomórfica do nióbio, na estrutura dos minerais titaníferos, segundo esquemas de substituição conhecidos, é pouco favorável. Isto conduz a uma maior concentração do nióbio nos estágios finais do processo magmático e, consequentemente, à formação de uma fase mineral individualizada, o pirocloro. Este, está presente no corpo alcalino em estudo, corroborando sua natureza miascítica.

Berílio: as concentrações (1 ppm), abaixo do limite inferior de deteção do método, reforçam a observação da não existência de minerais de berílio na rocha.

Magnésio: o magnésio ocorre em baixas concentrações (média de 0,31%), não sendo, em geral, um elemento característico dos nefelina sienitos. Juntamente com o manganês, (média de 0,1%) participou, em maior escala, na formação da biotita. Uma análise semi-quantitativa, desta, forneceu teores ao redor de 15.000 ppm e 5.000 ppm para o magnésio e manganês, respectivamente.

Fluor e Rubídio: os teores médios são de 227 ppm e 263 ppm, respectivamente. Praticamente, todo o fluor presente está fixado na biotita que, analisada separadamente, forneceu valor de 2.000 ppm. O rubídio é encontrado como elemento disperso nos minerais essenciais do corpo alcalino, principalmente nos aluminosilicatos. O rubídio é muito similar, em raio iônico e caráter químico, ao potássio, com o qual mostra uma forte coerência. As maiores concentrações de rubídio, no ambiente, verificam-se sob condição de extremo fracionamento, embora, comumente, tais concentrações não permitam a formação de uma fase mineral, em separado. O teor médio deste elemento, no corpo alcalino em questão é de 263 ppm e a relação K/Rb cerca de 137. Estes valores mostram alguma discrepância, quando da comparação com a abundância crustal de 90 ppm (Rb) e de cerca de 230 (K/Rb). O valor menor que 150, apresentado pela relação K/Rb, pode ser considerado anômalo (fora da faixa 150-300), indicando um enriquecimento em rubídio e, consequentemente, um forte fracionamento.

Uma série de outros elementos tais como Ag, As, Au, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, V, W, Y, Zn, Ta e U ocorrem em teores desprezíveis, a maioria dos quais, geralmente, a níveis abaixo do limite inferior de deteção do método analítico, ou mesmo, não detetáveis.

5.2 - Dispersão Secundária Uma coleta algo sistemática de amostras de solo foi realizada no manto intempérico, derivado do corpo alcalino. As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas, principalmente, ao longo dos igarapés que drenam o Litchfieldito.

O procedimento analítico obedeceu aos critérios preestabelecidos pelo LAMIN , sendo as amostras, tanto de solo como de sedimento de corrente, secadas e peneiradas na fração de 80 mesh. A maioria das determinações foi realizada por espectrografia de emissão, em escala semi-quantitativa. Apenas o método por fluoescência por raios X foi utilizado (em solos) na determinação de zircônio, já que a concentração deste elemento ultrapassou o limite superior de deteção do método espectrográfico.

Os resultados analíticos foram inspecionados, selecionando-se os elementos Ba, Cr, Nb e Zr para as amostras de solo, e, Ba, Cr, Nb e Y para as amostras de sedimentos ativos de corrente, objetivando o cálculo de alguns parâmetros estatístico-geoquímicos. Os demais elementos-traço, constantes da análise espectrográfica, padrão, apresentaram pequena faixa de variação (B, Sc e V) e resultados qualificados L e/ou N** (neste último são destacados a Ag, As, Au, Bi, Cd, Sn e W). As concentrações médias e parâmetros estatísticos, para alguns elementos maiores e traço (em ppm), são apresen

tadas para sedimentos de corrente e solo, nas tabelas nº 07 e 08, respectivamente. Na tabela nº 09 estão contidos os parâmetros estatístico-geoquímicos para alguns selecionados elementos-traço correspondentes, apenas, às amostras adequadas para interpretação.

A variação dos resultados compreende os teores mínimos e máximos para cada elemento. Os parâmetros básicos background, alto background, (L_3), anomalias possível (limiar, treshold, L_2) e provável (L_1), foram calculados numericamente.

Tabela nº 09 - Parâmetros estatístico-geoquímicos em solos e sedimentos de corrente.

	ELEMENTO ppm	VARIAÇÃO DOS RESULTADOS	BACK GROUND (MÉDIA)	L_3(1S)	L_2(2S) LIMIAR	L_1(3S)
SOLO	BÁRIO	70-500	148	256	445	-
	CROMO	20-700	57	103	188	-
	NIÓBIO	10-700	35	141	562	-
	ZIRCÔNIO	700-3100	1878	2419	3116	-
SEDIMENTO DE CORRENTE	BÁRIO	30-500	95	151	240	380
	CROMO	10-100	27	47	82	-
	NIÓBIO	5-150	10	20	40	80
	ÍTRIO	10-100	25	56	-	-

5.2.1 - Sedimento de Corrente Os teores de alto background e anômalos de nióbio, nos sedimentos de corrente, caracterizam zonas de captação situadas dentro da área de ocorrência do corpo alcalino. Alguns valores extremamente baixos, em pontos dispersos da área trabalhada, sugerem a não projeção do corpo para rumo norte-nordeste. Como a amostragem foi efetuada, principalmente ao longo do rio Guamá (fig. 05), desconhece-se, ainda, a continuação do corpo para sul.

Exame do bedrock e dos sedimentos indica que todo o nióbio detetado está contido no mineral pirocloro, entretanto, mecanicamente, no sistema de corrente. De um modo geral, os teores anômalos de pequena significância, em termos de valores absolutos, apenas, constatam a presença de litchfieldito, em alguns pontos não aflorantes, bem como apenas reforçam os valores que seriam separados de um substrato alcalino.

Muito poucas amostras apresentaram teores de alto background em cromo. Uma análise visual comparativa, na gama de elementos fornecidos pela espectrografia, mostra que outros elementos de afinidade básico-ultrabásica, tais como: cobre, vanádio, níquel, ferro, estrôncio, magnésio, cálcio e titânio, apresentam valores um pouco elevado. Da mesma forma, outros elementos de afinidade alcalina, tais como nióbio, ítrio e lantânio, acompanham, nestas poucas amostras, um acréscimo em suas concentrações. Tais valores foram obtidos em amostras coletadas no igarapé Açaiteua, cujo bedrock é comprovadamente o corpo alcalino. Considerando a não ocorrência de ultramafitos, na área trabalhada, estas concentrações dos elementos de afinidade básico-ultrabásica estariam, por captura, na estrutura dos minerais biotita e ilmenomagnetita, em localizado enriquecimento, na área de influência do igarapé Açaiteua.

Os valores de alto background para o ítrio, e anômalos para o bário, mostram pouca significância em termos absolutos.

5.2.2 - Solo As amostras de solo foram coletadas em vários poços manuais a intervalos de profundidade de 50 cm e 1,60 m, o primeiro, coincidindo, geralmente, com o topo do horizonte B.

Tabela nº 07 - Concentrações médias e parâmetros estatísticos de alguns elementos maiores e traço (ppm) nos sedimentos de corrente. Resultados analíticos obtidos por Espectrografia de Emissão Semi-quantitativa.

		N	VALORES EXTREMOS	X	S	C
Fe	(0,05)	32	1000-15000	3406,2	2725,5	0,80
Mg	(0,02)	32	200- 1500	584,3	288,4	0,49
Ca	(0,05)	32	250- 1000	289,0	141,2	0,48
Ti	(0,002)	32	1000-10000	7000,0	2622,0	0,37
Mn	(10)	32	70- 500	163,7	81,3	0,49
Ag	(0,5)	32	-	-	-	-
As	(200)	32	-	-	-	-
Au	(10)	32	-	-	-	-
B	(10)	32	100- 500	267,1	105,0	0,39
Ba	(20)	32	20- 500	117,5	89,1	0,75
Be	(1)	32	-	-	-	-
Bi	(10)	32	-	-	-	-
Cd	(20)	32	-	-	-	-
Co	(5)	32	-	-	-	-
Cr	(10)	32	10- 100	32,1	20,2	0,62
Cu	(5)	32	-	-	-	-
La	(20)	32	-	-	-	-
Mo	(5)	32	-	-	-	-
Nb	(10)	32	5- 150	15,1	29,3	1,94
Ni	(5)	32	-	-	-	-
Pb	(10)	32	0- 10	3,4	2,9	0,85
Sc	(5)	32	0- 15	3,5	3,7	1,05
Sn	(10)	32	-	-	-	-
Sr	(100)	32	-	-	-	-
V	(10)	32	5- 50	20,0	12,1	0,60
W	(50)	32	-	-	-	-
Y	(10)	32	10- 100	35,9	31,9	0,88
Zn	(200)	32	-	-	-	-
Zr	(10)	32	700- 1500	1362,5	268,9	0,19

Analista: Maria Leopoldina Martins Lastres - CPRM/LAMIN

N - Número de Amostras
X - Média Aritmética
S - Desvio Padrão
C - Coeficiente de Variação
- Não detectados ou abaixo do limite inferior do método
(10) Limite inferior de deteção do método

Tabela nº 08 - Concentrações médias e parâmetros estatísticos de alguns elementos maiores e traço (ppm) em solo residual. Resultados obtidos por Espectrografia de Emissão semiquantitativa.

		N	VALORES EXTREMOS	X	S	C
Fe	(0,05)	32	3000-100000	19968,7	24254,4	1,21
Mg	(0,02)	32	200-15000	1712,5	3064,8	1,78
Ca	(0,05)	32	250-2000	459,3	445,8	0,97
Ti	(0,002)	32	5000-15000	9129,0	1862,0	0,20
Mn	(10)	32	100-700	210,9	145,6	0,69
Ag	(0,5)	32	-	-	-	-
As	(200)	32	-	-	-	-
Au	(10)	32	-	-	-	-
B	(10)	32	10-200	125,0	67,0	0,53
Ba	(20)	32	70-500	175,3	114,7	0,65
Be	(1)	32	05-7	0,7	1,4	2,00
Bi	(10)	32	-	-	-	-
Cd	(20)	32	-	-	-	-
Co	(5)	32	0-10	2,2	2,2	1,18
Cr	(10)	32	20-700	104,0	142,7	1,37
Cu	(5)	32	0-50	4,9	9,1	1,85
La	(20)	32	0-700	44,3	124,2	2,80
Mo	(5)	32	0-10	2,1	2,1	1,00
Nb	(10)	32	10-700	156,8	211,1	1,34
Ni	(5)	32	0-150	18,3	35,7	1,95
Pb	(10)	32	0-70	14,3	15,8	1,10
Sb	(100)	32	-	-	-	-
Sc	(5)	32	0-70	8,8	11,6	1,31
Sn	(10)	32	-	-	-	-
Sr	(100)	32	0-200	23,7	54,1	2,28
V	(10)	32	0-200	41,7	36,8	0,88
W	(50)	32	-	-	-	-
Y	(10)	32	10-100	26,0	18,2	0,70
Zn	(200)	32	-	-	-	-
*Zr	(10)	30	700-3100	2023,3	472,3	0,23

Analista: Maria Leopoldina Martins Lastres - CPRM/LAMIN

N - *Número*
X - *Média Aritmética*
S - *Desvio Padrão*
C - *Coeficiente de Variação*
* - *Resultados obtidos por fluorescência por Raios X*
\- *Não detetados ou abaixo do limite inferior do método*
(10) *Limite inferior de deteção do método*

Tabela nº 05 - Concentrações médias e parâmetros estatísticos de alguns elementos maiores e traço (ppm) do Litchfieldito Boca Nova. Resultados analíticos obtidos por Espectrografia de Emissão semi-quantitativa.

		N	VALORES EXTREMOS	X	X	C
Fe	(0,05)	9	20000-50000	24444,4	9558,1	0,39
Mg	(0,02)	9	500- 1000	844,4	183,2	0,21
Ca	(0,05)	9	1500-15000	4166,6	3944,0	0,94
Ti	(0,002)	9	1000- 2000	1444,4	283,2	0,19
Mn	(10)	9	500- 2000	1044,4	429,7	0,41
Ag	(0,5)	9	-	-	-	-
As	(200)	9	-	-	-	-
Au	(10)	9	-	-	-	-
B	(10)	9	0-10	2,2	4,1	1,80
Ba	(20)	9	70-300	128,8	68,8	0,53
Be	(1)	9	-	-	-	-
Bi	(10)	9	-	-	-	-
Cd	(20)	9	-	-	-	-
Co	(5)	9	-	-	-	-
Cr	(10)	9	-	-	-	-
Cu	(5)	9	0-5	1,4	1,7	1,20
La	(20)	9	20-150	34,4	40,8	1,18
Mo	(5)	9	-	-	-	-
Nb	(10)	9	100-300	233,3	66,6	0,28
Ni	(5)	9	-	-	-	-
Pb	(10)	9	10-50	21,1	10,7	0,50
Sb	(100)	9	-	-	-	-
Sc	(5)	9	-	-	-	-
Su	(10)	9	-	-	-	-
Sr	(100)	9	200-300	244,4	49,7	0,20
V	(10)	9	10-50	18,8	11,9	0,63
W	(50)	9	-	-	-	-
Y	(10)	9	0-20	2,2	6,3	2,86
Zn	(200)	9	0-200	66,6	81,6	1,22
Zr	(10)	9	100-1000	577,7	308,3	0,53
Ta	(50)	9	-	-	-	-

Analista: Maria Leopoldina Martins Lastres - CPRM/LAMIN

N - Número de Amostras
X - Média Aritmética
S - Desvio Padrão
C - Coeficiente de Variação
- Não detetados ou abaixo do limite inferior do método
(10) Limite inferior de deteção do método

Tabela nº 06 - Concentrações dos elementos-traço Mo, U, F e Rb, no Litchfieldito Boca Nova, obtidas por métodos como abaixo

	JJ-66	JJ-67	JJ-68	JJ-69	JJ-70	JJ-71	JJ-72	JJ-73	JJ-74	JJ-75	JJ-76
(AB.ATOM.) Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(CROMAT.) U	20	20*	20	20	20	20	20	20	20	20	**
(E.I.E.) F	325	250	250	225	250	190	350	275	225	425	2000
(RAIOS X) Rb	285	259	327	183	211	236	322	294	255	254	824

* - *Interferência*
** - *Amostra Insuficiente*

OBS: Os valores são dados em ppm
Para determinação de Mo, as amostras foram digeridas com HNO_3 *e HCl a quente (90°c)*
A amostra JJ-76 corresponde à biotita.

Analistas: CECILE STARK MAYER (A.A.) - CPRM/LAMIN
MIRIAM MARIA VIANA FERREIRA (E. I. E.) - CPRM/LAMIN
GERDA P. M. GOUVEIA (CROMAT.) - CPRM/LAMIN
MARIA HELENA FALABELLA (RAIOS X) - CPRM/LAMIN

Os resultados analíticos, obtidos para o nióbio, mostram um excesso de valores baixos. Apenas três (03) amostras apresentam teores de 700 ppm, e, uma (01) amostra, o teor de 500 ppm. Para o cálculo dos parâmetros estatísticos, estes valores não foram incluídos, por serem considerados anômalos. Igual procedimento foi aplicado ao cromo, em que não se incluiram os valores de 500 e 700 ppm, e ao zircônio, com dois valores de 2.700 e um de 3.100 ppm.

As concentrações de nióbio e zircônio, no solo colúvio-residual, refletem a ocorrência de minerais portadores destes metais, no bedrock. Um estudo pormenorizado, deste, mostra a existência, a nível de mineral acessório, das fases pirocloro e zircão, as quais, por serem, respectivamente, moderada e altamente resistentes ao intemperismo, são acumuladas no regolito, por concentração residual.

Os valores considerados de alto background e anômalos, para nióbio e zircônio, são de relativa significância, sendo os diversos obtidos em função da variada concentração dos minerais, no substrato.

Os teores anômalos de cromo são de pouca significância em termos absolutos, e traduzem maiores concentrações localizadas em ilmenomagnetria, no corpo alcalino.

As concentrações obtidas para o bário estão, de um modo geral, contidas na faixa de alto background.

6. IMPLICAÇÃO ECONÔMICA De um modo geral, as rochas alcalinas são portadoras de minerais de importância econômica, dentre os quais destacam-se os óxidos e silicatos de Nb, Ti, Zr, Al, Be, Na e terras raras. O Litchfieldito Boca Nova (estudado, apenas uma parte do corpo) contém minerais de nióbio e zircônio, representados pelas fases pirocloro e zircão, em teores em torno do background e, mais raramente, na faixa de alto background. Como consequência do clima tropical reinante, uma concentração residual acumulou-se na crosta de intemperismo, composta das fases minerais acima referidas, com raros sítios anômalos, de pouca significância em termos absolutos.

Não obstante um teor médio de 6.7% de biotita, na porção aflorante, é possível a existência de um fácies leucocrático ou hololeucocrático, em outras partes do corpo (sub-aflorante), com aplicação direta na indústria cerâmica, considerando o alto conteúdo no mineral nefelina.

Pela topografia do local, é possível que as depressões existentes expressem fácies carbonatíticos dissolvidos por erosão diferencial.

Se comprovadas estas variações, perspectivas para fosfato (apatita) poderiam ser visualisadas. Sabe-se, além do mais, da afinidade comum existente entre os carbonatitos e os nefelina sienitos de estágio miascítico. No Litchfieldito Boca Nova, são frequentes os cristais de calcita como acessórios, podendo o seu gradual enriquecimento conduzir a tipos litológicos ou variações petrográficas de natureza carbonatítica.

Com relação ao nióbio, é interessante salientar que ao nível de produção do minério no Brasil em 1974 (17.872 toneladas de Cb_2O_5), considerando apenas as reservas medidas e indicadas de Minas Gerais (4.3 milhões de toneladas de Cb_2O_5), haveria minério para mais de 200 anos de produção o que tornaria desinteressante uma pesquisa para nióbio, no decorrer dos próximos anos.

Dada as reservas existentes e em exploração, o interesse que a jazida poderia despertar, em termos comerciais, seria bastante reduzido. Um relato similar, sucinto porém objetivo, foi divulgado pelo Conselho de Não-Ferrosos e Siderurgia (CONSIDER) do Ministério da Indústria e Comércio (MIC) (1976), sobre a situação dos metais não-ferrosos, dentre os quais o nióbio é considerado como auto-suficiente. É prevista a elevação da receita de 44 milhões de dóla

res, em 1974, para 75 milhões de dólares, em 1980, crescendo, assim, as exportações brasileiras de forma acentuada, indicando, sobremaneira, que deve ser mantida a hegemonia, nas exportações desse produto.

Um outro bem mineral a ser considerado, na área em estudo, é o zircão, ocorrente em concentrações residuais com perspectivas de sítios enriquecidos. Estudos realizados pelo CONSIDER indicam que a demanda de zirconita deverá crescer de 11 mil toneladas, em 1974, para 25 mil toneladas, em 1980, e que as despesas com importação evoluirão de 800 mil dólares, em 1974, para 2,5 milhões de dólares, em 1980.

7. CONCLUSÃO O Litchfieldito Boca Nova compreende um corpo alcalino gnaissóide de origem ígnea, provavelmente subvulcânica cujo "emplacement" teria ocorrido em ambiente pré ou sincinemático em relação ao evento termotectônico Brasiliano. Evidências texturais mineralógicas e químicas indicam que durante este evento processou-se uma recristalização metamórfica isoquímica regional.

Os tópicos considerados referem-se, unicamente, à parte aflorante do corpo alcalino, representado por uma nefelina sienito do tipo Litchfieldito, de variedade miascítica. À semelhança de outros corpos alcalinos conhecidos, é possível a existência de uma maior complexidade litológica, com carbonatitos associados. No estágio do conhecimento atual, as potencialidades econômicas são fundamentadas, apenas nos modelos teóricos existentes, considerando-se a possível projeção do corpo aflorante para outros pontos da área alvo, com enriquecimentos primários e/ou concentrações residuais de substâncias minerais interessantes, com afinidade alcalina. Se constatada a presença de fácies carbonatítico, por estudos posteriores, conforme sugerem algumas depressões topográficas e a natureza miascítica da ocorrência, perspectivas econômicas poderão ser visualisadas. Acresce-se, também, a possibilidade de ocorrência de agpaítos associados, como estágio resultante do processo de diferenciação magmática, em fase enriquecida em voláteis, e consequente solidificação de fases minerais tipomorfas, diferentes das do estágio miascítico anterior. Ainda, em adição a essas possibilidades, baseados nos conceitos que regem a petrogênese e a metalogenia alcalina, formula-se a hipótese de, com a continuação dos trabalhos, zonas pegmatíticas-hidrotermais-pneumatolíticas e auréolas de contato fenitizadas possam ser identificadas, e consideradas como metalotetos litológicos.

O estudo realizado, em uma parte restrita do corpo, mostrou alguns sítios anômalos em nióbio, zircônio e cromo, de pouca significância em termos absolutos, correspondentes, apenas, ao fácies Litchfieldito.

Do já exposto, os autores concluem que, por ser a ocorrência um potencial econômico ainda pouco conhecido, merece ser estudada com mais detalhe, visando sua projeção e/ou ramificação e consequente delimitação, admitindo ser precoce uma ilação final, e, recomendam sejam estendidos os trabalhos de geologia de campo e prospecção geoquímica.

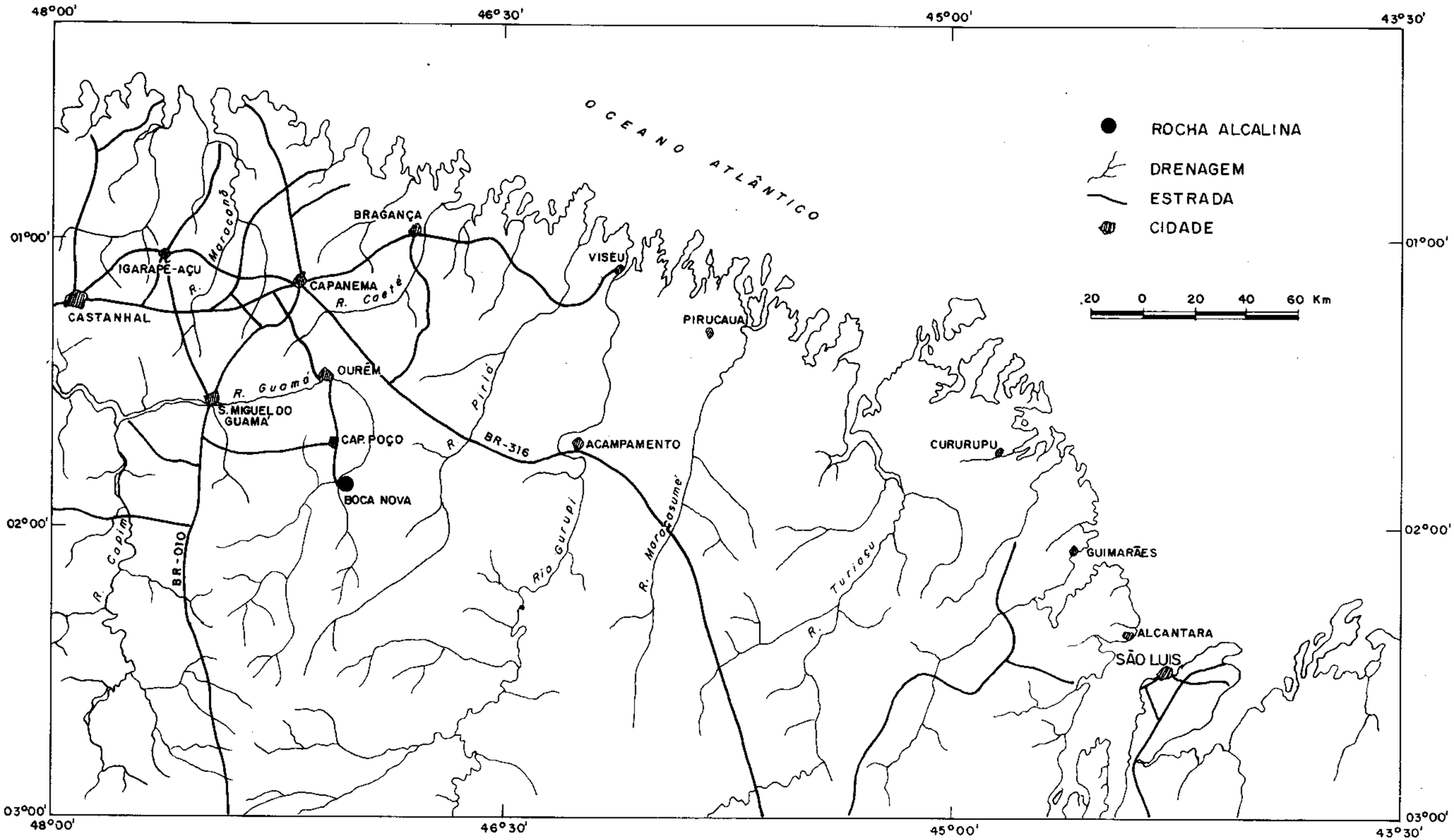
8. AGRADECIMENTO Os autores agradecem ao professor J. R. de Andrade Ramos, Presidente da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, pela permissão para publicação deste trabalho. Ao geólogo José de Moura Carreira pela revisão crítica do texto. à biblioteconomista Orlandina Martins Jorge João e a Sra. Mary Nancy Correa Campos pela colaboração prestada.

9. BIBLIOGRAFIA

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. - Considerações sobre a estratigráfica dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). UR.I.C.T., 2º: 2-14, 1964.

COSTA, J. L., et alii - Projeto Norte da Amazônia: Domínio Oiapoque-Jari; relatório final integrado. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1974. 12v. (Consultado o v.5).
EDGAR, A. D. - Experimental studies. In: SORENSEN, H. ed. - The Aljaline Rocks. London (etc) John Wiley & Sons, 1974. 622 p.
FRANCISCO, B. H. R., et alii - Contribuição à geologia da folha de São Luis (SA-23), no Estado do Pará (III - Estratigrafia; IV - Recursos Minerais). B. do Museu Paraense Emílio Goeldi; Nova Ser, Geol., Belém, 17, 1971. 48 p.
HOLM, R. F. - Petrology of Alkalic Gneiss in the Dahomeyan of Ghana. Geological Soc. of Amer. Bull, 85: 1441 - 1448, 1974.
ROUBAULT, M. - Determination des mineraux des roches au microscope polarisant. Nancy, Éditions Lamare - Poinat, 1963. 365 p.
SORENSEN, H. - Introduction. In: The Alkaline Rocks. London (etc) John Wiley & Sons, 1974. 622 p.
STRECKEISEN, A. L. - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Final Report of an inquiry. N. H. Miner. Anh., 107: 144-240, 1967.
TROGGER, W. E. - Spezielle Petrographie der Eruptivges teine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Stuttgart, Schweizerbart sche Verlagsbuchhandung, 1969. 360 p.
ZUBKOV, V. - General Petrography. A short course. Moscou, Mir Publishers, 1967. 225 p.

FIG. 01 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



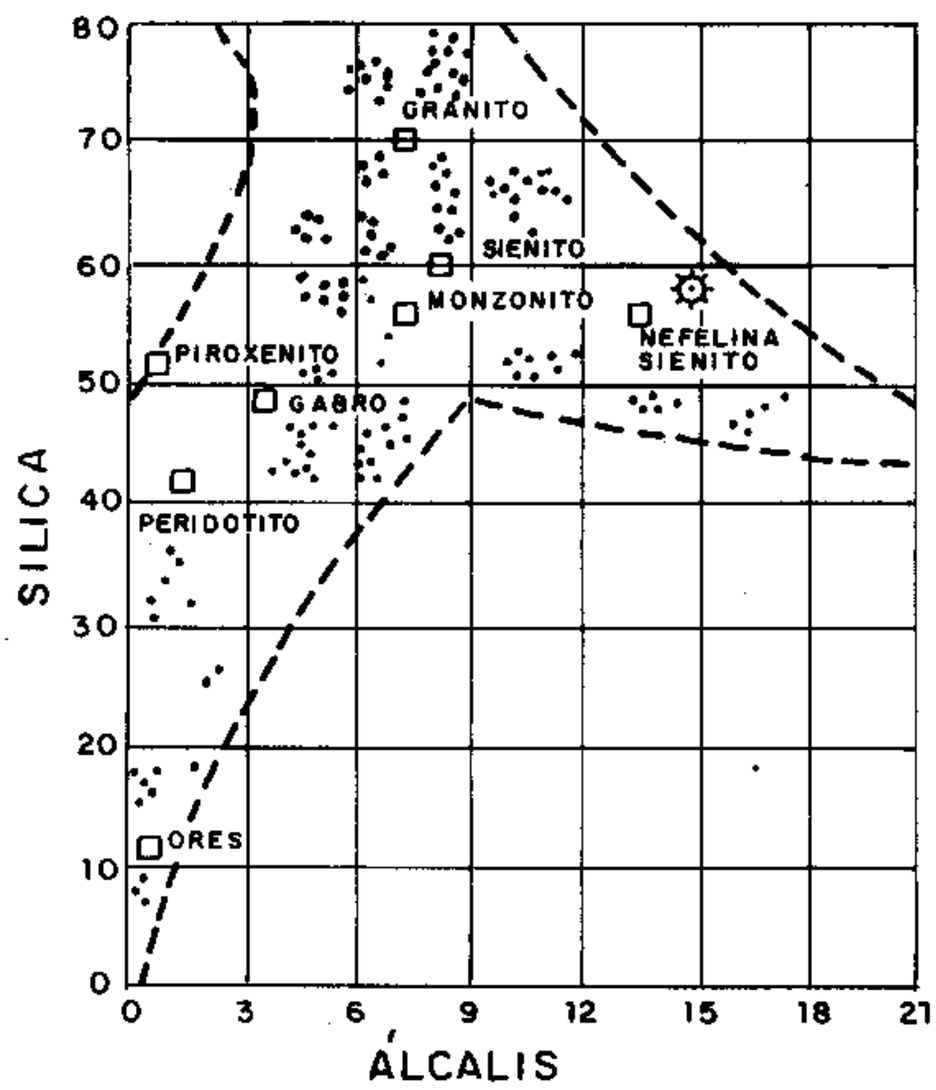


Figura 02: Diagrama composicional das principais rochas ígneas (ZUBKOV,V.- 1967)

☼ -Litchfieldito Boca Nova

□ - Tipo de rocha

/ - Limite do campo das rochas ígneas

● - Análise individualizada

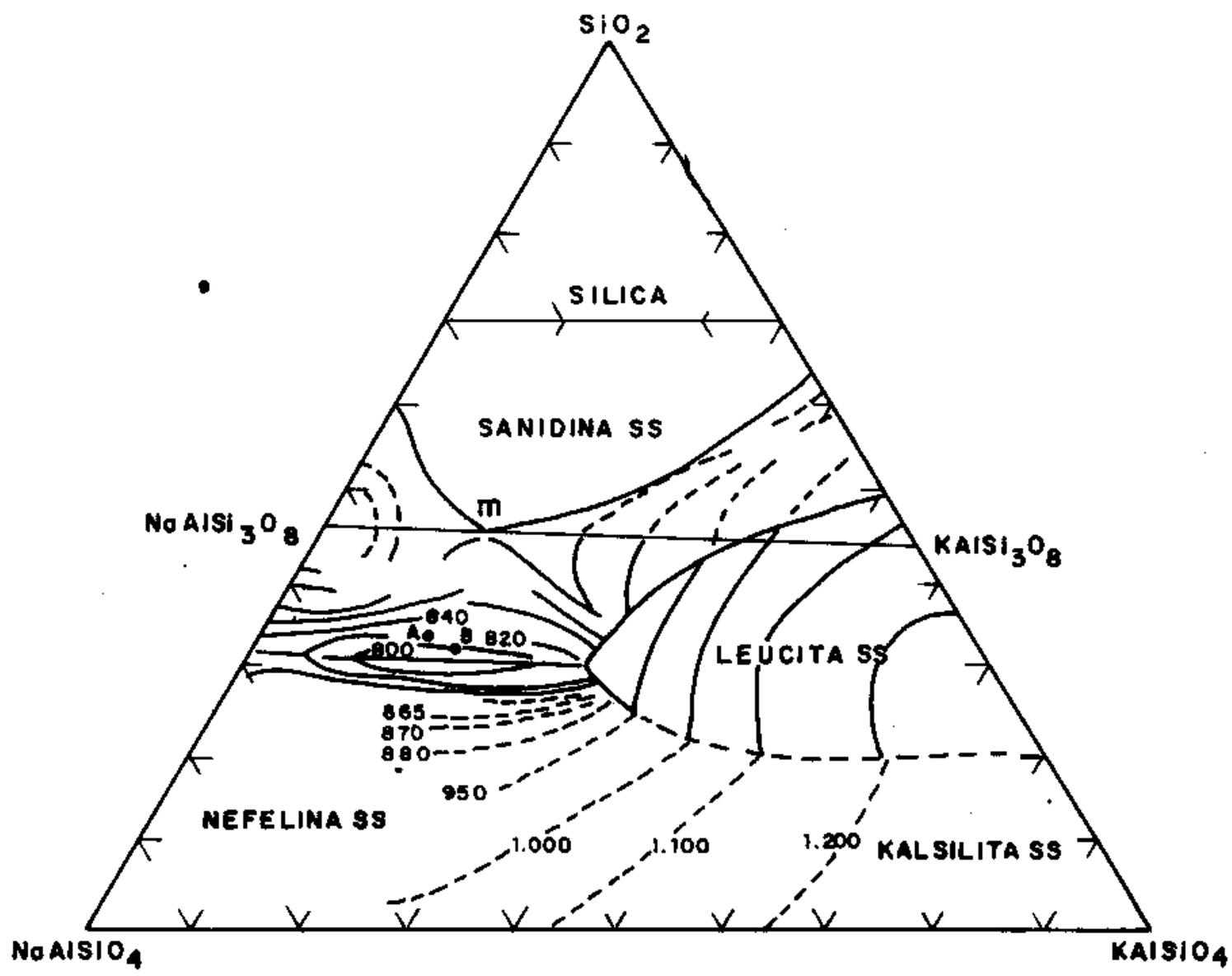


Figura 03: Diagrama Ne-Ks-Si a 1Kb PH_2O, segundo HAMILTON e MACKENZIE - 1965

A - Composição média dos nefelina sienitos

B - Litchfieldito Boca Nova

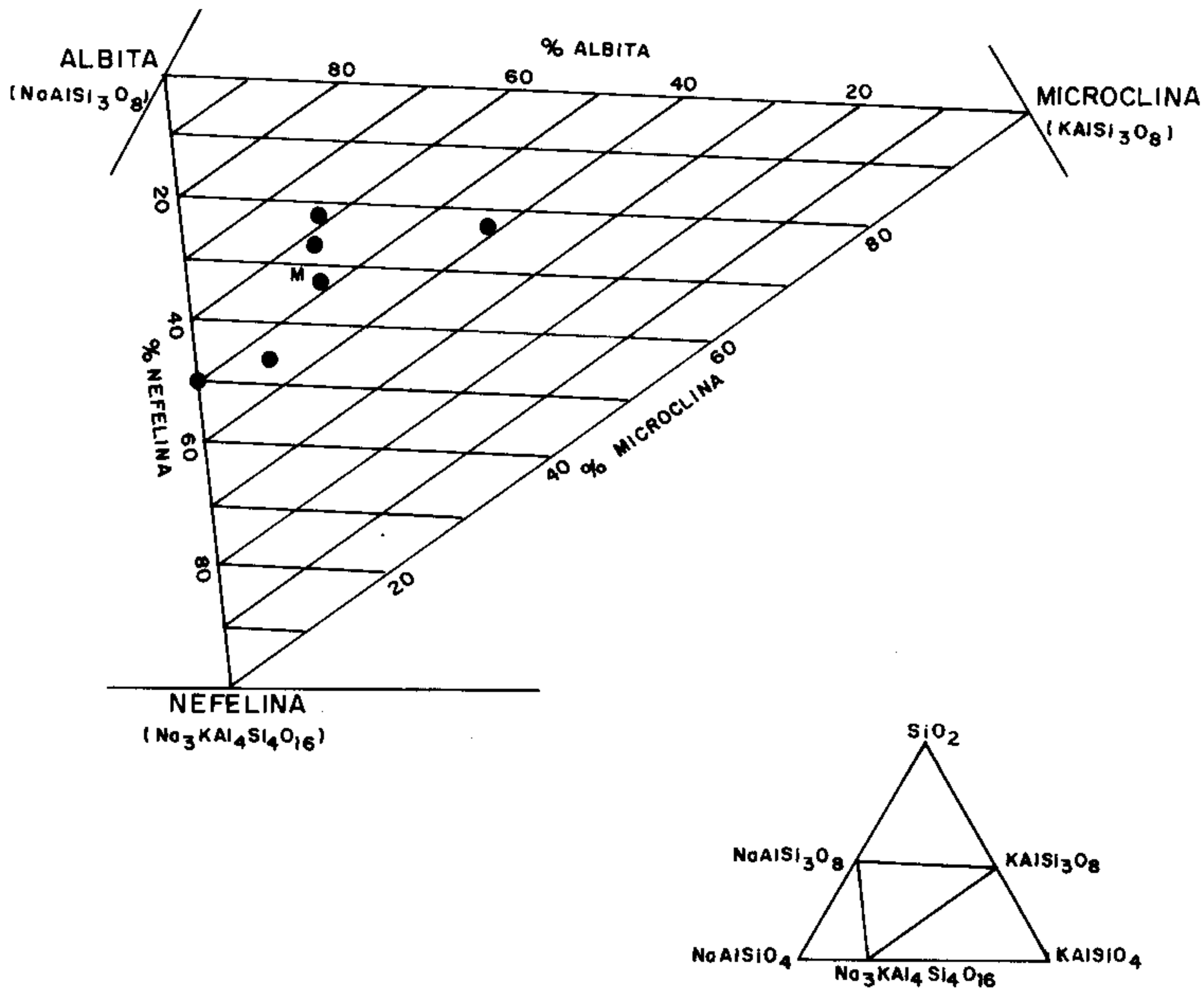
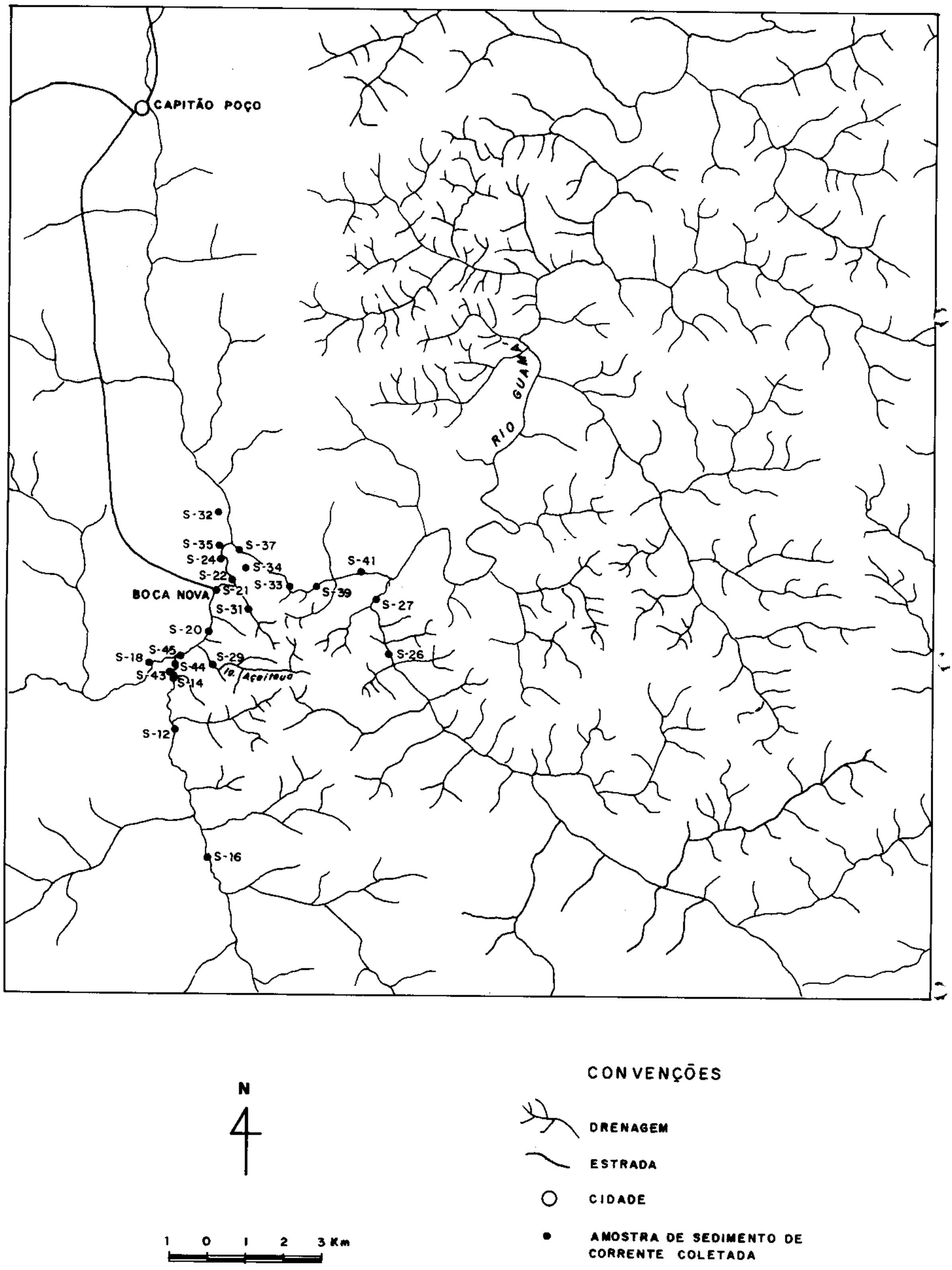


Figura nº 04: Análises modais plotadas no sistema $NaAlSiO_4$ – $KAlSiO_4$ – SiO_2

M = Valor médio

FIG. 05 – MAPA DE AMOSTRAGEM DE SEDIMENTO DE CORRENTE



	Anfibólio	Piroxênio Mica	Minerais Félsicos	Característicos	Acessórios e Minerais Raros Característicos
NEFELINA SIENITO AGPAÍTICO			Nefelino, Microclino, Albito, Sodalito, (hackmanita), Analcima, Natrolita, Ussingita.	Eudialita, Lovozerita, Epistolita, Streenstrupina, Chkalovita, Rinkita, Villiaumita, Esfalerita, Aenigmatita.	
TIPOS INTERMEDIÁRIOS DE NEFELINA SIENITOS.	Mg - Arfvedsonita Al - Arfvedsonita Cathoforita, Borkevikita	Aegirina / Acmita Polytionita Aegirina / Acmita Aegirina / Augita Diopsídio, Biotita Aegirina / Augita Biotita	Nefelina Álcalis-feldspato Sodalita Analcima	Eudialita, Rinkolita, Catapleita, Eudialita, Lovenita, Britholita, Leucofano	Murmanita, Epididymita, Esfalerita, Apatita, Titanita, Ilmenita, Zircão
NEFELINA SIENITO MIASCÍTICO	Hastingsita	Diopsídio-Hedembergita, Augita, Biotita	Nefelina, Álcali-feldspato, Albita, Cancrinita, Plagioclásio, Sodalita, Noseana	Magnetita, Alanita, Calcita, Corindon, Melanina, Aeschinita	Pirocloro
LITCHFIELDITO BOCA NOVA		Biotita - Muscovita	Albita, Nefelina, Álcali-feldspato Cancrinita	Calcita, Ilmenomagnetita	Pirocloro Zircão

Tabela nº 04 - Quadro comparativo de vários Nefelina Sienitos (parcialmente baseado em GERASIMOVSKI-1956, GINZBURG e PORTNOV-1966 e SEMENOV-1967; *in* SORENSEN, 1974) com o Litchfieldito Boca Nova.

DIABÁSIO PENATECAUA NO FLANCO SUL DA SINÉCLISE AMAZÔNICA – ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICOS

Xafi da Silva Jorge João
Edésio Maria Buenano Macambira

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT Petrological and geochemical aspects are presented of a diabase of juro-cretaceous age, interlayered in the sedimentary formations of the Amazon Sineclise. This body consists of continental tholeitic subalkalic diabase and occurs as sills and dykes. Chemical analysis of major and trace elements as well as normative compositions are given and plotted in variation diagrams aiming at the visualization of geochemical behavior of these elements as well as to identify possible affinities or similarities of these basites with other well studied series. The results show a trend of differentiation with initial enrichment in iron relative to magnesium during the main stages of fractionation, followed by a small increase in alkalies, particularly potassium, in the later stages.

1. INTRODUÇÃO A presença de rochas básicas na bacia Amazônica, é conhecida desde os trabalhos geológicos realizados no século passado. DERBY (1877) e HART (1889) mencionaram a ocorrência destas rochas na região do Ererê. Mapeamentos posteriores, delimitaram novas áreas de ocorrências, as dimensões, as formas, o caráter intrusivo e o posicionamento estratigráfico destes corpos. Estudos mais recentes dedicaram-se à geocronologia destas rochas básicas. Apesar de acervo de dados acumulados, os estudos referentes à petrologia e à geoquímica destas rochas são bastante restritos. Visando preencher esta lacuna, apresenta-se dados preliminares sobre a composição química, geoquímica, mineralógica e texturais destes basitos. Objetiva-se também fornecer subsídios aos posteriores estudos sobre este magmatismo na Amazônia, bem como apresentar um material básico para futuros estudos comparativos, entre as rochas básicas aflorantes nas diversas regiões da crosta terrestre.

Os dados apresentados baseiam-se principalmente em resultados obtidos pelo Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba, que a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) através da Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE), realizou para o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), no período de janeiro de 1975 a julho de 1977.

A área considerada abrange cerca de 80.000 km^2, constitui-se em um retângulo orientado na direção leste-oeste e cujos limites orientais e ocidentais correspondem respectivamente aos rios Xingu e Tapajós (Figura 1). Situa-se na porção central do Estado do Pará e o acesso é feito preferencialmente pelas cidades de Altamira e Itaituba. As rodovias Transamazônica e Cuiabá-Santarém, cortam longitudinalmente e transversalmente a região pesquisada.

Observa-se a predominância de um clima quente e úmido, com um elevado índice pluviométrico. Desenvolve-se na região uma espessa cobertura vegetal, tipo "hiléia amazônica". Os grandes grupos de solos estão presentes, salientando-se a estreita relação existente entre as rochas básicas e o solo tipo terra roxa estruturada.

Considera-se como Diabásio Penatecaua, a denominação proposta por ISSLER et alii (1974), ao conjunto de rochas básicas, do tipo diabásio, de idade juro-cretácica, ocorrentes em forma de diques e soleiras, nas cabeceiras do rio Penatecaua. Neste trabalho estende-se esta conceituação, a todas as rochas de idêntica natureza, ocorrentes na área pesquisada.

2. GEOLOGIA REGIONAL A região considerada abrange parte do flanco sul da bacia sedimentar do Amazonas e o extremo setentrional do craton do Guaporé. Compreende um conjunto de rochas de diversas naturezas, cujas idades variam do Pré-Cambriano ao Quaternário (Figura 2).

A coluna cronolitoestratigráfica adotada, é uma modificação da apresentada por CAPUTO, RODRIGUES & VASCONCELOS (1971), cujas unidades aflorantes serão sumariamente descritas. O complexo Xingu, é a unidade mais antiga e ocupa primordialmente a porção meridional da área considerada, e compõe-se de um conjunto de migmatitos, granulitos, gnaisses, granitóides, anfibolitos e dos metassedimentos da Formação Três Palmeiras. Em posição estratigraficamente superior, observa-se uma sequência de rochas vulcânicas e subvulcânicas denominadas de Grupo Uatumã. Sobrejacente, encontra-se os arenitos continentais da Formação Prosperança. Sobre esta unidade assenta-se de maneira discordante as formações paleozóicas. Estas apresentam-se em faixas orientadas, aproximadamente na direção ENE-WSW, estendendo-se praticamente por toda a área pesquisada. A formação Trombetas (Siluriano) está representada essencialmente pelos folhelhos cinza escuro do membro Pitinga. Repousa em contato discordante, a formação Maecuru (Devoniano Inferior) composta principalmente por arenitos do membro Lontra. Esta unidade grada superiormente a uma sequência de siltitos, arenitos e folhelhos, denominada de formação Ererê (Devoniano Médio). Sobrejacente em contato gradacional, observa-se a formação Curuá representada pelos membros Barreirinhas (folhelhos pretos) e Curiri (arenitos, folhelhos e diamictitos). A deposição carbonífera inicia-se com os arenitos da formação Monte Alegre, que transicionam superiormente a uma sequência de calcários, arenitos e folhelhos, denominada de formação Itaituba. No fim do Carbonífero e início do Permiano, depositou-se um conjunto de folhelhos, siltitos, argilitos, calcários e evaporitos, conhecidos como formação Nova Olinda.

No Mesozóico, iniciou-se um período trafogênico, resultante da separação dos continentes Sul-Americano e Africano, a partir do suposto Gondwana, provocando uma série de efeitos intracratônicos na plataforma Amazônica. As fraturas resultantes foram de dimensões suficientes para atingirem as camadas basais da crosta simática, provocando um interrelacionamento tectônico-magmático, resultando em fenômenos intrusivos de natureza básica, representados pelos diques e soleiras presentemente observados. Ressalta-se a escassez de magmatismo básico nos domínios das rochas pré-cambrianas, não obstante a abundância de condutores naturais, que possibilitariam a existência deste fenômeno. Possivelmente esta escassez seja justificada, pela ausência de fraturas com profundidade suficiente para provocar a ascenção do magma básico.

As datações geocronológicas efetuadas, não demonstram uma perfeita concordância sobre a idade deste magmatismo. REZENDE (1971) admite que o vulcanismo toleítico que afeta a bacia paleozóica do Amazonas, iniciou-se a 220m.a. (Triassico Médio) tendo se manifestado em episódios periódicos que perduraram até 120 m.a. (cretáceo infe

rior). ISSLER (op. cit.) mencionam idades de 134 ± 4 m.a. ARAUJO et alii (1976), em trabalhos na folha SB.21-Tapajós, citam valores de 144 ± 6 m.a. e 177 ± 8 m.a.

Os diques e soleiras que compõem o diabásio Penatecaua, mantêm relações de contato, com quase todas as unidades sedimentares e em raros locais com o Complexo Xingu.

As soleiras são as principais representantes deste magmatismo básico. Exibem predominantemente formas irregulares e alongadas, dispostas segundo o acamamento regional. As dimensões destes corpos são variadas, porém frequentemente atingem um comprimento superior a dezenas de quilômetros. CAPUTO & ANDRADE (1966), citam que individualmente as soleiras podem atingir 200 m de espessura. É nítida a maior abundância das soleiras na porção oriental da área trabalhada e normalmente intercaladas na porção basal da coluna paleozóica. Salienta-se entretanto, que em direção ao rio Tapajós, estes corpos básicos, tendem a ocorrer com maior frequência no pacote Itaituba e Nova Olinda.

Os diques também apresentam grandes extensões, dispostos principalmente segundo as direções NW-SE e NE-SW, sendo mais abundantes na porção ocidental da área trabalhada.

Destaca-se deste contexto uma soleira com aproximadamente 60 km de extensão, com uma largura variando de 2 a 12 km, situada nas cabeceiras do rio Penatecaua e cerca de 50 km a oeste de Altamira. Este corpo representa uma das melhores exposições do Diabásio Penatecaua, e no qual efetuou-se um trabalho geológico detalhado, cujos resultados constituem importantes subsídios nesta pesquisa (Figura 3).

Recobrindo parcialmente as unidades preexistentes, observa-se as rochas da Formação Alter do Chão. Aluviões recentes, depositam-se ao longo dos cursos d'água.

3. METODOLOGIA DE TRABALHO A sistemática de trabalho adotada na maior parte da área, foi a de mapeamento geológico convencional na escala 1:100.000. Nos extremos meridionais e setentrionais, correspondendo, respectivamente, aos terrenos do Complexo Xingu e da Formação Alter do Chão, foi executado uma fotointerpretação (imagens de radar) baseados em prévios mapeamentos tais como: ISSLER et alii (1974), ARAUJO et alii (1976), CARVALHO e FIGUEIRAS (1976), etc.

Foram estudados 210 afloramentos de rochas básicas, coletadas 114 amostras, estudadas 23 seções petrográficas, efetuadas 36 análises químicas para elementos maiores e alguns elementos-traço. Foram determinados por via úmida, os seguintes compostos: SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O e P_2O_5. Os elementos traço Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sn, Sr, V, Y e Zr foram obtidos por espectrografia de emissão semi-quantitativa. O Rb foi quantificado por fluorescência por Raios-X. As determinações químicas foram realizadas no Laboratório de Análises Minerais da CPRM e os estudos petrográficos no Laboratório da Superintendência Regional de Belém.

4. CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS As melhores exposições do Diabásio Penatecaua, são observados ao longo dos cursos d'água que drenam os diques e soleiras básicas. Geralmente os afloramentos são constituídos de blocos de variadas dimensões e formas, normalmente, formando corredeiras. Observam-se em alguns cortes de estrada na rodovia Transamazônica, várias exposições das rochas básicas, as quais, geralmente encontram-se em processo de alteração.

O Diabásio Penatecaua, como o próprio termo petrográfico enuncia, está essencialmente representado por diabásio. Trata-se de uma rocha ígnea, de natureza básica e jazimento hipoabissal. De uma maneira generalizada os diques e soleiras, exibem as mesmas características estruturais e mineralógicas, nos diversos afloramentos estudados, desde o rio Xingu até o Tapajós. Entretanto, suaves varia

ções granulométricas e pequenas mudanças no arranjo textural, são observadas entre os diversos corpos, e às vezes dentro do próprio corpo.

Macroscopicamente exibem uma coloração escura, com tonalidades esverdeadas ou acinzentadas. É uma rocha faneritica, holocristalina, melanocrática, equigranular, e com uma granulometria predominantemente média a fina, porém exibindo variações granulométricas desde gabróide até aproximadamente basáltica. Variedades afaníticas são observadas na periferia dos corpos básicos, resultantes de rápido esfriamento. A rocha é maciça e a estrutura normalmente é isótropa. A textura mais comum é a ofítica, com variações a subofítica tipomorfa, na qual destacam-se os feldspatos e os minerais máficos, em proporções aproximadamente iguais, como os constituintes majoritários. A mineralogia destes corpos é simples e praticamente invariável, sendo que nas diversas seções petrográficas estudadas, foram identificados em ordem decrescente de abundância os seguintes minerais: augita, labradorita, biotita, ortoclásio, apatita, uralita, sericita, quartzo, calcita, titanita, hornblenda e minerais opacos (ilmenita, magnetita e sulfetos).

A augita é o mineral máfico mais comum, ocorre em cristais subédricos, às vezes de grandes dimensões, exibe normalmente a coloração marrom pálido, apresenta um pleocroísmo fraco e ausente, e geralmente demonstra uma geminação tipo Carlsbad. Em alguns cristais de augita, observam-se inclusões de pequenos cristais de labradorita. Às vezes é visível a alteração da augita à hornblenda fibrosa do tipo uralita, geralmente ao longo de suas bordas. Em alguns pontos observa-se um avançado estágio de alteração, com a formação de grãos uralíticos individualizados. O plagioclásio predominante é a labradorita, ocorrendo em grãos tabulares subédricos, ou em cristais ripiformes algo zoneados, apresentando variável grau de alteração à sericita. Alguns cristais apresentam um forte zoneamento normal e geminação polissintética, segundo a lei da albita e combinada albita-Carlsbad. Um mineral frequente, às vezes relativamente abundante, é a biotita, de tonalidade marrom avermelhado, em forma de palhetas, de variadas dimensões, e ocorrendo de maneira dispersa. Este mineral é um produto de cristalização magmática tardia e, geralmente, encontra-se em associação ao piroxênio, do qual, às vezes, é originado. O quartzo e o ortoclásio são componentes acessórios e frequentemente constituem intercrescimentos micrográficos, de localização intersticial. A calcita é o mineral secundário que associado a clorita constitui produto de alteração dos piroxênios originais. Sempre presentes e às vezes abundantes, são os grãos opacos, normalmente de ilmenita e/ou magneto-ilmenita. Geralmente exibem aspectos esqueletiformes e estão distribuídos irregularmente na massa rochosa. A titanita está associada aos opacos. Diminutos cristais euédricos de apatita estão dispersos irregularmente. Substância vítrea de localização intersticial foi observada, às vezes em grandes proporções, nas porções dos corpos intrusivos, submetidas a rápido resfriamento. Raros e microscópicos cristais de cobre nativo, foram observados disseminados na massa rochosa.

A par das características descritas, o Diabásio Penatecaua, apresenta características comuns aos diabásios das bacias do Parnaíba e Paraná. Salienta-se entretanto, em grande parte das amostras, a uralita, de aspecto fibroso e radiado, tende a um maior desenvolvimento, ensejando a denominação uralita-diabásio. Não se conseguiu estabelecer zonas de predominância das variedades acima citadas, observando-se entretanto, mutações de um corpo para outro e dentro do mesmo corpo.

5. ASPECTOS GEOQUÍMICOS As concentrações médias dos elementos maiores e traço bem como a composição normativa, são mostradas na Tabela 01 a qual contém ainda o número de amostras analisadas, o desvio pa

drão correspondente, e a variação dos valores extremos. A Figura 3 representa o mapa de amostragem, o qual mostra a localização e a distribuição de todas as amostras coletadas durante o programa de mapeamento. O estudo endogeoquímico realizado foi confinado à área mostrada na figura acima citada, podendo contudo seu resultado, ser generalizado para as outras ocorrências do Diabásio Penatecaua, no flanco sul da bacia Sedimentar do Amazonas, pelo fato de persistirem inalterados os caracteres texturais e mineralógico, numa marcante homogeneidade, bem como na aceitação da contemporaneidade do empilhamento dessas ocorrências.

Um relacionamento TiO_2 - K_2O - P_2O_5 é mostrado no diagrama triangular representado pela figura 4 o qual é comumente utilizado para separar os basaltos oceânicos dos não oceânicos (PEARCE et alii, 1975). Neste diagrama, são plotados os pontos representativos do Diabásio Penatecaua, situando-se a maioria no campo não oceânico, tendo algumas amostras ultrapassado a linha arbitrária divisória. A separação entre os dois tipos de basaltos, certamente resulta da razão Ti/K, e embora as concentrações de TiO_2 sejam relativamente altas, os pontos são, contudo, deslocados quase linearmente para o campo não oceânico, pelos seus marcantes mais altos teores em K_2O. Considerando-se que as rochas mostram pouca ou nenhuma alteração, os teores em K_2O certamente indicam um estágio de diferenciação algo mais avançado, como se observa em seção delgada, dos frequentes intercrescimentos micrográficos (quartzo + ortoclásio) intersticiais. Em consequência, algumas restrições interpretativas devem ser consideradas quando da utilização desse diagrama de discriminação, pois a transposição dos pontos representativos da unidade Penatecaua - nos dois campos discriminados - pode mais significar um processo de diferenciação do que propriamente uma dependência do ambiente tectônico.

Nesse sentido, salienta-se que a diferenciação do magma basáltico é controlada, principalmente, pela cristalização fracionada de duas séries minerais contrastantes, definidas por WALKER & POLDEVAART (1949) como as séries máficas e félsicas. No diabásio Penatecaua a série máfica é representada pelos piroxênios e a série félsica, pelos feldspatos. O fracionamento na série máfica resulta no enriquecimento de Fe em relação ao Mg e a razão $\frac{(FeO + Fe_2O_3) \times 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ definida com índice máfico, é usada como uma medida do grau de fracionamento dentro desta série. O fracionamento na série félsica conduz a um enriquecimento em álcalis em relação ao Ca e a razão $\frac{(Na_2O + K_2O) \times 100}{Na_2O + K_2O + CaO}$ que define o índice félsico mostra o índice de fracionamento dentro desta série. As figuras 5 e 6 representam diagramas em que são polotados os índices máfico "versus" félsico, os quais indicam a importância relativa do fracionamento nas duas séries. São mostrados os "trends" de outros basitos conhecidos, para efeito comparativo, bem como os campos limites dos diferentes estágios progressivos da diferenciação dos diabásios da unidade Penatecaua. Com efeito, as seguintes subdivisões são arbitrariamente estabelecidas:

1 - Estágio precoce	: índice máfico	< 68
	índice félsico	< 22
2 - Estágio médio	: índice máfico	68-82
	índice félsico	22-30
3 - Estágio tardio	: índice máfico	82-88
	índice félsico	30-42
4 - Diferenciados	: índice máfico	> 88
intermediários	: índice félsico	> 42

Como se observa, a diferenciação no Diabásio Penatecaua é controlada pelo fracionamento na série dominantemente nos está

gios precoce e médio enquanto nos estágios tardio e de diferenciados intermediários, o fracionamento na série félsica passa a ser dominante. O diagrama da figura 6 mostra a progressão da diferenciação dos diabásios simb olizados pelo "trend" Penatecaua comparado com o "trend" médio das rochas ígneas. Assim, o mais baixo valor angular da parte inferior da curva Penatecaua, indica que durante esta fase da diferenciação o enriquecimento em ferro foi consideravelmente mais pronunciado do que o enriquecimento em álcalis. O mais alto valor angular assomante na parte superior da curva, começa a evidenciar uma diminuição no enriquecimento em ferro e consequente domínio dos álcalis, interrompida contudo, pela paralização da progressão, o que realmente é comprovado pela observação petrográfica dos espécimes analisados.

A figura 7 representa o diagrama de variação dos elementos maiores (em percentagem) versus o índice máfico, este usado preferencialmente como uma medida do índice de diferenciação e/ou uma mais balanceada representação do fracionamento e, assim pela consequente aceitação de que o estágio da diferenciação alcançado é indicado pelo grau de enriquecimento em ferro. As principais variações observadas no diagrama são: (1) O MgO e o CaO mostram um marcante e regular decréscimo durante todos os estágios do fracionamento; (2) os álcalis apresentam um leve acréscimo nos estágios precoce e médio, acentuando-se um enriquecimento a partir do estágio tardio do fracionamento; (3) o Fe_2O_3 exibe um acréscimo no global com oscilações menores no curso dos estágios precoce e médio, sofrendo então, um declínio acentuado a partir do estágio tardio; (4) o FeO mostra um moderado acréscimo com um comportamento tipo variações secundárias à semelhança do Fe_2O_3, durante todo o curso do fracionamento; (5) O SiO_2 apresenta um imperceptível declínio - com larga dispersão a curtos intervalos do fracionamento - nos estágios precoce, médio e tardio, para então mostrar uma irregular inflexão positiva no estágio dos diferenciados intermediários; (6) o Al_2O_3 permanece constante por todo o curso do fracionamento.

Na figura 8, alguns selecionados elementos-traço são plotados contra o índice máfico, para visualização do comportamento geoquímico durante o processo de fracionamento. De um modo geral, os elementos-traço mostram um acentuado desvio padrão, provavelmente como consequência do método analítico empregado, para os quais à exceção do Rb, a espectrografia de emissão e semi-quantitativa fornece apenas 68% no grau de confiabilidade, envolvendo largos intervalos de leitura. Um sumário do comportamento destes elementos é apresentado como segue: (1) o Cr, Sc e Ni apresentam um máximo nos primeiros estágios da série, para rapidamente sofrerem um declínio à partir do estágio médio. O Cr deve substituir ao Fe_2O_3 na augita e magnetita e o Ni ao magnésio ou ferro ferroso - embora uma pequena proporção - na augita e óxidos de ferro-titânio (WAGER & MITCHELL, 1951); (2) o V mostra uma distribuição algo errática, atingindo um máximo no estágio médio, para subitamente declinar a níveis mínimos de concentração no subordinado estágio dos diferenciados intermediários. WAGER & MITCHELL (1951), admitem que o V nas rochas, toleíticas está presente na magnetita e ilmenita; (3) o Co mantém-se regularmente acrescido nos estágios médios e tardio, exibindo baixas concentrações nos estágios extremos do fracionamento. WAGER & MITCHELL (1951), acentuam que o cobalto está distribuído entre os piroxênios, ilmenita, magnetita e olivina, substituindo, à semelhança do Ni, o magnésio e o ferro ferroso; (4) o Ba, Zr e Y mostram um acréscimo constante e algo regular durante o curso do fracionamento. O Ba ocorre a relativamente baixos níveis de concentração, como reflexo imediato dos baixos teores em K. Contudo, no estágio tardio do fracionamento, suas concentrações sofrem um moderado acréscimo, em função direta do surgimento do ortoclásio como componentes dos microgranófiros intersticiais. RANKAMA & SAHAMA (1950), acentuam a

dificuldade encontrada pelo Zr para se acomodar na estrutura dos minerais comuns formadores de rochas, devendo, por outro lado compor uma fase mineral única que é o zircão. Entretanto, as análises petrográficas, realizadas nos diabásios da unidade Penatecaua, evidenciaram a ausência do mineral zircão, de tal sorte que de acordo com WAGER & MITCHELL (1951), o Zr pode ser encontrado na augita e apatita, substituindo o cálcio. Da mesma forma, o Y deve substituir o Ca nas fases apatita, titanita e augita; (5) o Rb que acompanha o K exibe um imperceptível acréscimo até o estágio médio, a partir do qual, atinge bruscamente um máximo; (6) o Cu mantém um suave e regular acréscimo nos estágios precoce e médio, para mostrar um máximo no estágio tardio, e subsequente decréscimo em concentração no estágio dos diferenciados intermediários; (7) o Sr exibe um suave e algo regular declínio com o aumento nos valores do índice máfico. Acompanhando principalmente o Ca, a concentração em Sr, no Diabásio Penatecaua, aparentemente mostra um grau de dependência daquele elemento que sofre igualmente um decréscimo durante o curso do fracionamento.

Dentre as características químicas maiores do Diabásio Penatecaua, destacam-se o relativo alto teor em SiO_2 (média de 53,33%) em relação aos álcalis, o que o situa como de natureza essencialmente subalcalino (figura 9), tendo reflexos na composição normativa enquadrando-se esses diabásios como quartzo - toleitos (com quartzo e hiperstênio normativo) de acordo com a classificação de rochas básicas proposta por YODER (1962) e adotada por YODER & TILLEY (1962) e GREEN & RINGWOOD (1966). O comportamento toleítico pode ser muito bem evidenciado na figura 10, que representa o diagrama triangular AFM, no qual estão discriminados os campos toleíticos e calcoalcalinos segundo IRVINE & BARAGAR (1971). Este diagrama ilustra igualmente a diferenciação nas rochas básicas, mostrando o usual enriquecimento inicial em ferro cujo "trend" aproximadamente paralelo ao lado MgO - FeO é característico das séries toleíticas.

Sabe-se que os magmas basálticos podem dar origem a duas séries com diferentes cursos de diferenciação. Neste sentido, KENNEDY (1933) propôs uma calssificação envolvendo o magma original e seus produtos - dividindo os basaltos em toleítos e olivina basaltos. Os toleítos evoluiriam para produtos contendo quartzo (quartzo leitoso) e os olivina basaltos favoreceriam o surgimento de rochas alcalinas. NOCKOLDS & ALLEN (1953, 1954, 1956) apresentam três subdivisões para a sua série de rochas ígneas tais como: calcoalcalinas, alcalina e toleítica. TILLEY (1950) sugere, em adição aos toleítos e basaltos alcalinos, uma série basáltica altoaluminosa. A classificação dos basitos componentes da unidade Diabásio Penatecaua, deve considerar aspectos da composição inicial e da mineralogia e quimismo resultantes. O espécime NR-323 é considerado presumidamente, o representativo da composição do magma original, determinado indiretamente pelo seu posicionamento (é a primeira rocha da série identificada sobre a linha líquida teórica da evolução da diferenciação) nos diagramas de variação, materializado pelo menor índice máfico obtido. Na tabela 2, o espécime NR-323 é comparado com as médias dos magmas originais toleíticos, alcalinos, calcoalcalinos, e os basaltos alto aluminosos. Como se observa, há mais semelhança do que dissimilaridades entre as composições iniciais do Diabásio Penatecaua com os dos toleítos. Os alcalibasaltos tem menor sílica e mais alto volume em álcalis. Os magmas calcoalcalinos tem mais baixo magnésio e mais alto alumínio e álcalis. Os teores em alumínio do Diabásio Penatecaua são baixos demais para considerá-los como do tipo altoaluminoso.

A mineralogia das rochas componentes do Diabásio Penatecaua é consistente com aquela dos toleítos em que a olivina é ausente e a augita e o quartzo são constantes por todo o curso da cristalização.

TABELA 02 MAGMA PENATECAUA EM ANÁLISE COMPARATIVA COM OS MAGMAS BASÁLTICOS INICIAIS TOLEÍTICOS, ALCALINOS, CALCOALCALINOS E ALTOALUMINOSOS (RECALCULADOS PARA 100%, LIVRES DE H_2O).

	1	2	3	4	5
SiO_2	55.94	51.5	46.6	54.0	48.1
TiO_2	0.87	1.5	2.9	0.9	0.89
Al_2O_3	10.89	14.8	15.8	18.1	18.22
Fe_2O_3	3.88	1.6	3.9	2.5	1.04
FeO	5.26	9.9	8.8	5.8	8.31
MnO	0.19	-	0.2	0.1	0.17
MgO	9.42	7.2	7.7	5.5	8.96
CaO	11.23	11.0	10.0	8.4	11.30
Na_2O	1.78	2.0	2.9	3.4	2.80
K_2O	0.40	0.5	0.9	1.1	0.14
P_2O_5	0.14	-	0.4	0.2	0.07

1 - Diabásio Penatecaua (NR-323). 2 - Média dos magmas originais toleíticos (NOCKOLDS & ALLEN, 1956). 3 - Média dos magmas originais alcalis basálticos (NOCKOLDS & ALLENS, 1954). 4 - Média dos magmas basálticos originais calcoalcalinos (NOCKOLDS & ALLENS, 1953). 5 - Composição de um basalto altoaluminoso (YODER & TILLEY, 1957).

Como já observado, o "trend" de diferenciação do Diabásio Penatecaua é essencialmente toleítico e bem distinto de "trend" alcalino, o qual é aproximadamente definido pelos basaltos, andesitos, dacitos e riolitos que representam a média de DALY (1935). A evolução do fracionamento do Diabásio Penatecaua no rumo toleítico pode ser entendido pela atuação de voláteis como acentuado por OSBORN (1959), cujo trabalho experimental sobre o sistema quaternário MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2, indicou os possíveis efeitos da pressão parcial do oxigênio (PO_2) sobre o curso da cristalização dos magmas basálticos. WAGER & DEER (1939), TILLEY (1950) e KUNO (1953, 1959) sugerem que o fracionamento dos magmas basálticos rumo a um maior enriquecimento em álcalis e sílica ("trend" calco-alcalino) do que em ferro com estabilidade ou leve acréscimo da sílica ("trend" toleítico), seriam consequência da contaminação do magma basáltico por material siálico. OSBORN (1959) demonstrou que se durante o fracionamento, a composição total permanece constante com um consequente decréscimo na pressão parcial do oxigênio, um "trend" toleítico será obtido. Se a pressão parcial do oxigênio permanece aproximadamente constante ou aumenta durante o fracionamento, um "trend" calcoalcalino será atingido. A figura 11, mostra uma comparação do sistema experimental MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 em que a razão $\frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO+FeO+Fe_2O_3}$ versus SiO_2 possibilita a plotagem dos pontos figurativos do Diabásio Penatecaua e outras séries magmáticas conhecidas. A curva exibida pelo Diabásio Penatecaua tipifica uma cristalização à composição total constante similar à obtida pelos sucessivos líquidos da intrusão diferenciada do Skaergaard, (WAGER, 1960), pela mistura artificial de OSBORN

(1959) e pelos olivina basaltos e andesitos toleíticos de NOCKOLDS (1954), refletindo um curso toleítico durante o fracionamento.

6. BIBLIOGRAFIA

ARAUJO, J. F. V. et alii - 1976 - Geologia da Folha SA.21. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha SA.21 Santarém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação, e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 17-122 (Levantamento de Recursos Naturais, 10).

CAPUTO, M. V. & ANDRADE, F. G. de - 1966 - Geologia em semi detalhe no flanco sul da bacia Amazônica entre os rios Cupari e Abacaxis. Belém, PETROBRÁS. 113p., il. (Relatório interno, 589 A).

CAPUTO, M. V; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. - 1971 - Litoestratigrafia da bacia do Amazonas. Belém, PETROBRÁS. 92 p., il. (Relatório Interno, 641 A).

CARVALHO, J. M. A. & FIGUEIRAS, A. J. M. - 1977 - Projeto Calcário-Itaituba; relatório de etapa I. Belém, Convênio DNPM/CPRM. v.1.

DALY, R. A. - 1935 - Igneous rocks and the depths of the earth. New York; London, McGraw Hill Book Co., 589 p.

DERBY, O. A. - 1877 - Contribuição para a geologia da região do baixo Amazonas. Arch. Museu Nacional. Rio de Janeiro, 2: 77-104.

GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. G. - 1966 - The genesis of basaltic magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology. 15: 104-190.

HARTT, C. F. - 1896 - A geologia do Para. Boletim do Museu Paraense. História Natural e Ethnografia. Belém, 1: 257-273.

KENNEDY, W. Q. - 1933 - Trends of differentiation in basaltic magmas. American Journal of Science. 25: 239-256.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8: 523-544.

ISSLER, R. S. et alii - 1974 - Geologia da folha SA.22. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha SA.22 Belém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p.3-60 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

KUNO, H. - 1953 - Formation of calderas and magmatic evolution. American Geophysics Union Transvaal. 34: 267-280.

KUNO, H. - 1959 - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bulletim Vulcanologique. Ser. II. 20: 37-76.

MACAMBIRA, E. M. B. et alii - 1977 - Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM v.1.

NOCKOLDS, S. R. - 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Geological Society of America Bulletin. 65: 1007-1032.

NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R. - 1953, 1954 e 1956 - The geochemistry of some igneous rocks series. Geochemica et Cosmochimica Acta. 4,5,9: 105-142; 245-285. (Part. 1,2 e 3).

OSBORN, E. F. - 1959 - Role of Oxygen presure in the cristallization and differentiation of basaltic magma. America Journal of Science 257: 609-647.

PEARCE, T. H. et alii - 1975 - The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram; a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters. 24: 419-426.

RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. G. - 1950 - Geochemistry. Chicago Univ. Chicago Pres. 912 p.

SANTOS, D.B. et alii - 1975 - Geologia da folha SB.21 In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha SB.21-Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso e potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 15-99 (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

SILVA, G. G. et alii - 1974 - Geologia da Folha SC.22. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Geologia da folha SC.22-Tocantins;geologia, geomorfologia, solos, vegetaçao e uso e potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 3-143 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

TILLEY, C. E. - 1950 - Some aspects of magmatic evolution. Quarterly Journal of the Geological Society of London. 106: 37-61.
WAGER, L. R. & DEER, W. A. - 1939 - The petrology of the Skaergaard intrusion, kangerdlugssuaq, east Greenland. Meddecelser on Gronland. 105 (4): 4335 p.

FIG - 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

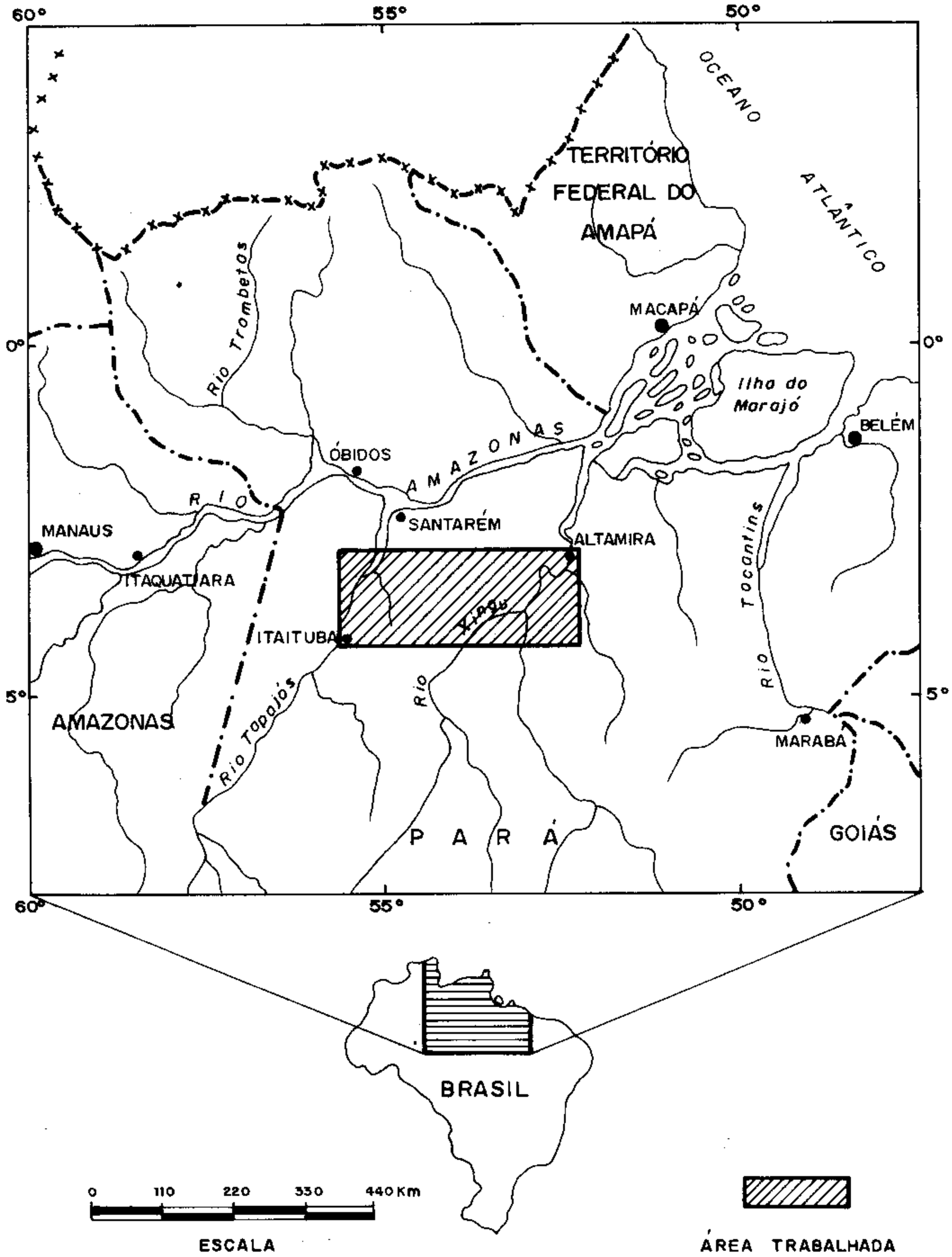


FIG. 2

MAPA GEOLÓGICO

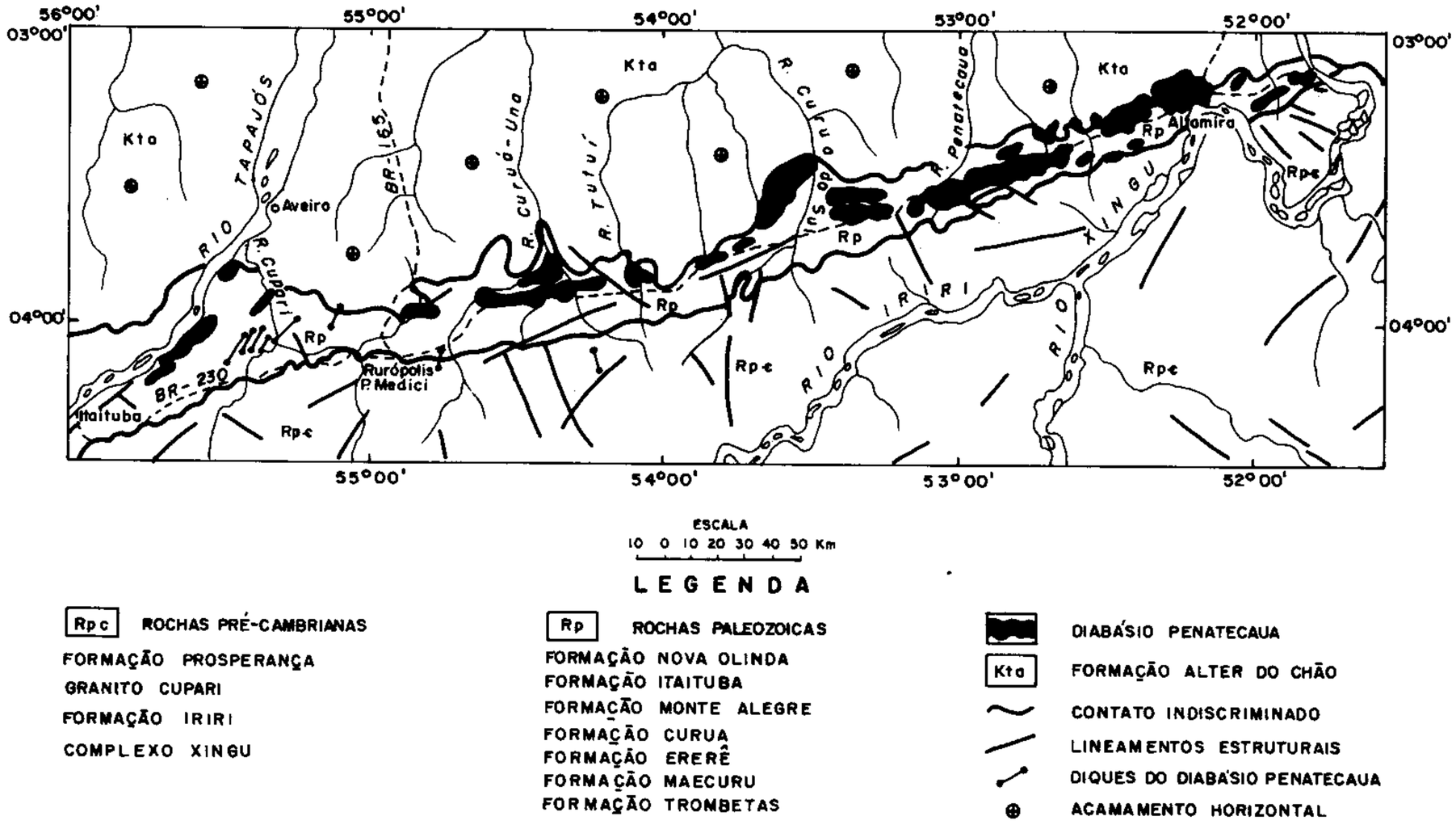
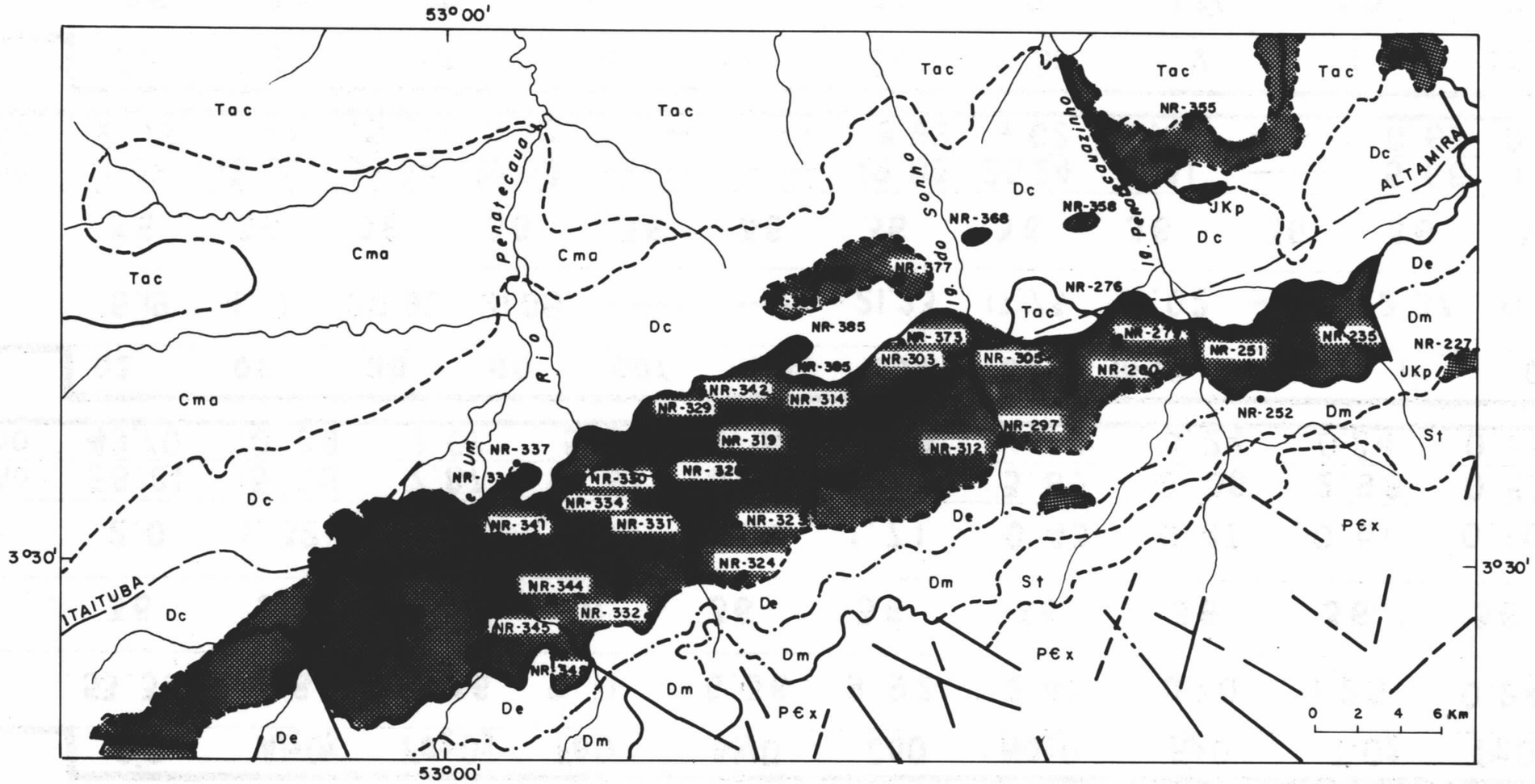


FIG. 3

ÁREA COM AMOSTRAGEM DETALHADA



Tac - Formacao Alter do Chão
JKp - Diabásio Penatecaua
Cma - Formação Monte Alegre
Dc - Formação Curuá
De - Formação Erere
Dm - Formação Maecuru
St - Formação Trombetas
PЄx - Complexo Xingu
● Ponto de amostragem
Lineamentos estruturais
Rodovia Transamazônica

Tabela: 01 – Concentrações (média) químicas e normativas dos elementos maiores (percentagem em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm) e alguns parâmetros estatísticos correspondentes.

		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO
$\bar{X}$		53.37	12.84	3.46	9.11	6.36	9.92	2.47	0.70	1.25	0.24	0.22
n		36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
S		2.0	1.32	1.69	2.50	2.06	1.71	0.43	0.47	0.61	0.10	0.08
Valores	máximo	58.81	15.55	7.87	13.57	8.90	12.12	3.85	2.08	2.98	0.53	0.50
	mínimo	49.70	10.89	1.07	5.26	2.08	5.64	1.78	0.24	0.24	0.11	0.11

		qz	or	ab	an	cor	ne	cpx	opx	mag	hem	il	ap	ol
$\bar{X}$		6.19	4.17	20.92	21.85	—	—	21.23	17.73	5.02	—	2.37	0.52	—
n		36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
Valores	máximo	11.22	12.30	32.54	29.53	—	—	29.03	25.24	11.41	—	5.66	1.16	—
	mínimo	2.56	1.42	15.04	6.59	—	—	8.89	9.62	0.62	—	0.63	0.24	—

		Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Y	Zr	Rb
$\bar{X}$		196	54	62	222	72	37	129	370	30	117	60
n		36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
S		111	19	82	123	45	14	36	281	10	76	19
Valores	máximo	70	20	10	100	5	20	100	20	15	30	15
	mínimo	500	100	300	500	150	70	200	1500	50	500	105

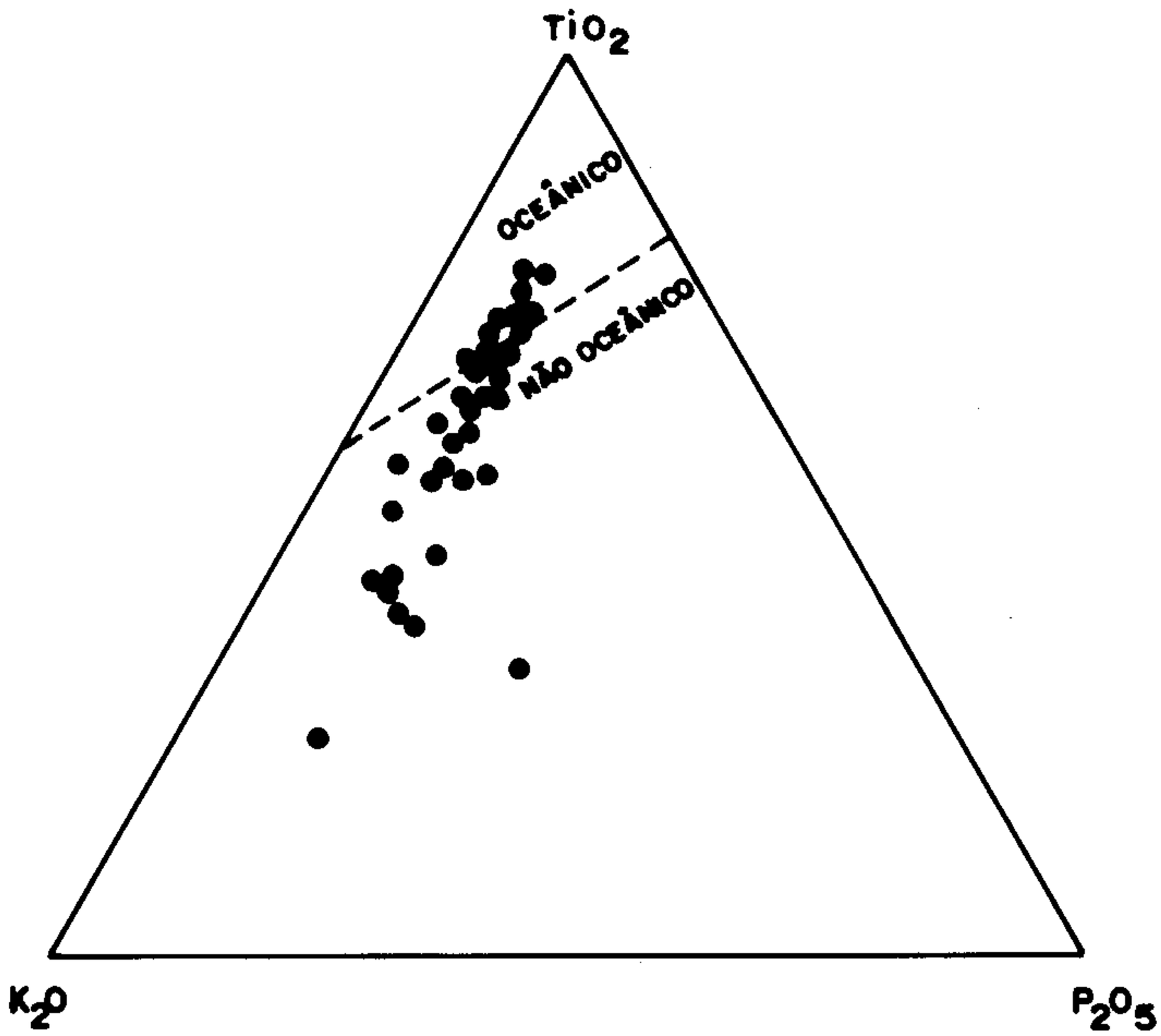


FIG. 4 — DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ PARA OS DIABÁSIOS DA UNIDADE PENATECAUA

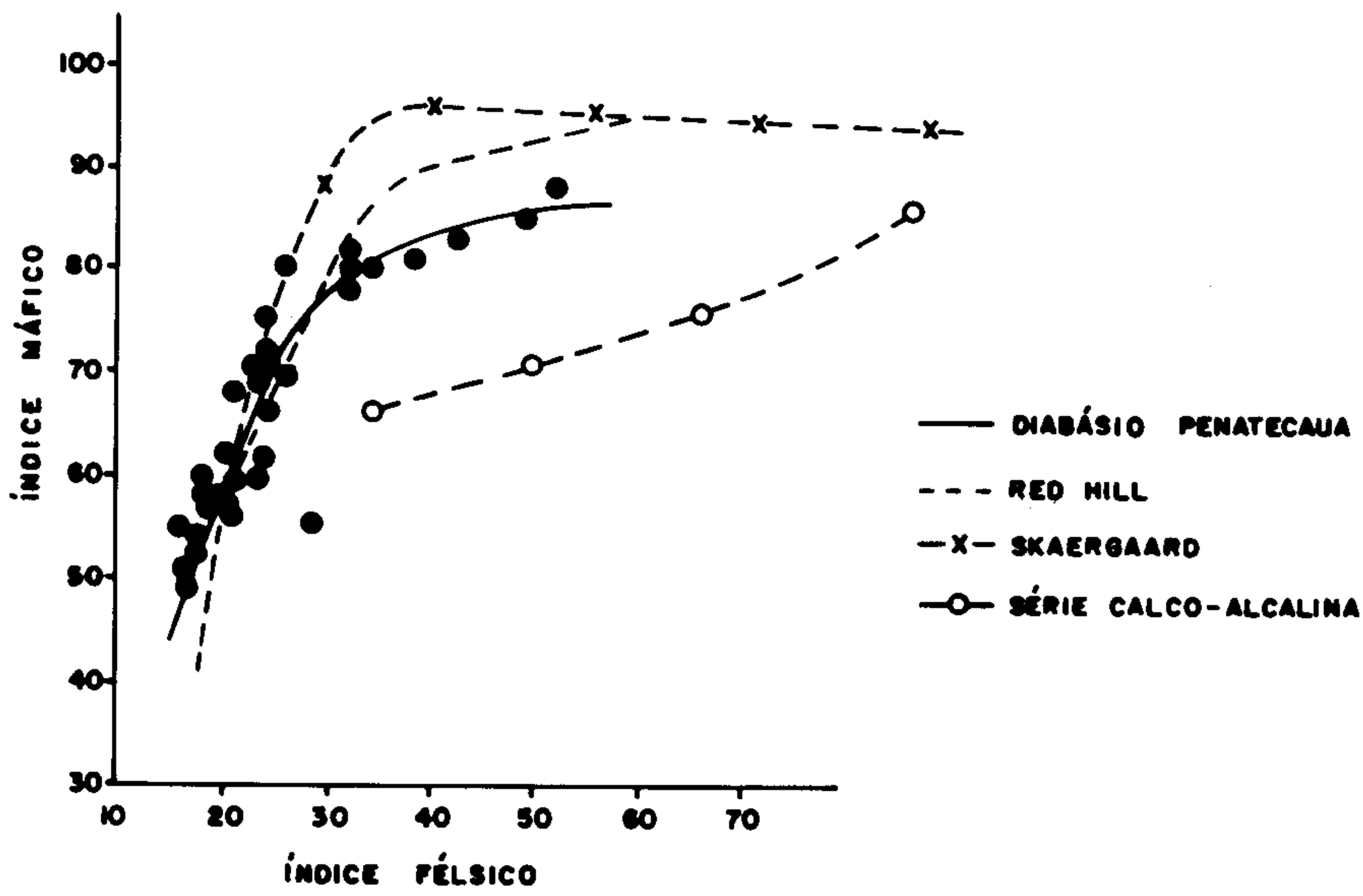


FIG. 5 — DIAGRAMA DOS ÍNDICES FÉLSICO X MÁFICO

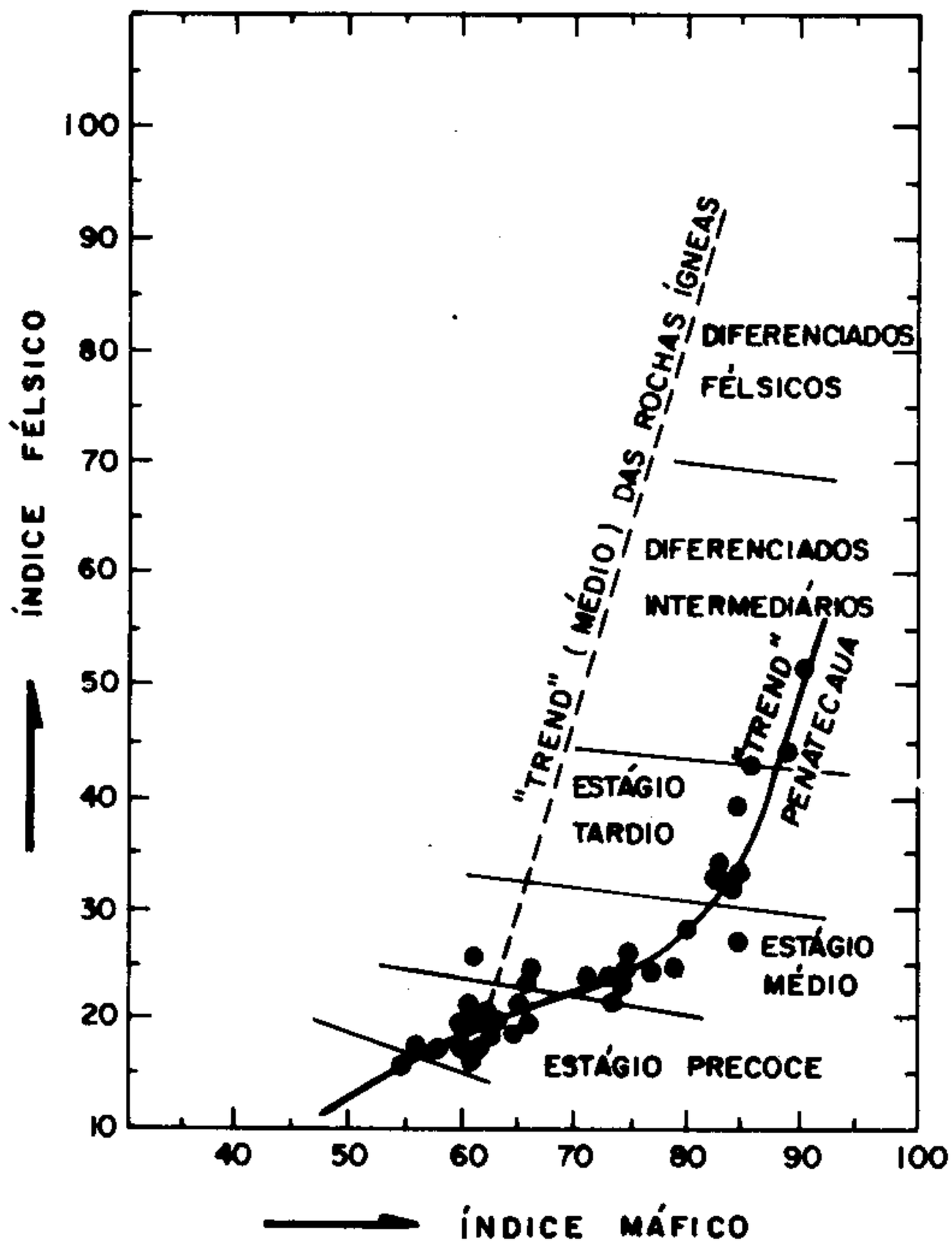


FIG. 6 — DIABÁSIO PENATECAUA EM DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DO ÍNDICE FELSICO *-VERSUS* INDICE MAFICO

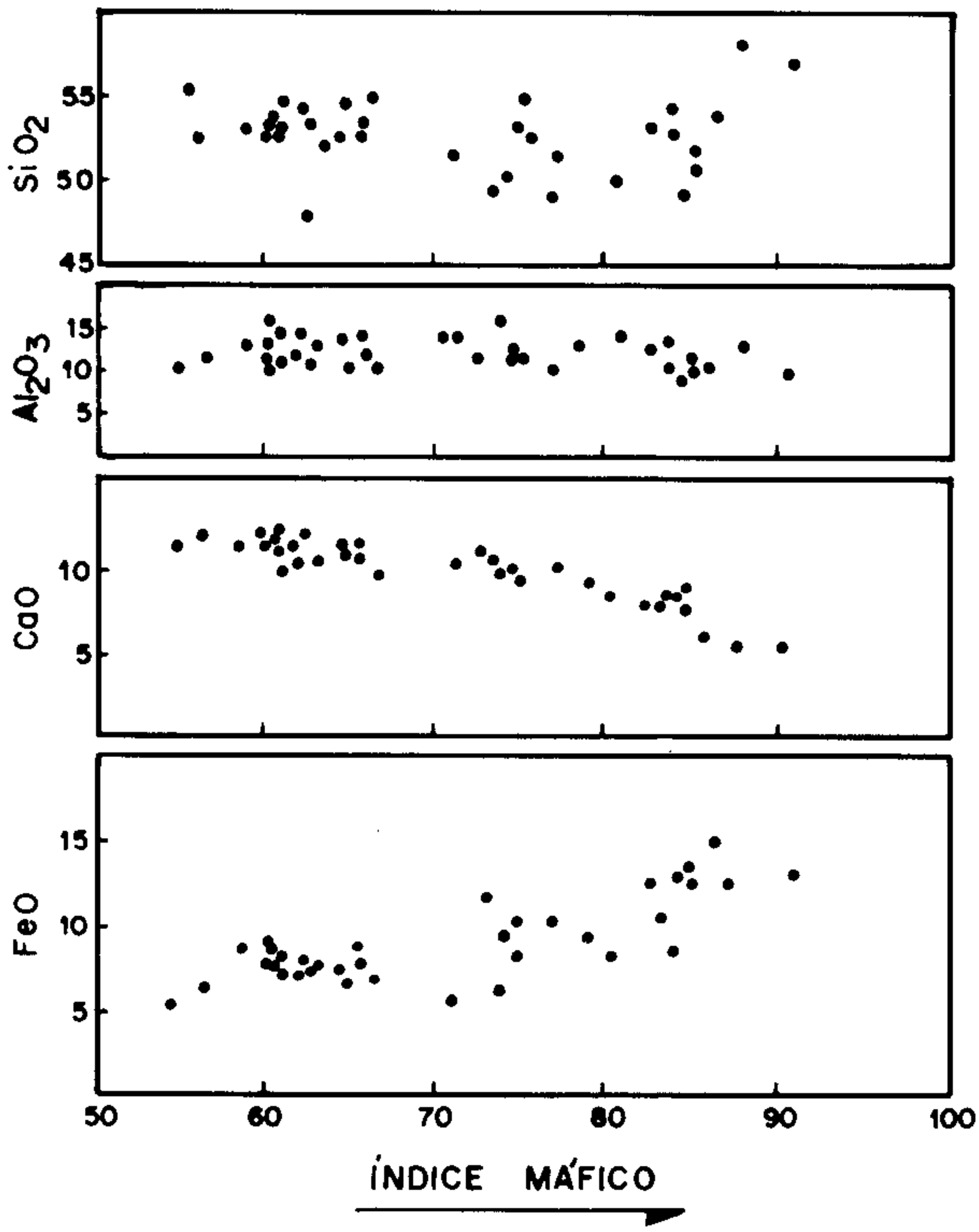
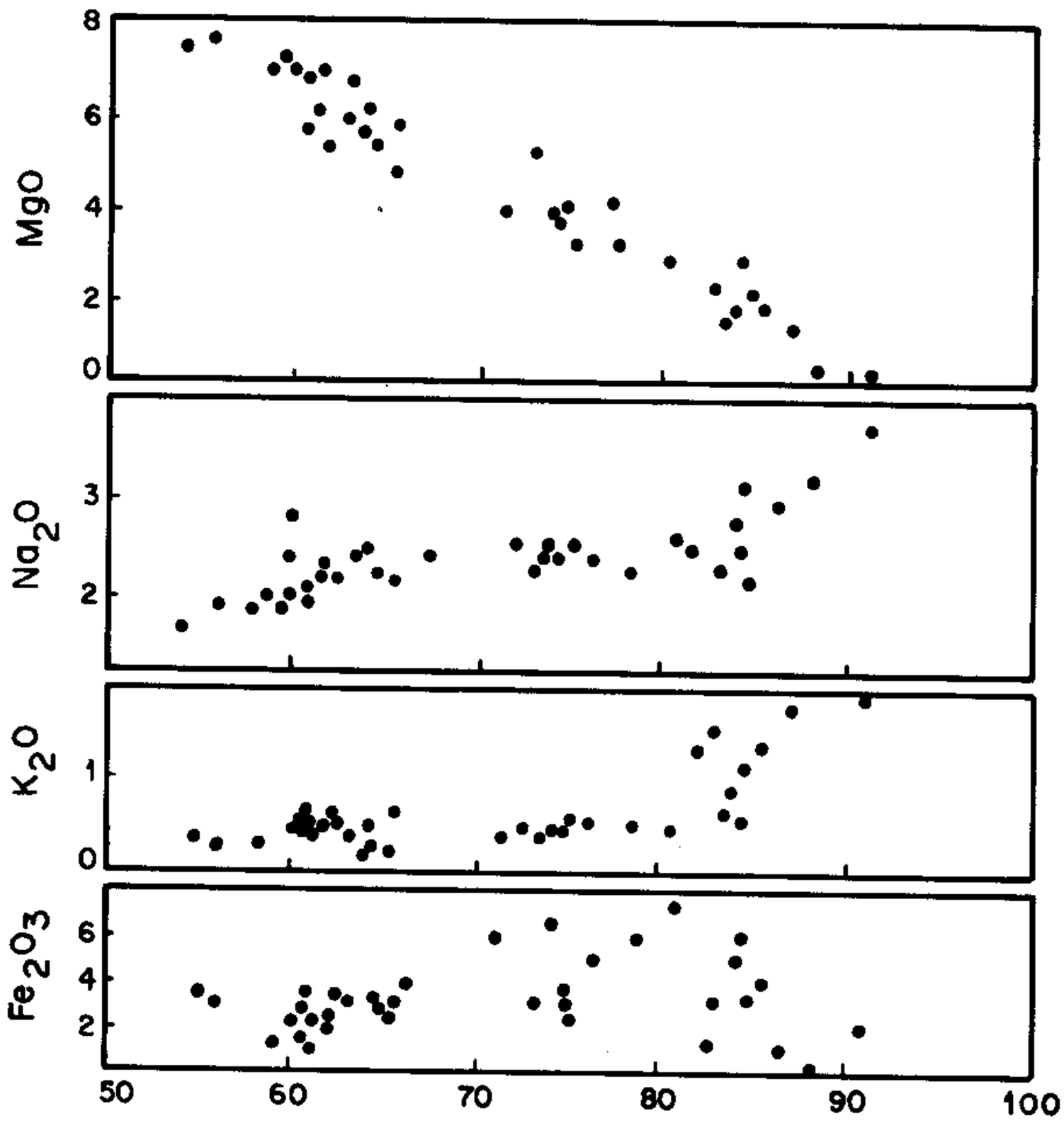


FIG. 7 - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES *VERSUS* ÍNDICE MÁFICO


MgO
8
6
4
2
0
Na_2O
3
2
K_2O
1
0
Fe_2O_3
6
4
2
50
60
70
80
90
100

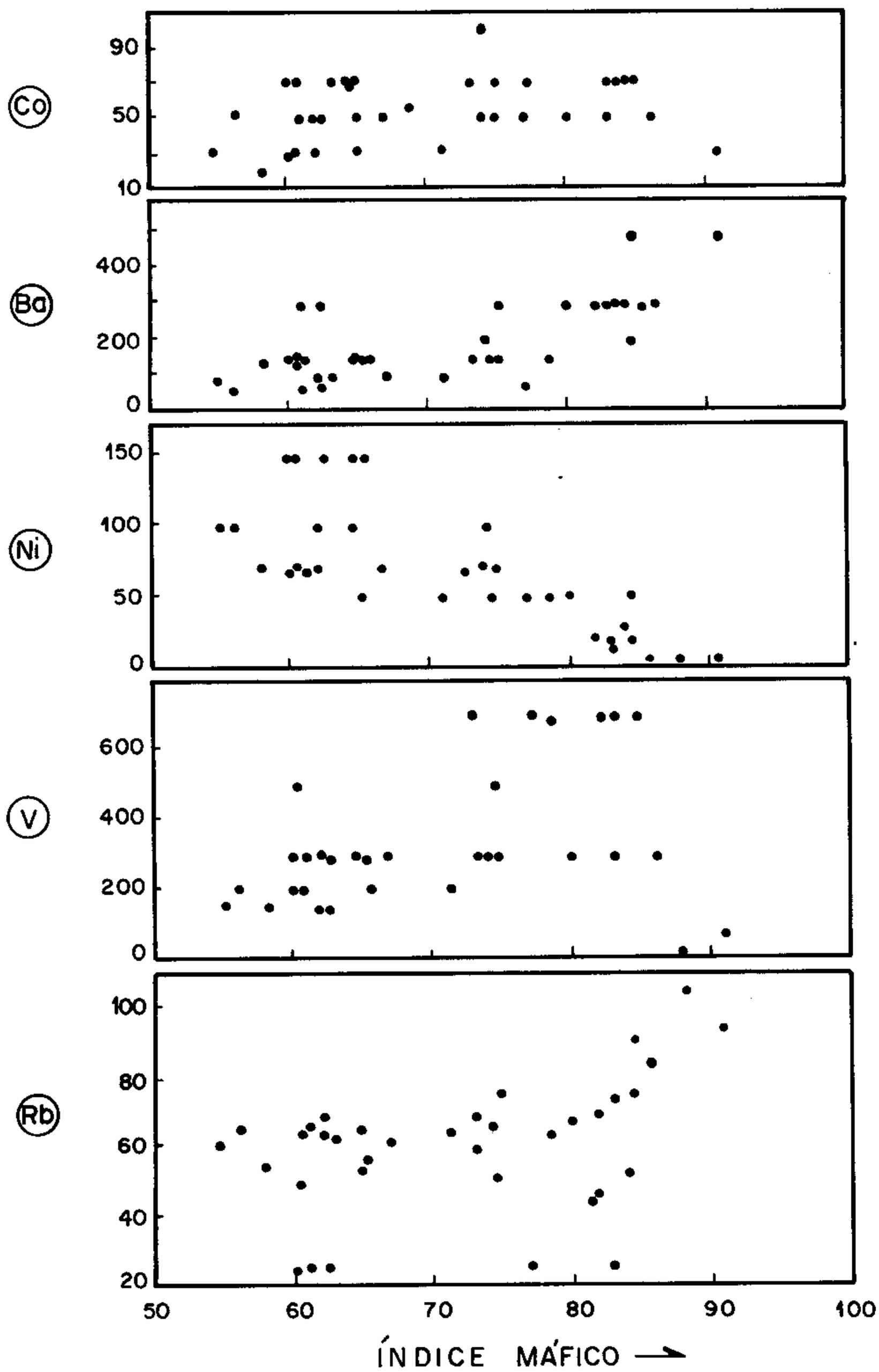
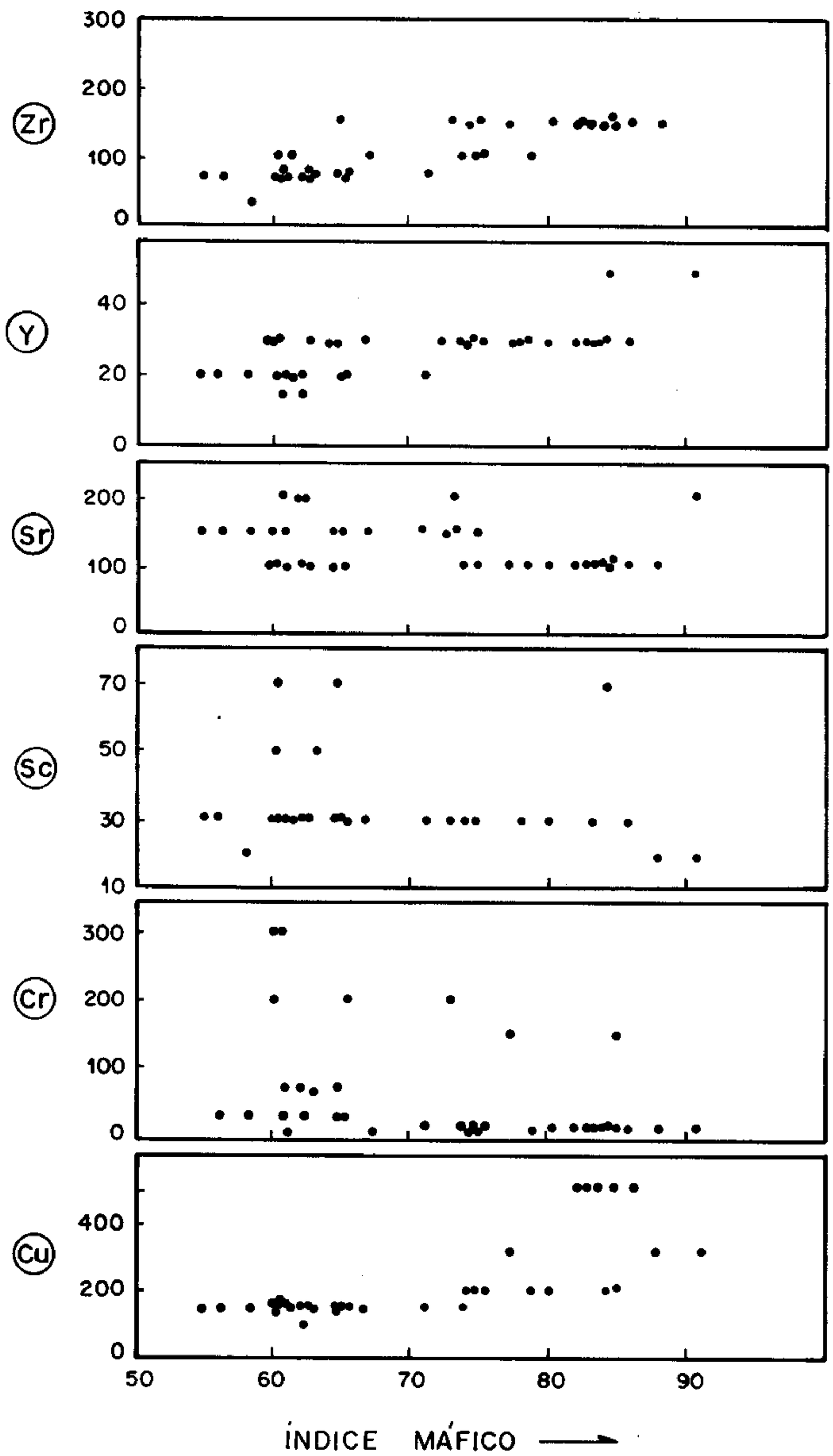


FIG. 8 - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ALGUNS ELEMENTOS - TRAÇO X ÍNDICE MÁFICO


Zr
300
200
100
0
Y
40
20
0
Sr
200
100
0
Sc
70
50
30
10
Cr
300
200
100
0
Cu
400
200
0
50
60
70
80
90
ÍNDICE MÁFICO

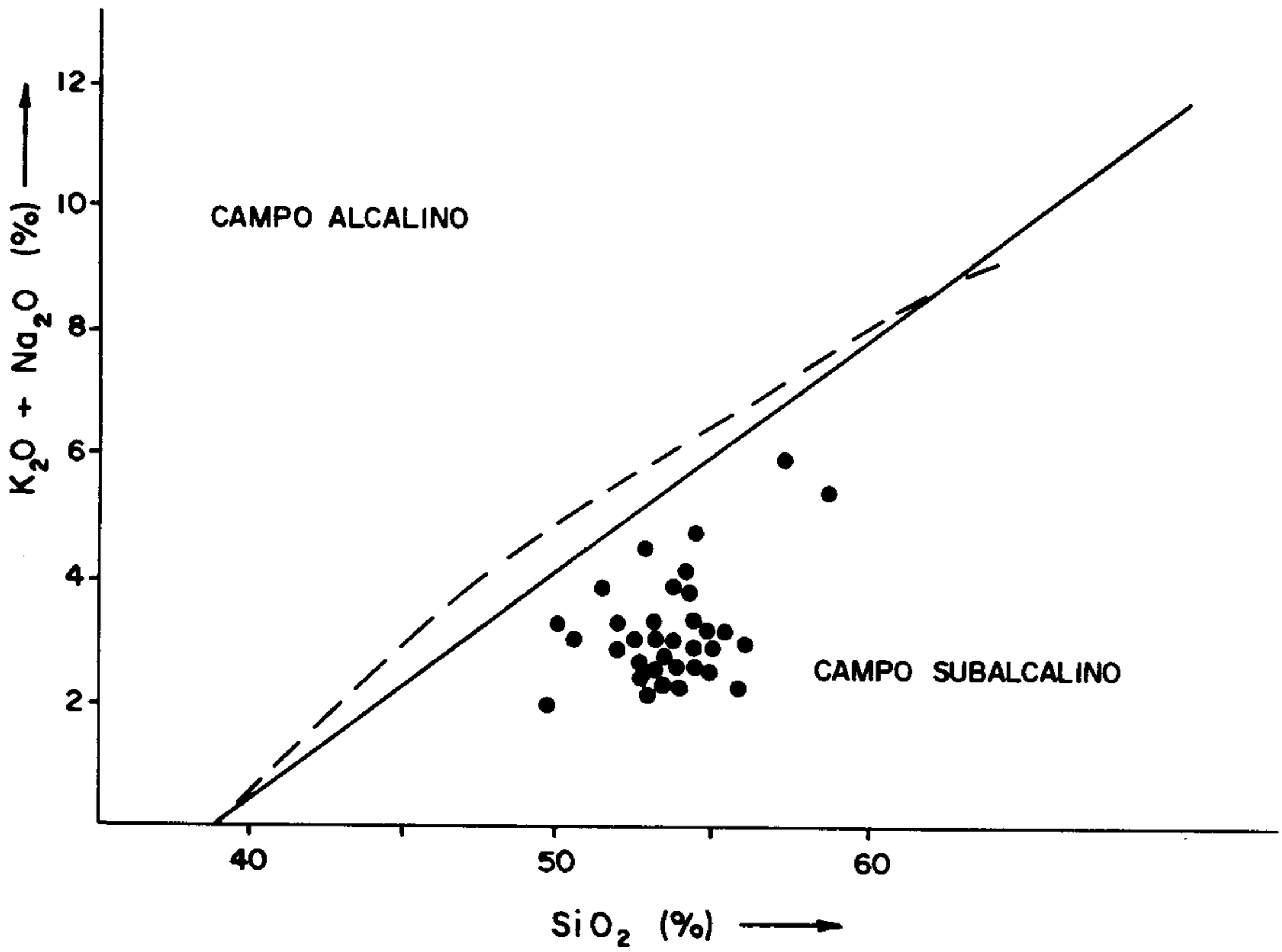


FIG. 9 –DIAGRAMA ÁLCALIS VERSUS SÍLICA PARA AS ROCHAS BÁSICAS DA UNIDADE PENATECAUA. A LINHA CONTÍNUA REPRESENTA O LIMITE ENTRE OS CAMPOS ALCALINO E SUBALCALINO PROPOSTO POR MAC DONALD & KATSURA (1964), ENQUANTO A LINHA DESCONTÍNUA REPRESENTA O LIMITE SUGERIDO POR IRVINE & BARAGAR (1971).

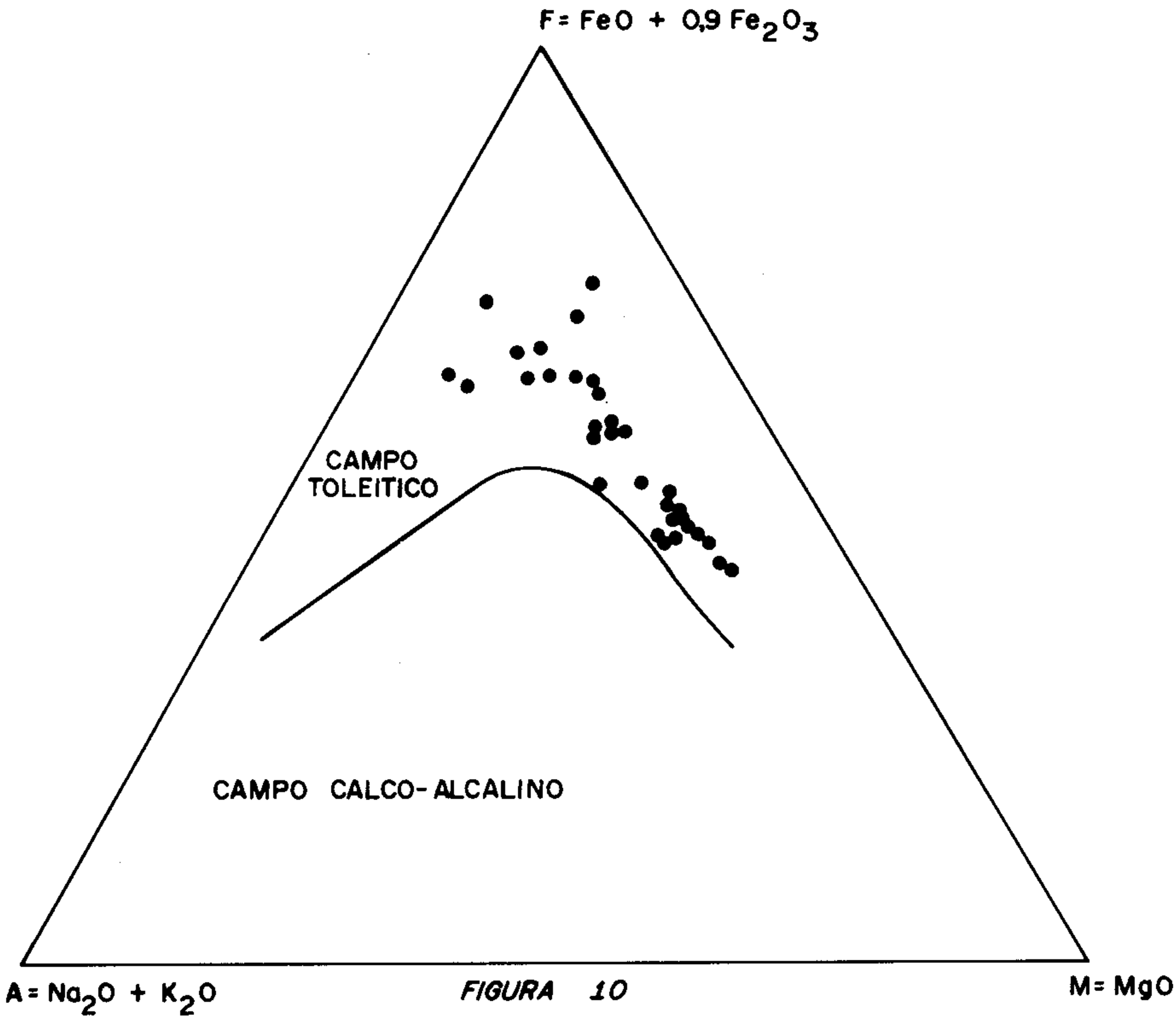


FIGURA 10

DIAGRAMA AFM ORIGINAL DE POLDEVAART (1944). LIMITE ENTRE OS CAMPOS TOLEÍTICO E CALCO-ALCALINO SEGUNDO IRVINE & BARAGAR (1971)

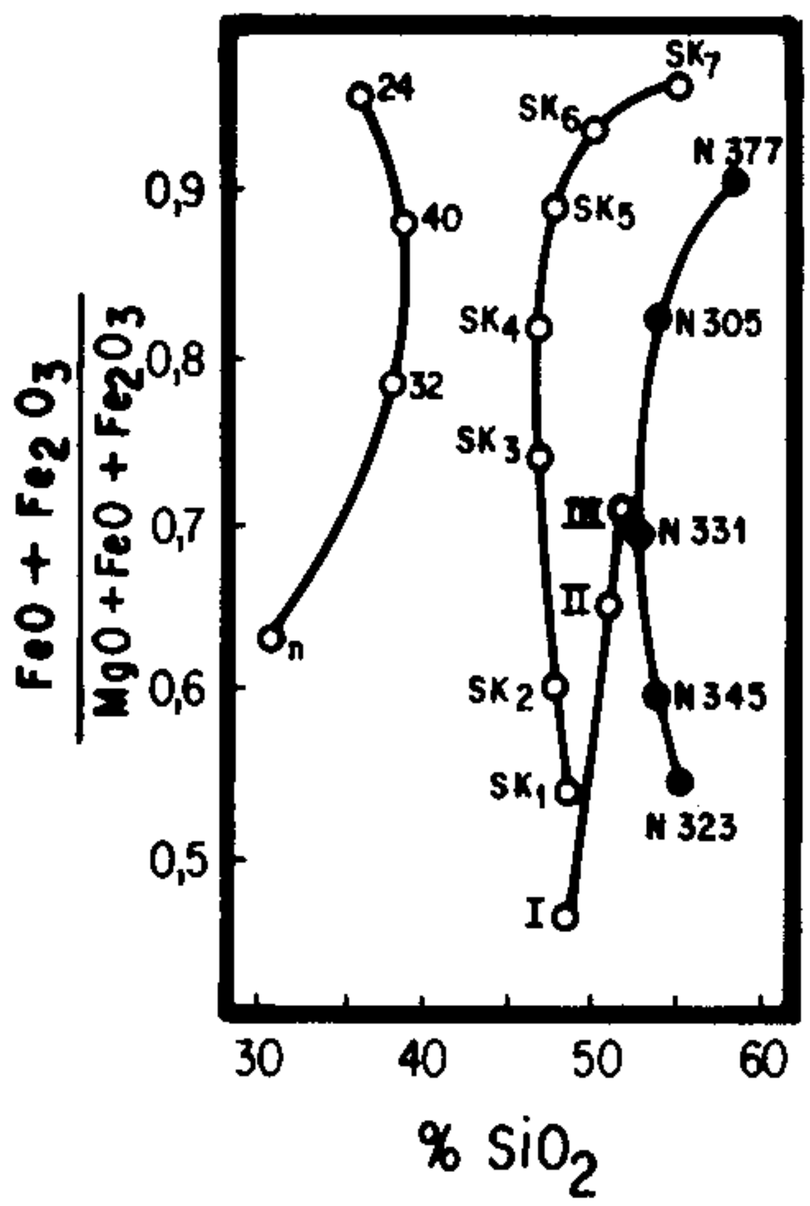


FIG. 11 — COMPARAÇÃO DO SISTEMA EXPERIMENTAL $MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$ COM O DIABÁSIO PENATECAUA E OUTRAS SÉRIES MAGMÁTICAS. EXPLANAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DAS CURVAS : n a 24 — CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA DE UMA MISTURA ARTIFICIAL SOB CONDIÇÕES DE COMPOSIÇÃO TOTAL CONSTANTE (OSBORN, 1959) ; SK_1 a SK_7 — SUCESSIVOS LÍQUIDOS DA INTRUSÃO SKAERGAARD (WAGER, 1960) ; I a II — OLIVINA BASALTO TOLEÍTICO A ANDESITO TOLEÍTICO (NOCKOLDS, 1954) ; N323 a N377 — DIABÁSIO PENATECAUA.

CATAMETAMORFITOS ARQUEANOS DA REGIÃO CENTRO LESTE DO TERRITÓRIO FEDERAL DO AMAPÁ

Xafi da Silva Jorge João
Paulo Augusto da Costa Marinho

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT *This work deals with high grade metamorphic rocks occurring in the central-eastern part of Território Federal do Amapá involving petrographic and genetic aspects from a crustal evolution point of view. Basic and acid granolites have been analysed and have their stratigraphic position defined in function of the spatial relationships observed. Therefore, it is established a cronostratigraphical succession for the area whose lithologies show a nature and features inherent to the typical Archaen geological processes. The piriclasites have their geographical distribution very restricted whereas the charnockitic and enderbitic granolites are the dominant lithological types. Visualized as cataequivalentes of low and medium grade metamorphic terranes, respectively, they exemplifly a succession - in the regional cronostratigraphy - of rocks, apparently without metamorphic discontinuity. Both charnockitic and enderbitic rocks have yielded ages of 2.500 m.y. by Rb/Sr method and an initial ratio of 0.7063 ± 0.0018. Considering that the mapping scale is 1:100.000, these catametamorphites have representation on a geological map, to which were given formal designation.*

1. INTRODUÇÃO Este trabalho resume sumariamente as informações obtidas no curso do mapeamento geológico realizado pela Superintendência Regional de Belém, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM, por força de convênio firmado entre estas entidades.

Os dados aqui obtidos são referentes aos trabalhos executados em escala 1:100.000 nas áreas das folhas NA.22-Y-B-III e NA.22-Y-B-VI, no Território Federal do Amapá, em terra dos municípios de Amapá e Ferreira Gomes, abrangendo aproximadamente uma área de 6.050 km^2 (figuras 01 e 02), formando um retângulo com as seguintes coordenadas:

A	- 02°00'N	- 51°30' WGr		C	- 01°00'N	- 51°00' WGr
B	- 02°00'N	- 51°00' WGr		D	- 01°00'N	- 51°30' WGr

2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL O conjunto de metamorfitos que compõem a associação litológica da região estudada, é parte integrante do Craton Amazônico (ALMEIDA et alii, 1976). A coluna estratigráfica elaborada (figuras 03 e 04) foi suportada por trabalhos de campo e pelo empilhamento algo modificado daquele esboçado por JORGE JOÃO et alii (1978). É adotada a emenda sugerida por SOHL (1977), por considerá-la como de boa aplicação e resolução para o conjunto de rochas

metamórficas ocorrentes.

Como se observa no quadro apresentado, as unidades componentes são consideradas como de idade arqueana. A esse conjunto, pertencem unidades metamórficas complexamente dobradas, formalmente designadas de "suite" Metamórficas Ananaí, Vila Nova, Tartarugal Grande e Guianense. Embora a unidade Vila Nova seja constituída por metamorfitos de baixo grau, o tempo "Suite" foi adotado pelo fato de não mais guardarem as características estruturais originais.

A sequência de dados geocronológicos em número suficiente, dificultou em grande parte, a tentativa de se esboçar com maior detalhe, a evolução geológica e subdivisões estratigráficas do conjunto litológico.

As diferentes sequências arqueanas assomantes na área, podem ser consideradas como pertencentes a um domínio de semi-plataforma, possíveis de investigações graças à intensa denudação ocorrida. As transformações e sucessivas recristalizações modificaram as características originais das rochas, impedindo visualizações detalhadas da disposição e comportamento das sequências, na sua forma primitiva.

Um estudo com relativo grau de detalhe dos metamorfitos e uma posterior integração dos resultados, permitiu a visualização de feições ou caracteres gerais, que somente poderiam ser entendidos como ocorridos no Arqueano e considerados como típicos de um estágio protoplataformal.

3. GRANOLITOS BÁSICOS E ÁCIDOS

3.1 - Trabalhos Anteriores Algumas citações sobre faixas ou terrenos granolíticos estão contidas em trabalhos anteriores que tratam generalizadamente sobre os denominados Complexo Basal, Complexo Cristalino, Precambriano Indiferenciado, sem no entanto destacar essas faixas individualmente sob uma designação formal. SCARPELLI (1969), VALE et alii (1972), COSTA et alii (1974), LIMA et alii (1974) representam algumas das mais importantes citações. Mais recentemente, JORGE JOÃO et alii (1978) identificaram e individualizaram uma extensa faixa de rochas granolíticas, à qual atribuiram a designação formal de "Suite" Metamórfica Ananaí. No presente trabalho, os autores adotam esta denominação para a unidade catazonal basal envolvendo apenas as unidades Piriclasitos Mutum e Quartzito Tracajatuba, e introduzem a designação de "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande para a associação de rochas granolíticas ácidas, envolvendo as unidades Enderbito Cobra e Charnockito Cuatá na hierarquia formacional. Nas áreas em que foi impossível uma separação por dificuldade de acesso e/ou ausência de amostragem, atribuiu-se o qualificativo de Indiviso.

3.2 - Distribuição Geográfica e Posicionamento Estratigráfico A "Suite" Metamórfica Ananaí ocorre como estreitas e subordinadas faixas confinadas à folha NA.22-Y-B-VI. As melhores exposições do Piriclasito Mutum situam-se ao longo do rio Falsino, no igarapé Acapuzal, no alto curso do igarapé Cobra, no médio-baixo curso do Igarapé do Cedro e no rio Tartarugal Grande. O Quartzito Tracajatuba tem suas áreas de ocorrências no rio Tartarugal Grande, logo a jusante do igarapé da Onça e ao longo do rio Tracajatuba, acompanhando, por grande extensão, o trecho do rio.

A "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande foi identificada somente na área da folha NA.22-Y-B-VI, ocupando cerca de 80% da área total.

O Enderbito Cobra distribui-se como faixas irregulares ao longo do alto curso do rio Tartarugal Grande, estendendo-se a oeste, em regiões drenadas pelos igarapés Cobra e do Nazário. Uma significativa faixa situa-se no médio curso do rio Falsino, projetando-se para as nascentes dos igarapés Mosca e Acapuzal, formadores do rio Tartarugal Grande. Observa-se ainda, a existência de uma fai

xa no alto curso dos igarapés do Meio e do Fim, afluentes pela margem direita do rio Falsino. Um diminuto segmento pode ser visualizado, atravessando o rio Tartarugal Grande entre os igarapés Geraldo e da Onça.

A unidade Ananaí é posicionada estratigraficamente abaixo de toda a sequência, com base em sua característica faciológica catazonal e composicional máfica (Piriclasito Mutum), evidenciando uma formação a níveis crustais mais profundos. Sua antiguidade em relação aos catametamorfitos ácidos da unidade Tartarugal Grande é considerada com base nas relações de campo - como encraves nos charnockitos e enderbitos - e ao conceito evolutivo sobre a área, em que se interpreta a sua natureza máfica, como representativa das primeiras manifestações geológicas arqueanas. O Quartzito Tracajatuba é cronoposicionado em sobrejacência ao Piriclasito Mutum, por considerá-lo como derivado deste por um processo de "quartzificação" por diferenciação ou alteração hidrotermal-metassomática sob influência da granitização regional. O Piriclasito Mutum e o Quartzito Tracajatuba seriam os equivalentes catazonais do Anfibolito Anatum e Quartzito Fé em Deus, unidades componentes da "Suite" Metamórfica Vila Nova.

A "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande está cronoposicionada abaixo da "Suite" Metamórfica Guianense por sua natureza faciológica, em que os componentes litológicos são tipicamente catazonais de um contato transicional para os litotipos mesozonais da unidade Guianense. A sobrejacência da unidade Tartarugal Grande, em relação às "suites" metamórficas Ananaí e Vila Nova, é consequência da conceituação evolutiva adotada para a área, fundamentada num processo de transformação do tipo sima-sial. A subjacência do Enderbito Cobra, em relação ao Charnockito Cuatá, foi aceita ao admitir-se um estágio intermediário de composição tonalítico-granodiorítica - que assume características enderbito-charnoenderbíticas na catazona - entre os extremos básicos (Piriclasito Mutum) e ácidos (charnockito Cuatá), no processo transformativo de sialização.

4. PIRICLASITOS E CATAQUARTZITOS

4.1 - Petrografia, Origem e Correlação A subdivisão formulada para a "Suite" Metamórfica Ananaí, compreende duas unidades litoestratigráficas na hierarquia de formação. A identificação e individualização foi fundamentada na distinta natureza litológica e composicional apresentada. Assim, granolitos básicos e metaquartzitos são mapeados na escala proposta, com distribuição espacial nos terrenos catazonais, como observado no mapa geológico (figura 05).

Os autores deste trabalho adotam a terminologia proposta por WINKLER & SEN (1973). Dentre as rochas do grupo granolito, merece destaque a variedade hiperstênio-piroclásio-granolito, a qual BERTHELSEN (1960) denominou de piriclasito. Na área em estudo, este tipo litológico é de relativamente fácil delimitação em mapa e a denominação de Piriclasito Mutum traduz a preservação da designação formal, criada por JORGE JOÃO et alii (1978).

O termo quartzito é extremamente vago, sem conotação faciológica e genética, compreendendo rochas metamórficas altamente quartzosas. Neste trabalho, o Quartzito Tracajatuba representa uma unidade quartzítica, cujo posicionamento geográfico e natureza composicional o distingue do Quartzito Fé em Deus, da unidade Vila Nova. Pela generalização e individualização que marca o termo quartzítico, apenas os minerais-índice e a associação litológica foram utilizados na tentativa da separação entre os quartzitos cata e epizonais.

Os caracteres texturais e mineralógicos evidenciam claramente que as litologias componentes das duas unidades da "suite" são compatíveis com as condições reinantes no fácies granolito. Tanto os piriclasitos como os quartzitos exibem arranjo textural tipicamente granoblástico equigranular a inequigranular, sem qualquer evidên

cia ou reminiscência que permitisse uma identificação ou caracterização da natureza primitiva.

Piriclásito - são dominantes, senão exclusivos, dentre estes catametamorfitos básicos, os tipos hiperstênio-piroclásio-granolito, ou seja, do tipo gabronorítico, exibindo uma textura granoblástica, geralmente equigranular. Constituem granolitos a dois piroxênios (ourto e clinopiroxênio) e plagioclásio, mantendo, quese que invariavelmente, a mesma textura e composição mineralógica em todos os espécimes analisados.

Macroscopicamente, são rochas melanocráticas,faneríticas, dominantemente equigranulares e de granulação média. Plagioclásio e máficos são facilmente discerníveis à vista desarmada ou com o auxílio de lupa binocular. São marcantes o aspecto de não alteração e o isotropismo estrutural. As fases minerais majoritárias e essenciais são representadas por hiperstênio, diopsídio e labradorita.

A hornblenda verde está comumente presente, constituindo, por vezes, um percentual volumétrico considerável. O plagioclásio ocorrente é do tipo labradorita e andesina-labradorita, destacando-se como cristais tabulares isométricos, hipidioblásticos, exibindo geminação polissintética bem desenvolvida, segundo a lei da albita.

A relação quantitativa entre os piroxênios é bastante variável. O hiperstênio ocorre como grãos xenoblásticos, algo isométricos e com seu típico pleocroísmo. O diopsídio apresenta iguais feições de morfologia e característica coloração verde pálido, com imperceptível pleocroísmo. Em todos os espécimes analisados, está ausente qualquer efeito de metamorfismo retrógrado. Também ausentes são heterogeneidades internas, tais como intercrescimentos lamelares, estrutura "schiller" e extinção ondulante. A hornblenda verde é hipidioblástica, com ausência de qualquer efeito de tensão interna. Os acessórios mais frequentes são grãos opacos e apatita.

Quartzito - é o tipo litológico único da unidade Tracajatuba, caracterizado como de fácies de alto grau metamórfico em função da textura e minerais guia ou - índice, que ocorrem em associação, geralmente como varietais. Assim, são ocorrentes as variedades quartzito ferrífero, granada-silmanita quartzito e hiperstênio-granada quartzito. Embora este último seja diagnóstico da zona hiperstênica regional, ele não pertence ao grupo das rochas granolíticas, devido a ausência total da fase feldspática, constituinte indispensável para caracterizá-lo - por definição - como granolito.

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos inequigranulares, como forte extinção ondulante e bordas suturadas. Em alguns espécimes, dispõem-se segundo uma orientação preferencial e com desenvolvimento de fraturas sistemáticas, e regulares, perpendiculares à essa orientação. A silimanita apresenta-se como minúsculos cirstais prismáticos, algo aguiliformes, localizando-se ao longo dos contatos intergranulares ou inclusos nos grãos de quartzo, acompanhando, em ambos os casos, a orientação geral. A granada está presente como diminutos grãos caoticamente dispersos, e em quantidades sobordinadas. Em alguns casos o hiperstênio ocorre como diminutos cristais, facilmente identificável por suas propriedades óticas, particularmente o característico pleocroísmo e a extinção paralela. Ocasionalmente, o quartzo, como agregados sacaróides, constitui leitos regulares, contínuos e discerníveis, em alternância milimétrica a centimétrica,com leitos igualmente regulares de magnetita, dando à rocha um aspecto fitado ou bandeado conspícuo.

As rochas constituintes da unidade já foram estudadas com certo grau de detalhe, em trabalho anterior (JORGE JOÃO et alii 1978), particularmente com referência às suas características petrológicas e geoquímicas. Neste trabalho, as considerações emitidas por JORGE JOÃO et alii (op. cit.) são corroboradas, havendo, em consequência, uma superposição de expressão e conceituação pela afinidade de observação, identidade de idéias e coerências de interpretação.

Os piriclasitos ou granolitos básicos, como estudados, principalmente em seção delgada, não apresentam efeitos deformativos visíveis, apresentando, pelo contrário, um avançado estágio recristalizante, denunciando condições de equilíbrio, como se depreende da associação mineral e textura poligonal exibidas. Embora atingidos por um metamorfismo regional intenso, os granolitos básicos não apresentam estruturas penetrativas, com desenvolvimento apenas de zonas de fratura ou de cisalhamento. Acrescente-se, além do mais, que a intensidade relativa de recristalização teria sido controlada pelo reduzido número de fases mineralógicas ocorrentes. Esta observação torna-se mais saliente, quando da comparação com os granolitos ácidos, com os quais ocorre em íntima associação espacial, pois, estes, igualmente submetidos aos mesmos efeitos deformativos, exibem uma resposta em comportamento bastante diferente. É interessante frisar a marcante ausência de efeito retrógrado em todos os piriclasitos e, também, quartzitos analisados.

Com base no estudo da associação mineral, ocorrente nos piriclasitos, uma caracterização - em termos de regime de pressão - do tipo intermediário é atribuída como consequência da paragênese ortopiroxênio + plagioclásio + clinopiroxênio.

Um estudo de quase quarenta seções delgadas demonstrou uma marcante invariabilidade da associação hornblenda-hiperstênio-diopsídio - labradorita (titanobiotita - opacos - apatita) entre os piriclasitos. A frequente presença de hornblenda, como uma fase percentualmente significativa, poderia representar um efeito retrógrado em larga escala. Embora não conclusivo - em termos petrogenéticos - o aspecto textural-paragenético, existente nestas rochas, fornece evidências indicativas de evolução. É interessante destacar que a maioria dos espécimes piriclasíticos analisados e representativos mostra grânulos ou filmes de ilmenita, oa longo das bordas e fraturas da hornblenda. Entende-se que as hornblendas são moderadamente ricas em titânio, e que os piroxênios não admitem quantidades significativas desse elemento em sua estrutura, havendo, como consequência, um enriquecimento em titânio, nas hornblendas, quando atravessam o limite do fácies anfibolito-granolito (ENGEL & ENGEL, 1962 a).

Embora constitua uma observação isolada, sem suporte químico-analítico a obter-se da hornblenda, uma evolução é sugerida, com base no processo representado pela equação hornblenda + quartzo+ ortoclásio + piroxênio cálcico + plagioclásio + opacos + água. Merece destaque a inexistência, nas rochas piriclasíticas, de intercrescimento simpléticos hornblenda-quartzo, corroborando o sentido da reação acima esboçada. A presença desses intercrescimentos favoreceria o sentido oposto da reação (KATZ, 1968) indicando, assim, uma natureza secundária, retrógrada para a hornblenda. Nesse sentido, é aceito que nos piriclasitos, a fase mineral hornblenda é primária, como anteriormente já admitido por JORGE JOÃO et alii (1978).

O relacionamento dos quartzitos da unidade Tracajatuba com as demais litologias das outras unidades, no campo, não é claro, destacando-se, entretanto, o ambiente de formação faciológico catazonal e a sua área de ocorrência, como confinada aos terrenos granolitos da área do Projeto. Como consequência, é admitido o seu relacionamento, apenas, com o Piriclasito Mutum e com as litologias componentes da unidade Tartarugal Grande.

Como observado no campo e constante do mapa geológico, o Quartzito Tracajatuba está encravado ou envolvido pelos granolitos ácidos da "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande, sem entretanto identificar-se o tipo de rocha imediatamente sotoposta. Acredita-se num modelo genético evolutivo para a associação piriclasito-quartzito da unidade Ananaí, como extensão do adotado para associação anfibolito-quartzito da unidade Vila Nova. Sob esta ótica, é possível uma sotoposição de rochas básicas nos pontos de ocorrência do Quartzito Tracajatuba. Tal suposição baseia-se na hipótese de que a unidade Tra

cajatuba ter-se-ia formado por um processo de "quartzificação" a partir de rochas máficas, no caso o Piriclasito Mutum, por brusca diferenciação ou alteração hidrotermal-metassomática durante a granitização regional ou sialização crustal a níveis catazonais. Tal "quartzificação" evoluiria localmente a quartzitos ferríferos e "iron formation" bandeados, por contatos gradacionais. A este para Priclasito Mútu-Quartzito Tracajatuba, atribuiu-se uma cataequivalência em relação ao par Anfibolito Anantum-Quartzito Fé em Deus e consideram-se ambos os pares como componentes integrados de uma pretérita espessa sequência ultramáfica-máfica, a constituir uma primitiva crosta simática, transformada durante o Arqueano, a metamorfitos do tipo "greenstone belt". Atualmente preservados como segmentos intracratônicos, seriam os piriclasitos e quartzitos derivados, testemunhos dessa crosta simática primitiva e interpretados como representativos das raízes do "greenstone" Vila Nova, espacialmente superior, denunciando, como consequência, uma relação de contemporaneidade ou isocronologia a refletir isógradas verticais ou aproximadamente verticais.

Os granolitos básicos podem ser correlacionados no Craton Amazônico - aos Migmatitos Kanuku e "Suite" Dique Metadolerito de BERRANGE (1977) na Guiana; aos Grupos Adampada - Fallawatra e Coereni do Suriname (In: BOSMA, 1975); ao Complexo Imataca (Rios 1972) na Venezuela e aos Granolitos dos rios Falsino e Paru, no Território Federal do Amapá (SCARPELLI, 1969).

5. GRANOLITOS CHARNOCKÍTICOS ENDERBÍTICOS

5.1 - Petrografia, Origem e Correlação A unidade Tartarugal Grande foi subdividida em duas outras, na hierarquia de formação, individualizadas com base na natureza composicional algo discernível no campo e facilmente caractericada petrograficamente. Estas duas unidades, mapeáveis na escala proposta, são formalmente designadas de Enderbito Cobra e Charnockito Cuatá, ocorrendo em íntima associação espacial e, provavelmente, temporal. Correspondem à unidade Granoblastito Urucu de JORGE JOÃO et alii (1977). As rochas da "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande são distinguidas por seus caracteres texturais e composicionais, inerentes a um metamorfismo de alto grau, compatível com as condições catazonais.

Salienta-se a importância da definição de alguns termos empregados quando da referência as rochas granolíticas e outras rochas catametamórficas que lhes ocorrem associadas. Destaca-se a necessidade de esclarecimento quanto aos problemas de nomenclatura e terminologia, pelo fato de diversos autores definirem essas rochas com diversos significados, refletindo diversos aspectos e gerando uma certa confusão.

Os autores deste trabalho mostram preferência pela adoção da nomenclatura como proposta por WINKLER & SEN (1973), em que o termo "granolito" foi sugerido em substituição ao termo "granulito", sem conotação granulométrica. Deste modo, as rochas "granulíticas" foram redenominadas como granolito e granoblastito, na qual o primeiro seria composto de uma associação mineral diagnóstica da zona hiperstênica regional e o segundo, por uma associação mineral não diagnóstica desta zona. Dentre as rochas do grupo granolítico, merecem destaque os hiperstênio-piroclásio-granolitos, pertencentes à unidade Piriclasito Mutum e já referenciados em capítulo anterior. As rochas componentes da "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande são pertencentes às outras variedades, definidas em função das proporções dos constituintes majoritários e essenciais QAP (quartzo-álcalifeldspato plagioclásio), considerando-se a presença de hiperstênio uma constante e o grupo de rochas como de caráter reconhecidamente metamórfico. Na variedade granoblastítica são incluídas todas as rochas metamórficas de alto grau que, embora não contenha hiperstênio em sua paragênese, apresentam uma textura granoblástica similar à ocorrente entre

os granolitos, com os quais mantêm um íntimo relacionamento espacial, temporal e genético. A fim de melhor caracterizar esse grupo, um nome composto é geralmente adotado, em que o termo granoblastito é precedido por um ou mais minerais varietais não diagnósticos da zona hiperstênica regional. Para as designações formais Enderbito Cobra e Charnockito Cuatá, desconsiderou-se o termo granolito a ser precedente (Granolito Enderbito Cobra e Granolito Charnockítico Cuatá) bem como foram adotados, preferencialmente, os termos enderbito e charnockito, não obstante pertencerem a esses tipos, as variedades granoblastíticas.

Os componentes rochosos da unidade Tartarugal Grande apresentam uma associação e arranjo textural típicos do fácies granolito. Estas são as características maiores que resultam numa fácil distinção dos demais componentes ocorrentes na área em estudo. O caráter textural granoblástico equigranular a inequigranular, com dinamodeformações superimpostas, é generalizado, dificultando qualquer tentativa de identificação genética, se ígnea ou sedimentar, originalmente.

Granolito - São representados por tipos essencialmente ácidos, com larga ocorrência de tipos composicionais tonalito-granodiorito e granito-álcalifeldspato granito, de acordo com o posicionamento no triângulo QAP e denominados coerentemente de granolitos enderbíticos e charnoenderbíticos, bem como granolitos charnockíticos e alcalifeldspato granolito charnockítico, respectivamente. A característica maior é a ocorrência, em todos os espécimes, da fase mineral ortopiroxênica do tipo hiperstênio, como cristais de dimensões variadas, hipidioblásticas a xenoblásticos, com típico pleocroísmo algo acentuado X = rosa claro; Y = amarelo rosado e Z = verde pálido ou acinzentado, geralmente inalterados e não mostrando efeitos ou evidências retrometamórficas. O quartzo, pela própria característica de supersaturação que marca esses tipos rochosos, é uma fase mineral majoritária essencial, em porcentagem volumétrica superior a vinte por cento, sob estimativa visual. Apresenta-se, como regra geral, em forma xenoblástica, de dimensão e extinção variáveis e, ocasionalmente, de forma amebóide. Alguns grãos mostram tendência a uma recristalização anormal mais acentuada, a gerar uma inequigranularidade na rocha. O feldspato potássico é geralmente representado por ortoclásio micropertítico ou mesopertita, ocorrendo em forma xenoblástica a inalterado. Fases feldspato-potássicas de mais acentuada triclinicidade ocorrem, ocasionalmente, em espécimes representativos de estações geológicas situadas em zonas de perturbação dinâmica. Os feldspatos potássicos tipo mesopertita são percentualmente significativos nos componentes da unidade Cuatá, particularmente nas variedades petrográficas do tipo alcalifeldspato granolito charnockítico. Gradativamente, tornam-se quantitativamente insignificantes nos tipos charnoenderbíticos e mesmo, ausentes nos enderbitos assomantes. Inversamente, o plagioclásio é dominante, senão exclusivo nos tipos enderbíticos e subordinados a ausentes quando da passagem gradativa para tipos charnockíticos e alcalifeldspato granolito charnockíticos. Ocorre em forma tabular, hipidioblástico a xenoblástico, variando em composição de oligoclásio sódico a andesina cálcica, ocasionalmente com incipiente alteração a sericita. A biotita e/ou hornblenda são fases minerais varietais, comumente presentes nos espécimes rochosos componentes da unidade Tartarugal Grande, em quase íntima associação. São cristais pouco desenvolvidos, mostrando, em alguns casos, uma orientação preferencial inerente aos granolitos foliados. A biotita ocorre como palhetas dispersas caoticamente, exibindo forte pleocroísmo X = amarelo pálido; Y = marrom avermelhado, sugerindo tratar-se de uma variedade ferrífera ou titano-ferrífera. O anfibolito é do tipo hornblenda verde, ocorrendo como cristais dispersos ou com alguma orientação preferencial nos tipos algo foliados. O pleocroísmo é acentuado, nos tons verde oliva e amarelo pálí

do. Os acessórios mais frequentes são opacos e zircão. Alguma granada ocorre esporadicamente.

Mesoscopicamente, são bem marcantes as diferenças entre os tipos enderbítico-charnoenderbíticos e charnockíticos-alcalifeldspato charnockíticos, particularmente quanto ao índice de coloração, com os primeiros sendo mesotipos a melanocráticos e os segundos, leucocráticos a hololeucocráticos. Alguns espécimes, de ambos os tipos, são inequigranulares, com o feldspato potássico e/ou plagioclásio bem desenvolvido e o quartzo de tendência azulada, algo proeminente.

Granoblastitos - representam uma variedade petrográfica de comum ocorrência entre os componentes rochosos da unidade Tartarugal Grande, semelhantes aos granolitos em seu aspecto textural, porém distinguida por sua associação mineralógica depletada em hiperstênio, e por conseguinte, não pertencente à zona hiperstênica regional. Os granoblastitos são rochas essencialmente quartzo-feldspáticas, acrescidas em termos de minerais varietais, de biotita,hornblenda, granada, diopsídio, cordierita, e silimanita o que reflete uma marcante diversidade mineralógica.

A rigor, o quartzo e os feldspatos apresentam as mesmas características óticas em todos os tipos analisados, apenas variando levemente, em termos percentuais.

Com base em estimativa visual, o quartzo ocorreria numa faixa de 20 a 30 por cento, disperso irregularmente pela rocha, em forma xenoblástica, de dimensões variadas e tendência amebóide, com forte extinção condulante. Em alguns casos, os grãos dispõem-se em moderada orientação preferencial, em forma estirada e com acentuado microfraturamento. O feldspato potássico apresenta diferentes graus de triclinicidade, forma hipidioblástica a xenoblástica, de dimensões variáveis, com alguns grãos mostrando tendência porfiroblástica. O plagioclásio ocorre como grãos tabulares hipidioblásticos, com raras inclusões de outros minerais, com geminação polissintética do tipo albita, geralmente pouco desenvolvida, com composição variando de oligoclásio sódico a andesina cálcica, sendo, contudo, raras as seções favoráveis a uma mais precisa determinação de teor em anortita. A biotita é o mineral máfico de ocorrência mais comum entre os granoblastitos estudados. Apresenta-se como palhetas pouco desenvolvidas, raramente com incipiente alteração a clorita, exibindo forte pleocroísmo, semelhante aos observados entre os granolitos. O anfibólio característico é a hornblenda verde, que ocorre, geralmente, em adição à biotita, como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, de dimensões algo uniformes, sem mostrar evidências de ser resultante de processo retrogrado. A cordierita é uma fase mineral esporádica, ocorrente em dimensões extremamente variáveis, facilmente caracterizada por conter inúmeras inclusões de outros componentes minerais, por apresentar sua peculiar alteração a pirita e pela geminação polissintética de lamelas acunhadas, com terminação ponteaguda. Diopsídio e granada são outros varietais de esporádica ocorrência. Mesoscopicamente, são rochas faneríticas, leucocráticas e mesotipos, granulação média a grosseira, equigranulares a inequigranulares, de coloração cinza claro, cinza esverdeado, marrom claro e cinza escuro. O quartzo geralmente é discernível, pouco a moderadamente bem desenvolvido, ocasionalmente com tons azulados enquanto que os máficos distribuem-se caoticamente ou com moderada orientação preferencial.

Kinzigito - Compreende uma variedade petrográfica pouco comum dentre as rochas componentes da "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande, distinguindo-se por uma paragênese toda particular, em relação aos granolitos e granoblastitos. Os espécimes mais representativos se destacam por uma mineralogia essencialmente composta de quartzo, microclina, plagioclásio, cordierita, granada, silimanita

biotita, opacos, calcita, uvarovita e zircão. O quartzo ocorre em forma xenoblástica, algo estirado e orientado segundo uma direção preferencial. A granada do grupo piralspita é altamente idioblástica, bem desenvolvida, inalterada e com algumas inclusões goticulares de quartzo. A biotita ocorre como palhetas algo abundantes, com forte pleocroísmo X = amarelo pálido; Y = Z = marrom avermelhado. A cordierita dispõe-se caoticamente por toda a rocha, com relativa abundância, em grãos xenoblásticos de dimensões variáveis, apresentando os mesmos caracteres dos grãos existentes nos granoblastitos. A microclina é de quantidades subordinadíssimas, apresentando sua geminação em reticulado pobremente desenvolvido. A uvarovita distribui-se irregularmente como grãos acentuadamente xenoblásticos e formando agregados localizados. A calcita é escassa, o zircão e opacos são disseminados, porém com tendência a ssociar-se intimamente com as palhetas de biotita. A silimanita ocorre como cristais de reduzidas dimensões, de forma acicular ou em fibrosa, com alguns cristais inclusos na granada piralspita e na cordierita, constituindo níveis ainda mal agregados. Macroscopicamente, são rochas mesotipo, em que se destacam os cristais de granada e palhetas de biotita.

Os componentes rochosos da "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande já foram estudados com certo grau de detalhe por JORGE JOÃO et alii (1978), os quais denominaram, indistintamente, de Granoblastito Urucu, unidade integrante, até então, da "Suite" Metamórfica Ananaí. Neste trabalho, os autores realizaram uma mudança nesta designação, propondo uma outra formalização a caracterizar a unidade Tartarugal Grande, inclusive com deslocamento do seu cronoposicionamento, como constante do quadro estratigráfico, fundamentados em conceitos de evolução geológica para regiões cratônicas.

Investigações petrográficas, com alguma profundidade, foram realizadas em inúmeras seções delgadas de rochas da unidade, possibilitando uma visualização ampla e generalizada dos caracteres composicionais e texturais que marcam os tipos rochosos de alto grau metamórfico.

O arranjo mútuo dos grãos minerais das rochas, como ocorrente sob condições de fácies granolito, caracteriza uma microfábrica tipicamente granoblástica, equigranular a inequigranular, com as fases minerais em acentuado grau de recristalização, evoluindo a tipos blastomilonitos, exibindo, contudo, em alguns raros casos, evidências de um arranjo anterior sugestivo de feição tipo "flaser". Tal fato, demonstra a alteração de uma fase de recristalização - neoformação sucessiva a uma fase deformativa-destrutiva, atingindo, ocasionalmente, o estágio último da evolução por recristalização sintectônica. Salienta-se ser em função das quantidades ou proporções relativas de ação destrutiva e neoformadora, a definição de granoblástico, atribuída ao tipo de microfábrica exibido pelas rochas componentes e dominantes das unidades Cobre e Cuatá. Ressalte-se, entretanto, que entre esses litotipos, mesmo com uma acentuada evolução recristalizante, reminiscências de heterogeneidades internas, geralmente são preservadas nos grãos de quartzo e traduzidas pela extinção ondulante, não anulando, contudo, a observação e aceitação da existência de uma larga fase recirstalizante. Mister se faz, denunciar a ocorrência, em alguns tipos rochosos analisados, da preponderância de efeitos deformativos em relação aos efeitos recristalizantes. Tais casos, são como evidenciados pelas observações petrográficas e de campo, isolados e localizados, relacionados a zona de falha ou reativação tectônica mais jovens, não refletindo um processo tectônico mais regionalisado com estruturação em caráter penetrativo. Uma comparação - em termos de deformação - entre os granolitos básicos e ácidos, tem sido já realizada por JORGE JOÃO et alii (1978), comparação esta que os autores deste trabalho estendem para os granolitos ocorrentes na área em estudo. Assim, salienta-se a existência de aspectos texturais algo diferentes entre os granolitos ácidos e

básicos, em que aqueles ainda exibem efeitos deformativos, podendo esta diferença no grau de deformação ser atribuída a diferença nas propriedades físicas, inerentes a cada um dos tipos, presumindo-se, evidentemente, que ambos estiveram sujeitos às mesmas condições físico-químicas, reinantes na catazona. Nesse sentido, os granolitos ácidos seriam, então, mais suscetíveis a uma deformação penetrativa, com o estabelecimento de efeitos cataclásticos a superimpor-se e alterar o arranjo mútuo primitivo dos grãos minerais. Dependendo da razão deformação/recristalização, torna-se-ia possível a preservação e consequente identificação de estágios texturais anteriores, como os tipos "flaser" e "augen". Por outro lado, os granolitos básicos tenderiam, sob a mesma deformação, a desenvolver zonas de fraturas, entre as quais, as cisalhantes. Como já salientado por JORGE JOÃO et alii (1978), as quantidades relativas de recirstalização teriam sido controladas pelo reduzido número de fases mineralógicas dos granolitos básicos, em relação aos existentes nos granolitos ácidos.

Da observação petrográfica, realizada em inúmeras seções delgadas, resultou a constatação da inexistência de efeitos retrogrados, não obstante alguns espécimes terem sua localização confinada a sistemas de falhas, como ocorrentes nos sistemas NW-SE e NE-SW, destacados no mapa geológico.

A associação mineralógica dos componentes rochosos do Enderbito Cobra e do Charnockito Cuatá é resultante de fatores físico-químicos inerentes à catazonas, com atuação simultânea da pressão e temperatura ou acréscimo desta em relação aquela. FYFE & TURNER (1966) consideram que as rochas pertencentes ao fácies granolito são passíveis de subdivisões mineralógicas em função dos regimes de pressão. GREEN & RINGWOOD (1967) subdividiram o fácies granolito em regime de baixa, intermediária a alta pressão, caracterizados pelas associações minerais, como abaixo discriminados-

- Granolito de baixa pressão: olivina + plagioclásio, com cordierita associada.
- Granolito de pressão intermediária: ortopiroxênio + plagioclásio, sendo incompatível a associação olivina + plagioclásio.
- Granolitos de alta pressão: granada + clinopiroxênio + quartzo e a incompatibilidade de hiperstênio e plagioclásio. A dominante paragênese ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico dos granolitos enderbíticos e ortopiroxênio + feldspato potássico + quartzo + plagioclásio dos granolitos charnockíticos caracteriza esses litotípos componentes da unidade Tartarugal Grande como do tipo intermediário em termos de regime de pressão. Ocasionalmente, fases varietais adicionais como cordierita, indicariam, localmente, um regime de baixa pressão ou um fácies cordierita granolito (HIETANEN; 1967).

A fase feldspato potássica, ocorrente nos granolitos e granoblastitos componentes do Charnockito Cuatá, é de natureza micropertítica, geralmente contendo proporções aproximadamente iguais de feldspato potássico e plagioclásio, a caracterizar tipos mesopertíticos. Isto é sugestivo de uma alta temperatura de cristalização ou recristalização (TUTTLE, 1952), corroborado pela aparente baixa triclinicidade exibida.

Uma tentativa de identificação geneética dos granolitos enderbíticos e charnockíticos e granoblastitos de composição generalizada, se orto ou parametamórfica, é algo prejudicada pela obliteração natural - dos caracteres primitivos - inerentes aos ambientes metamórficos de alto grau. Nesse sentido, convém salientar que, não obstante o regime de pressão intermediária e ocasionalmente, regime de baixa pressão denunciada, a variável temperatura, é considerada como de alta intensidade, esta comum aos ambientes magmáticos e metamórfico-catazonais. À semelhança das polêmicas existentes sobre a origem dos granitos (READ, 1957); TUTTLE & BOWEN, 1958), algumas

controvérsias sobre a gênese dos charnockitos (PICHAMUTHU, 1953; HOWIE, 1964) têm sido estabelecidas e, por extensão, aos granolitos enderbíticos e granoblastitos. ESKOLA (1952) e SCHEUMAN (1955) atribuem uma origem ígnea para esses tipos e GROVES (1935), SUTTON & WATSON (1950) e BERTHELSEN (1960) consideram-nos como de origem metamórfica. Visando caracterizar geneticamente estas rochas, alguns critérios têm sido utilizados, sendo contudo inconclusivos. Um fator geralmente impeditivo, na tentativa de uma elucidação genética, é a convergência dos processos magmáticos e catametamórficos, gerando comuns caracteres. Sabe-se, entretanto, existirem charnockitos "latu sensu" tanto de origem magmática como metamórfica, que, embora com similaridades composicionais, são discerníveis com base em critério de campo (caráter intrusivo ou não intrusivo) e petrográficos (textura hipidiomórfica ou idiomórfica granular ou granoblástica equigranular ou inequigranular). É com base na credibilidade da existência de ambos os tipos e com relativa facilidade da distinção genética, que STRECKEISEN (1974) e WINKLER & SEN (1973) propuseram diferentes esquemas de classificação para essa rochas charnockíticas "latu sensu", a serem adotadas para os tipos ígneos e metamórficos, respectivamente. Contudo, a razão inicial de 0,702 obtida tanto para as rochas do Enderbito Cobra como do Charnockito Cuatá é sugestiva de uma origem essencialmente ígnea, por diferenciação direta do manto. A investigação petrográfica das rochas da unidade Tartarugal Grande, tem demonstrado tratarem-se de catametamorfitos, consistindo de tipos sincinemáticos que, por sua natureza litológica, feição estrutural geralmente dômica, relacionamento com as outras unidades,compõem um contexto geológico compatível com um modelo evolutivo, inerente ao período arqueano. Da visualização global que se obtém, quando da análise geológica do conjunto litológico assomante na área, concluiu se que o terreno granolítico é o equivalente isocrônico catametamórfico do terreno granito-"greenstone", este representado pelas "suites" metamórficas Guianense e Vila Nova. A generalizada idéia de que os terrenos granolíticos constituem um embasamento sobre o qual ter-se-ia depositado discordantemente a sequência sedimentar Vila Nova, segundo o modelo clássico geossinclinal, não encontra suporte nem critérios convincentes, a julgar por uma série de evidências já enunciadas, de que a unidade Vila Nova é sugestiva de uma sequência tipo "greenstone belt", a contrariar o modelo alpino.

Algumas linhas de evidência podem ser enumeradas mais sugestivas de uma relação de contemporaneidade e zoneamento faciológico do que uma relação embasamento-cobertura de diferentes ciclos, corroborando e assimilando as já destacadas por JORGE JOÃO et alii (1978):

- A não constação de uma discordância estratigráfica ou descontinuidade metamórfica, entre as sequências litológicas da área, sugere um ciclo metamórfico para a formação dos terrenos de baixo, médio e alto grau, com fases evolutivas intermitentes a curto intervalo de tempo. Interpreta-se o aumento progressivo no grau metamórfico como polarizado, essencialmente, para a vertical e cuja relativa proximidade espacial entre os terrenos granolitos e "granito greenstone" a similar nível crustal, atualmente exposto, como consequência de pronunciada superimposição tectônica por falhamentos de considerável magnitude, como se depreende da conspícua Falha do Segundo Braça, no extremo norte da Folha NA.22-Y-B-VI. A ausência de conglomerado basal, com seixos de granitos ou granito-gnaisse nos mafitos Anatum, e a gradual transição de microfábrica sem efeitos retrógrados nas fases minerais componentes, reforça uma contínua progressão metamórfica. Entende-se serem as rochas granito-gnáissicas resultantes da granito-migmatização regional dos componentes rochosos da "Suite" Metamórfica Vila Nova, esta, mais transformada e digerida nos pontos de maior avanço da frente de migmatização. Isto, evidentemente, reflete mais um relacionamento transicional gerado por

fusão parcial dos mafitos Vila Nova do que a existência de uma paleo superfície sobre a qual ter-se-ia depositado a sequência Vila Nova.

Dados radiométricos existentes para a época de formação dos componentes das "suites" metamórficas Vila Nova e Tartarugal Grande, são possíveis de reinterpretação. LIMA et alii (1974), utilizando os dados de HURLEY et alii (1968), construíram uma isocrona de 2.090 m.a. para rochas da serra do Navio, pertencentes ao denominado Grupo Vila Nova, e obtiveram valores entre 1.975 a 2.350 m.a. (Rb/Sr) em rocha total. Igualmente, datações Rb/Sr, em rocha total, foram efetuadas em duas amostras de granolito, fornecendo valores de 2.300 e 2.500 m.a. Mais recentemente, TEIXEIRA & SIGA JR (1982), tecem breves comentários sobre os dados radiométricos em granolitos do centro leste do Território Federal do Amapá. Estes autores - em amostras cedidas pelos autores deste trabalho - executaram sete determinações pelo método Rb/Sr em rocha total, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, através do convênio RADAMBRASIL-IGUSP (Figura 6). Três amostras do Enderbito Cobra e três amostras do Charnockito Cuatá, possibilitaram a elaboração da isócrona Rb/Sr de referência, que forneceu a idade de 2.450 ± 74 m.a., para $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ = 0,7063 ± 0,0018 (Figura 7). TEIXEIRA & SIGA JR consideram a isócrona obtida, como de boa qualidade pela boa distribuição e colinearidade apresentada pelos seis pontos, possibilitando, sobremaneira, a interpretação do resultado isocrônico como geologicamente representativo, e evidenciando a época de formação desses catametamorfitos. Sugerem ainda com base na elevada relação (Sr^{87}/Sr^{86}) inicial obtida no diagrama isocrônico - que as rochas datadas já possuiam alguma vivência crustal anterior, hipótese aparentemente confirmada pela datação da amostra AV-19B, cujo ponto analítico se posiciona acima da isócrona com 2.450 m.a. TEIXEIRA & SIGA JR obtiveram para este charnockito, uma idade Rb/Sr convencional de aproximadamente 3.340 m.a. para uma razão inicial aproximada de 0,705.

Como se observa, a elevada razão inicial dos enderbitos e charnockitos está em aparente discordância com as idéias dos autores deste trabalho, os quais admitem que os enderbitos teriam uma vivência crustal, porém, simática de natureza, tendo como rocha parental os precursores do Piriclasito Mutum. Além disso, o quimismo apresentado pelos enderbitos é incompatível com uma vivência crustal siálica pretérita. Sabe-se que na crosta siálica são dominantes os tipos sódicos (enderbíticos ou tonalíticos dependendo do fácies metamórfico em que se encontram) e que uma refusão parcial dessa crosta daria origem a tipos essencialmente potássicos. Para que os enderbitos (composição sódica) fossem produtos de retrabalhamento de anterior crosta siálica (composição dominantemente sódica) teria que haver necessariamente uma fusão total em sistema fechado, o que petrologicamente parece improvável. Alie-se a este fato, a existência única de encraves piriclasitos em variado grau de digestão pelo enderbito circundante, evidenciando um testemunho de crosta máfica primitiva retrabalhada - por anatexia - possuindo esta, possivelmente originais heterogeneidades locais na composição isotópica do estrôncio. Como se depreende desses dados disponíveis, aliado ao fato da possibilidade do método Rb/Sr não datar, realmente, a idade ígnea original, qualquer tentativa de esboço de uma sucessão, com base nesses dados, é prejudicada, não invalidando, portanto, o empilhamento mostrado na coluna estratigráfica, reflexo de um conceito evolutivo crustal adotado.

- Alguns dados químicos, obtidos por JORGE JOÃO et alii (1978), demonstram que as rochas básicas da área em estudo possuem valores extremamente baixos de potásssio (teor médio 0,69% e 0,3% para os piriclasitos e anfibolitos das unidades Mutum e Anatum, respectivamente) e magnésio relativamente alto (teor médio de 5,6% e 8,5%, respectivamente para as rochas das unidades em referência). Estes valores são comparáveis aos toleítos oceânicos com baixo teor em po

tássio e aos basaltos altamente magnesianos. Tais valores e comparações realizadas indicariam, para as rochas básicas da região, uma composição ainda primitiva e inalterada ou não contaminada. Isto sugere a impossibilidade de terem os magmas, que originaram essas rochas, atravessado, em sua ascenção, material siálico crustal preexistente.

BELOUSSOV (1966, 1971) acentua que o relacionamento entre as rochas granolíticas e graníticas na crosta, separadas pela Descontinuidade de Conrad por ocasião de sua formação, podem ser explicadas pela extração e migração para níveis superiores de elementos alcalinos, água e sílica, a partir dos granolitos, sugerindo a inexistência de uma descontinuidade metamórfica. Esta concepção encontra apoio em outras regiões de terreno granolítico. RAMBERG (1951) e NOENYGAARD (1955) acentuam que quadros similares ocorrem na formação das zonas metamórficas profundas e exemplificam uma sucessão de rochas da Groenlândia Ocidental, em que as rochas dos fácies granolito e anfibolito são produtos da mesma sequência, a partir de um processo desgranitizante. As rochas kinzigíticas são consideradas por muitos investigadores dos terrenos granolíticos, como produtos residuais da granitização. Os kinzigitos ocorrentes como encraves associados aos granolitos ácidos, representariam um testemunho de ação desgranitizante ou granolitizante.

Ao se tratar de terreno de baixo e alto grau metamórfico, como ocorre ao referir-se comumente às "suites" metamórficas Vila Nova, Tartarugal Grande e, em menor escala à Ananaí, mister se faz uma forçosa enfatização à característica intimidade entre as faixas de granolitos e as faixas de rochas verdes. Contrastante litofaciologia a constituir um "paradoxo cratônico", tem como consequência a envolvência de um outro aspecto, de caráter geotectônico evolutivo, algo distintivo do até então apresentado pelos autores deste trabalho, em termos de evolução crustal, como dirigido para a área em estudo. Ao contrário da linha interpretativa adotada, tendo como essência um zoneamento vertical, ressalte-se o conceito de retrabalhamento crustal num conceito fixista distintivo ou mobilista acrecionário, a caracterizar cinturões ou faixas móveis, envolvendo essencialmente os terrenos granolíticos. Difícil torna-se a identificação, caracterização e aceitação ainda, de uma faixa móvel ("mobile belt") para os catametamorfitos da região, pelo fato da reduzidíssima área trabalhada. Não se descarta, contudo, que o terreno granolítico assomante na área, seja parte integrante de um "mobile belt", seja por mobilidade ensiálica ou cratonização progressiva, a resultar em reestudos e reinterpretações concernentes à evolução tectônica do craton Amazônico.

Os granolitos ácidos são litocorrelacionados no domínio do Craton Amazônico - com os granulitos Kamuku e Wamerkam da Guiana (Berrangé, 1977); com os Grupos Adampada - Fallawatra e Coeroenino Suriname (In: BOSMA, 1975); com o Complexo Imataca na Venezuela (rios, 1972); com o Granoblastito Urucu na porção SW do T.F. do Amapá (JORGE JOÃO et alii, 1978) e com os Granolitos dos rios Falsino e Paru no Território Federal do Amapá (SCARPELLI, 1969).

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos geólogos Mário Ivan Cardoso de Lima, Wilson Teixeira e Osvaldo Siga Jr. do Projeto RADAMBRASIL, pelas análises geocronológicas aqui apresentadas e pelos comentários emitidos. Da mesma forma, nossos agradecimentos à Biblioteconomista Orlandina M.M. Jorge João, do DNPM - 5º DN, pela normalização bibliográfica.

7. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. de et alii - 1976 - The Upper Precambrian of South

América. Boletim Informativo do Instituto de Geociências da USP. 7: 45-80.
AGUERREVERE, S. G. et alii - 1939 - Exploration de la Gran Sabana. R. Fomento. Caracas, 3 (39): 501-729.
BELOUSSOV, V. V. - 1966 - Modern concepts of the structure and development of the earth's crust and the upper mantle continents. Quaterly Journal of the Geological Society of London. 122: 293-319.
- 1971 - On possible forms of relationships between magmatism and tectogenesis. Journal of the Geological Society. 127: 57-68.
BERRANGE, J. P. - 1977 - The geology of southern Guyana, South America. London, Instituto of Geological Sciences. 112 p., il. (Overseas Memoir, 4).
BERTHELSEN, A. - 1960 - An example of structural approach to the migmatite problem. In: INTERNATIONAL CONGRESS, 21, Copenhagen. p. 149-157 (Rept. session-Rordim, p. 7, 14).
ENGEL, A. E. J. & ENGEL, C. G. - 1962 - Hornblends formed during progressive metamorphism of amphibolites northwest Adirondack Mountains. Bulletin of Geological Society of América, New York, 73: 1944-1514.
ESKOLA, R. - 1952 - On the granulites of Lapland. American Journal of Science, Bowan: 133-172.
FYFE, W. S. & TURNER, F. J. - 1966 - Reappraisal of the metamorphic facies concept. Contributions to Mineralogy and Petrology. 12: 354-364.
GREEN, D. C. & RINGWOOD, A. E. - 1967 - The genesis of basaltic magmas. Contributions to Mineralogy Petrology. 15 (1): 103-190. il.
GROVES, A. M. - 1935 - Charnockite Series of Uganda. Quaterly. Journal of Geological Society of London. 91. 150-207.
HIETANEN, A. - 1967 - On the facies series in various types of metamorphism. Journal of Geology. Chicago, 75: 187-214.
HOWIE, R. A. - 1974 - Charnockites. Science in Progress. New Haven, 52: (208): 628-644.
HURLEY, P. M. et alii - 1968 - Some orogenic episodes in Couth America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa, 5 (3): 633-638.
JORGE JOAO, X. da S. et alii - 1978 - Projeto Sudoeste do Amapá; Relatório Final. Belém, Convênio DNPM/CPRM. v. 1A, IB. il.
KATZ, M. B. 1968 - The fabric of the granulites of Mont Tremblant Park. Quebec. Canadian of Earth Sciences. Ottawa, 5: 801-811.
LIMA, M. I. C. et alii - 1974 - Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL - Folha NA/NB.22-Macapá; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
NOE - NYGAARD, M. A. - 1955 - Comparaison entre les roches grenues appartenant à deux orogénies précambriennes voisines au Groenland. Science de la Terre. Nancy, 3: 61-75.
PICHAMUTHU, C. S. - 1953 - The charnockite problem. Mysore Geological Association Bangalo. 178 p.
PICHAMUTHU, C. S. - 1976 - Are there rocks older than Dharwars in Southern India ? Industrial Minerals. 16: 1-12,
RAMBERG, C. S. - 1951 - Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite to epidote-amphibolite facies gneisses in West Greenland. Medd. Dansk Geol. Foren. 12: 27-34.
READ, H. H. - 1957 - The granite controversy. Ondon. Murbby.
RIOS, J. H. - 1972 - Geologia de la region de Caicara, Estado Bolivar. In: CONGR. GEOL. Venez. Caracas, 4, Caracas, 1972. Memória. 6.3, p. 1759-1782.
SCARPELLI, W. - 1969 - Preliminary geological mapping of the Falsino river, Amapá, Brasil. Verhandelinger Van Het Geologisch. Mijnbouwkundig genootschap voor Nederland en Kolonien. 27: 125-130.

SCHERUMANN, K. H. - 1955 - Uber akyrosome. Neues Jahub. Miner. Monatsh, p. 11-23.

SHACKIGTON, R. M. - 1926 - Shallow and deep level exposures of archean crust in India and Africa. In: WINDLEY, B. F. ed. - The Early History of the Earth. London. p. 317-321.

SOHL, N. F. - 1977 - Application for amendment concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks: note 45 The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 61 (2) : 248-252.

SUTTON, J. & WATSON, J. - 1950 - Pre-Torridorian metamorphic history of Booch Torridorian and Scourie Areas. Quaterly Journal of Geological Society of London, 106: 241-296.

TUTTLE, O. F. - 1952 - Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic rocks. Journal of Geology. Chicago, 60: 107-124.

TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si_3O_8-SiO_2-KAl SiO_3 O_8-H_2O. Memoir of the Geological Society of America. Washington, 74. 153 p.

VALE, A. G. et alii - 1972 - Projeto Macapá-Calçoene, Belém, Convênio DNPM/CPRM, 8 v., il.

WINKLER, H. G. F. & SEN, S. K. - 1973 - Neues Jahub. Mineral Monatsh. 393-402.

Fig. 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

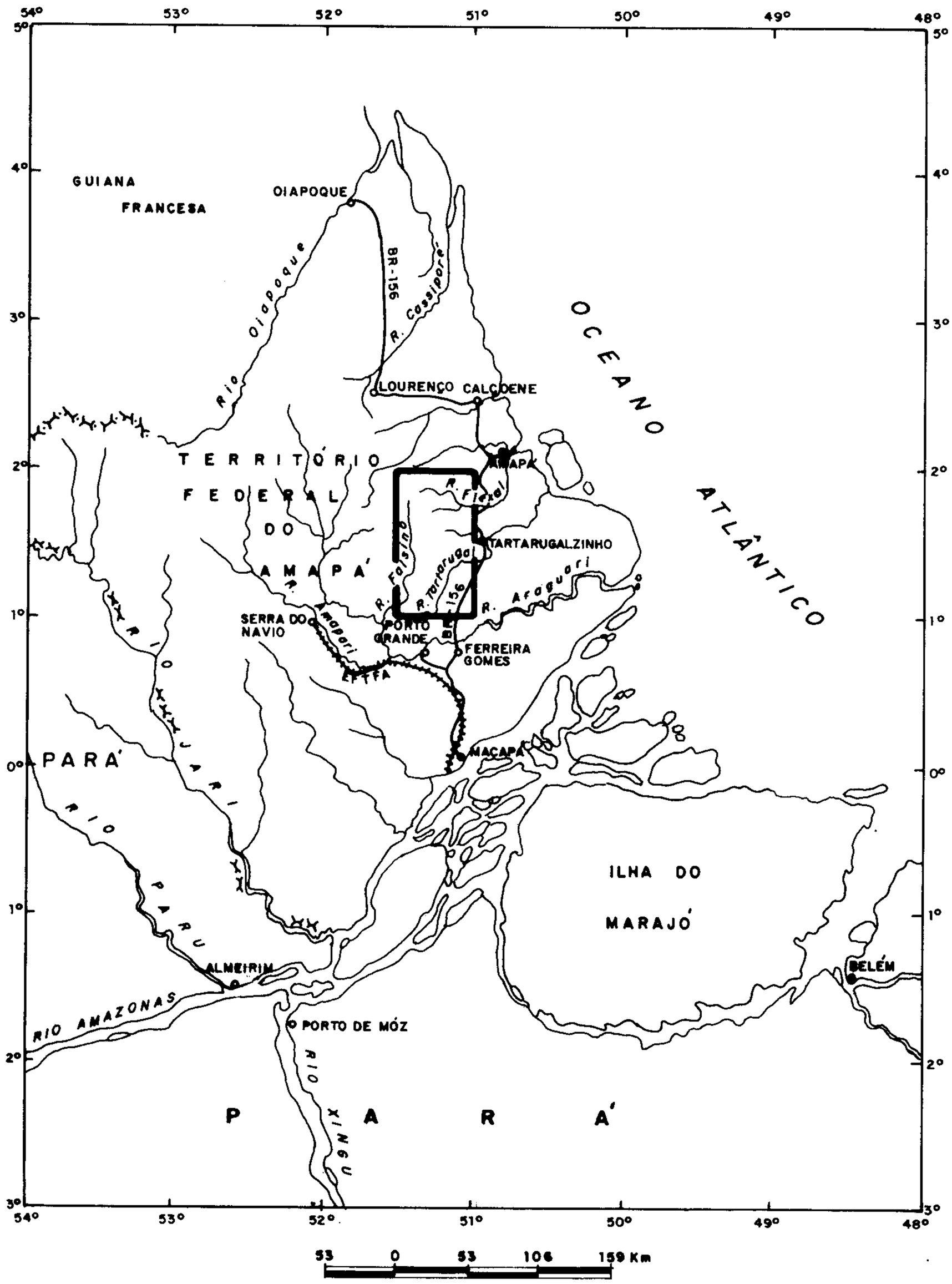


FIG. 2

MAPA DE ACESSO E DE ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

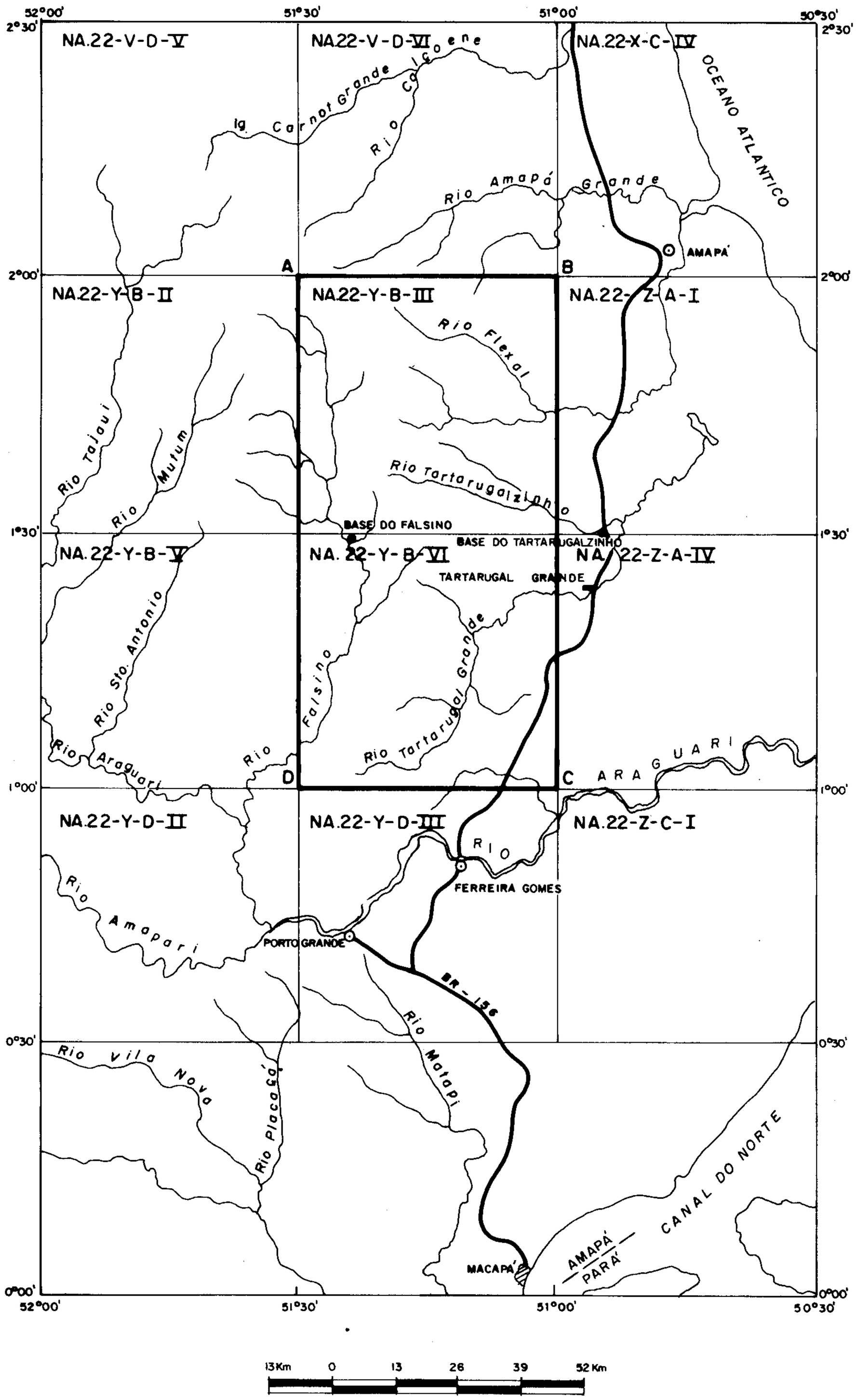


FIG. 3 — QUADRO ESTRATIGRÁFICO

PERÍODO	SUCESSÃO CRONOESTRATIGRÁFICA				CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
ARQUEANO	"SUITE" METAMÓRFICA	GUIANENSE	INDIVISO	GRANITO CIGANA	SIENOGRANITOS E MONZOGRANITOS EQUIGRANULARES A INEQUIGRANULARES, VARIANDO ESTRUTURALMENTE DE TIPOS ISÓTROPOS A FOLIADOS.
				TONALITO PAPA-VENTO	GRANODIORITOS, TRONDHJEMITOS E TONALITOS, EQUIGRANULARES, GERALMENTE ISÓTROPOS, COM SUBORDINADAS FASES VAGAMENTE FOLIADAS.
	"SUITE" METAMÓRFICA	TARTARUGAL GRANDE	INDIVISO	CHARNOCKITO CUATÁ	ALCALI-FELDSPATO GRANOLITOS CHARNOCKÍTICOS, GRANOLITOS CHARNOCKÍTICOS, BIOTITA-ALCALI-FELDSPATO GRANOBLASTITOS, ESTRUTURA MACIÇA OU GNÁISSICA
				ENDERBITO COBRA	GRANOLITOS ENDERBÍTICOS E CHARNO-ENDERBÍTICOS, GERALMENTE EQUIGRANULARES, DE ESTRUTURA MACICA A VAGAMENTE FOLIADA, MESOTIPOS A MELANOCRÁTICOS, SENDO COMUNS OS ENCRAVES DE PIRICLASITO, DO QUAL DERIVOU POR REMOBILIZAÇÃO.
	"SUITE" METAMÓRFICA	VILA NOVA		MICA-XISTO TARTARUGALZINHO	BIOTITA-XISTOS E MUSCOVITA-BIOTITA-XISTOS, GRADANDO A GNÁISSES GRANÍTICOS, LOCALMENTE COM ASPECTO CÓRNEO E DE FOLIAÇÃO VAGA.
				QUARTZITO FÉ EM DEUS	METAQUARTZITOS EPIZONAIS, POR VEZES ALGO FERRÍFEROS EM SUPOSTO CONTATO GRADACIONAL COM AS ROCHAS VERDES DO ANFIBOLITOS ANATUM, DAS QUAIS TERIA DERIVADO POR PROCESSO DE SEGREGAÇÃO DO TIPO "QUARTZIFICAÇÃO"
				ANFIBOLITO ANATUM	ACTINOLITA-XISTOS, ACTINOLITA-TREMOLITA-XISTOS E ANFIBOLITOS COM VARIADOS GRAUS DE ANISOTROPIA ESTRUTURAL REPRESENTATIVOS EPIMESOMETAMÓRFICOS DE VULCANISMO BÁSICO ORIGINAL INTEGRANTE DA SEQUÊNCIA DE ROCHAS VERDES.
	"SUITE" METAMÓRFICA	ANANAÍ		QUARTZITO TRACAJATUBA	METAQUARTZITOS FERRÍFEROS COM ESPESSOS LEITOS DE MINÉRIO DE FERRO, CATAZONAIS, DE ASPECTO BANDEADO ALGO REGULAR, OCORRENDO COMO MEGAENCRAVES NOS LITOTIPOS DA "SUITE" METAMÓRFICA TARTARUGAL GRANDE
				PIRICLASITO MUTUM	HIPERSTÊNIO-PIROCLÁSIO-GRANOLITOS, CONTENDO, POR VEZES, HORNBLENDA E BIOTITA COMO FASES MINERAIS ADICIONAIS. TAMBEM DENOMINADOS GRANOLITOS BÁSICOS. EXIBEM INVARIAVEL ASPECTO TEXTURAL E COMPOSICIONAL.

FIG. 4 – QUADRO ESTRATIGRÁFICO

PERÍODO	SUCESSÃO CRONOESTRATIGRÁFICA				UNIDADES LITOCORRELATAS				
					GUIANA FRANCESA (CHOUBERT) (1974)	GUIANA (BERRANGÉ) (1977)	SURINAME (In: BOSMA) (1975)	VENEZUELA (RIOS) (1972)	CRATON AMAZÔNICO TERRITÓRIO BRASILEIRO
ARQUEANO	"SUITE" METAMÓRFICA	GUIANENSE	INDIVISO	GRANITO CIGANA	GRANITO CARAIBA	COMPLEXO GRANÍTICO SUL GUIANA COMPLEXO GRANÍTICO ESSEQUIBO-CORETYNE ADAMELITO KANAIHEN AUGEN GNAISSE KUSAD GRANITO GNAISSE CORENTYNE	GRANITO-3 (?)		"SUITE" METAMÓRFICA CUIÚ-CUIÚ (PESSOA ET ALII, 1977) METATEXITO IPITINGA DIATEXITO PARI (JORGE JOÃO ET ALII, 1978)
				TONALITO PAPA-VENTO	GRANITO GUIANENIE		GRANITO - 2 (?)	GRANITOS SÓDICOS DO COMPLEXO SUPAMO	
	"SUITE" METAMÓRFICA	TARTARUGAL GRANDE	INDIVISO	CHARNOCKITO CUATÁ	COMPLEXO ILHA DE CAIENA (?)	GRANULITO KANUKU	GRUPO ADAMPADA-FALLAWATRA	COMPLEXO IMATACA	GRANOBLASTITO URUCU (JORGE JOÃO ET ALII, 1978) GRANOLITOS DOS RIOS FALSINO E PARU (SCARPELLI, 1969)
				ENDERBITO COBRA		GRANULITO WAMUKARU	GRUPO COEROENI		
	"SUITE" METAMÓRFICA	VILA NOVA		MICA-XISTO TARTARUGALZINHO		GRUPO KWITARO (?) MIGMATITO KANUKU NÚCLEO REMANESCENTE DO BARAMA (BELLIZZIA, 1972) "SUITE" DIQUE METADOLERITO			
				QUARTZITO FÉ EM DEUS	COMPLEXO ILHA DE CAIENA NÚCLEO REMANESCENTE DO MARONI (BELLIZZIA, 1972)			FORMAÇÃO CARICHAPO	
				ANFIBOLITO ANATUM			NÚCLEO REMANESCENTE DO MARONI (?) (BELLIZZIA, 1972)		NÚCLEO REMANESCENTE DO AMAPARI (BELLIZZIA, 1972)
	"SUITE" METAMÓRFICA	ANANAÍ		QUARTZITO TRACAJATUBA		MIGMATITO KANUKU "SUITE" DIQUE METADOLERITO	GRUPO ADAMPADA-FALLAWATRA	COMPLEXO IMATACA	
				PIRICLASITO MUTUM			GRUPO COEROENI		GRANOLITOS DOS RIOS FALSINO E PARU (SCARPELLI, 1969)

FIG. 5 - MAPA GEOLÓGICO

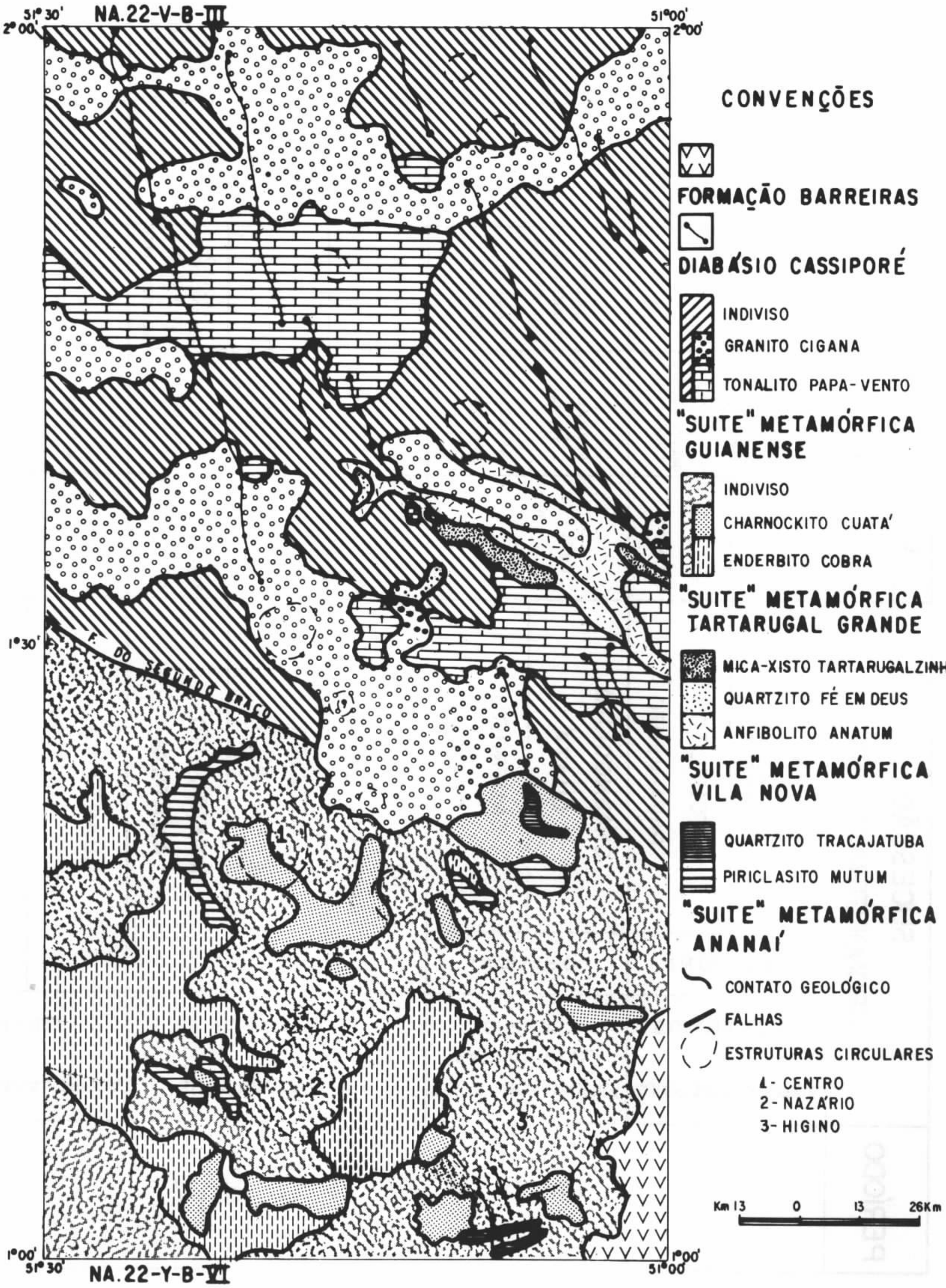


FIGURA 6

DETERMINAÇÃO Rb/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANOLITOS COBRA E CUATA

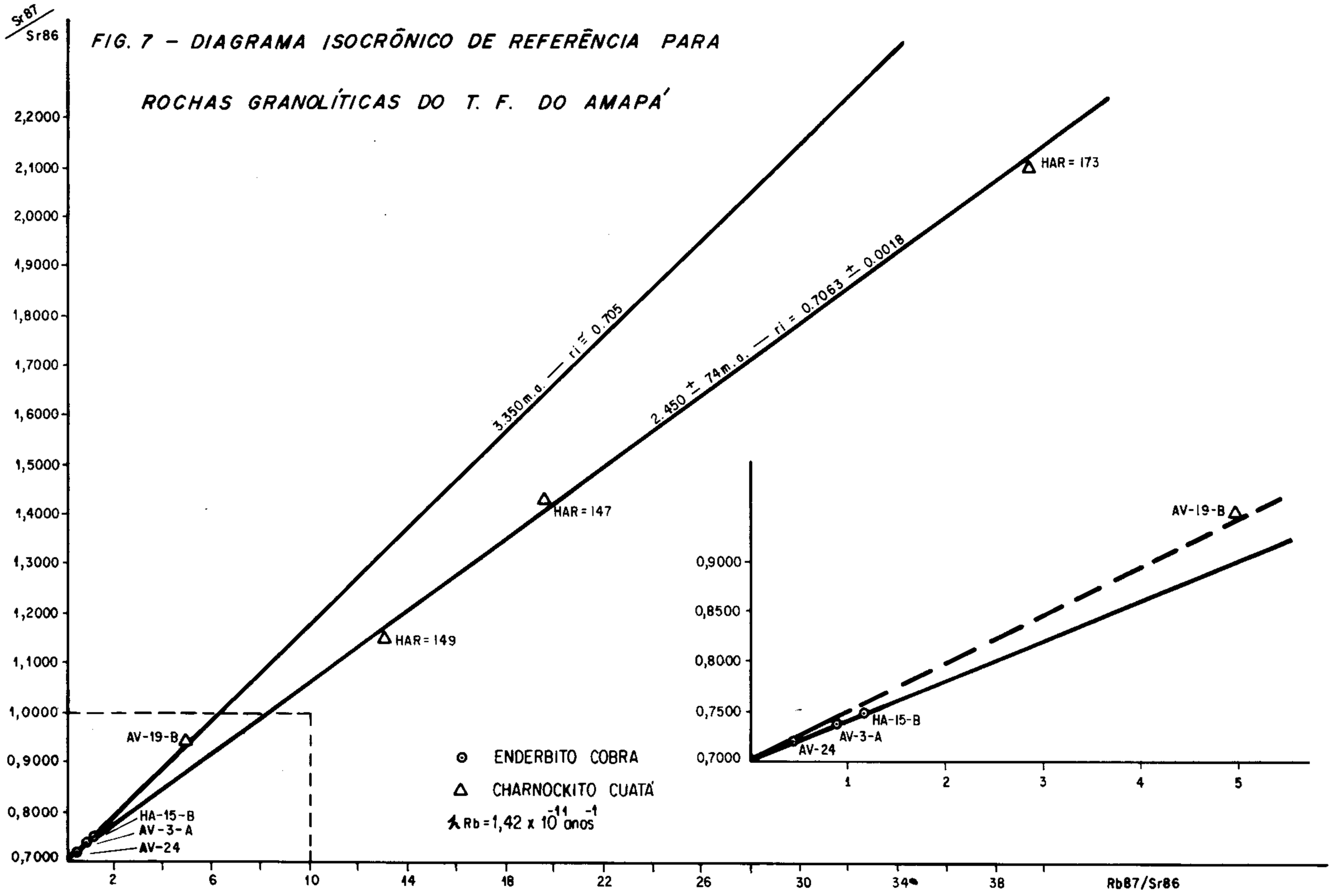
SPR	Nº CAMPO	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87 / Sr86	Sr87 / Sr86	IDADE (m.a.) $\lambda_{Rb} = 1{,}42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}	OBS.	DENOMINAÇÃO	
5953	AV-19-B	Granol. Charn	1394	84,4	4,89	0,9426	3,340 ± 99	Sr (N)	CUATA'	
5952	AV-3-A	Granoblastito	79,3	268,9	0,86	0,7393	——	Sr (N)	COBRA	
5958	HA-15-B	Granoblastito	102,1	255,2	1,16	0,7439	——	Sr (N)	COBRA	
5954	AV-24	Granol.Enderb.	71,5	481,1	0,43	0,7198	——	Sr (N)	COBRA	
5955	HAR-149	Charnokito	170,2	39,4	13,04	1,1478	2,352 ± 50	Sr (D.I.)	CUATA	
5956	HAR-173	Granoblastito	166,0	13,9	39,41	2,1078	2,463 ± 56	Sr (D.I.)	CUATA	
5957	HAR-147	Granol.Enderb		26,2	19,60	1,4246	2,539 ± 57	Sr (D.I.)	CUATA	

* Sr (D.I.) — DILUIÇÃO ISOTÓPICA

* Sr (N) — NATURAL

$(Sr87/Sr86)i = 0{,}705$

FIG. 7 – DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS GRANOLÍTICAS DO T. F. DO AMAPÁ



GRANITÓIDES SÓDICOS DA REGIÃO CENTRO LESTE DO TERRITÓRIO FEDERAL DO AMAPÁ

Xafi da Silva Jorge João
Paulo Augusto da Costa Marinho

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM/Belém

ABSTRACT Based on compositional criteria and petrological evolution, mesozonal sinkynemati tonalitic-granodioritic types are individualized and studied in Archean terrane in which medium and high grade metamorphic rocks are predominate. Amphibolitic mesoenclaves are frequently encountered closely associated to these granitoids, caracterizing a litho-compositional suite of typical bimodal distribution. These calc-alkaline tonalites and granodiorites with variable structural anisotropy grade, have high Na/K ratios and moderately high content in Al_2O_3 (average 17,1%), which is reflected by the presence of normative corundum. The geochemical relationships and field geological evidence are consistent with a partial melting model, involving oceanic-tholeiitic affinity amphibolite as primary source of these granitoids. A comparative geological and geochemical study is made with other sodic granitoids found in other cratonic regions. The geochemical behavior is visualized by using major and some trace elements as well as analysis of element variations and /or inter-elemental ratios.

1. INTRODUÇÃO Este trabalho resume sumariamente as informações obtidas no curso do mapeamento geológico realizado pela Superintendência Regional de Belém, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, por força de convênio firmado entre estas entidades.

Os dados aqui contidos são referentes aos trabalhos executados em escala 1:100.000 nas áreas das folhas NA.22-Y-B-III e NA.22-Y-B-VI, no Território Federal do Amapá, em terra dos municípios de Amapá e Ferreira Gomes, abrangendo aproximadamente uma área de 6.050 km^2 (Figuras 01 e 02), formando um retângulo com as seguintes coordenadas:

A - 02000'N	- 51°30'WGr		C - 01°00'N	- 51°00'WGr
A - 02000'N	- r1°00'WGr		D - 01°00'N	- 51°30'WGr

Os tipos rochosos que compõem a "Suite" Metamórfica Guianense, são os de composição extremamente variável dentro da faixa granitóidica e mostram diferentes graus de anisotropia estrutural, desde tipos conspicuamente foliados ou bandeados, até tipos altamente isotrópicos de aspecto homófano. As estruturações observadas denotam uma variável intensidade mobilizante, sendo função dos estágios migmatíticos envolvidos durante a formação da porção rochosa. Assim, estágios metatexíticos e diatexíticos são ocorrentes,indiscriminadamente, nas litologias componentes da unidade Guianense, sendo

que a tentativa de individualização de metatexitos e diatexitos resultantes, mostrou certa impraticabilidade em termos de mapeamento. Independentemente desses estágios, tipos composicionais tonalíticos e graníticos foram utilizados para a elaboração de uma subdivisão na hierarquia formacional com coerente designação formal. A aplicabilidade dos estágios migmatíticos foi favorável, em termos de mapeamento, em porção sudoeste do Território Federal do Amapá, como demonstrado por JORGE JOÃO et alii (1978). A área alvo, do presente estudo, apresentou-se desfavorável a tal aplicação metodológica, sendo então preferível a adoção de uma separação em termos composicionais tonalíticos e graníticos. Ao primeiro e segundo tipos, designaram-se formalmente de Tonalito Papa-Vento e Granito Cigana, em que se admite a sobrejacência deste em relação aquele, fundamentada em uma cronologia ou sucessão de fases emolduradas em conceitos evolutivos de uma fase sódica, precedendo a uma fase potássica.

O Tonalito Papa-Vento é constituído por tipos petrográficos tonalíticos, trondhjemíticos e granodioríticos equigranulares a inequigranulares, geralmente isótropos, com subordinadas fases vagamente foliadas. A estrutura dominante é nebulítica a homófona, de aspecto plutonítico, caracterizando um avançado estágio dos processos de refusão. São granitóides essencialmente sódicos e tipicamente sincinemáticos, com certo grau de mobilidade mecânica e diapirismo gerando estrutura dômica ou circulares concêntricas. Encraves anfibolíticos de ambiente mesozonal são frequentes, em disposição conformável com os granitóides circundantes.

2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL O conjunto de metamorfitos que compõe a associação litológica da região estudada, é parte integrante do Craton Amazônico (ALMEIDA et alii, 1976). A coluna estratigráfica elaborada (Figuras 03 e 04) foi suportada por trabalhos de campo e pelo empilhamento, algo modificado, daquela esboçada por JORGE JOÃO et alii (1978). É adotada a emenda sugerida por SOHL (1977), por considerá-la como de boa aplicação e resolução para o conjunto de rochas metamórficas ocorrentes.

Como se observa do quadro apresentado, as unidades componentes são consideradas como de idade arqueana. A esse conjunto, pertencem unidades metamórficas complexamente dobradas, formalmente designadas de "suites" metamórficas Ananaí, Vila Nova, Tartarugal Grande e Guianense. Embora a unidade Vila Nova seja constituída por metamorfitos de baixo grau, o termo "suite" foi adotado pelo fato de não mais guardarem as características estruturais originais.

A ausência de dados geocronológicos em número suficiente, dificultou em grande parte, a tentativa de se esboçar com maior detalhe, a evolução geológica e subdivisões estratigráficas do conjunto litológico.

As diferentes sequências arqueanas, assomantes na área, podem ser consideradas como pertencentes a um domínio de semi-plataforma, possíveis de investigações graças à intensa denudação ocorrida. As transformações e sucessivas recristalizações modificaram as características originais das rochas, impedindo visualizações detalhadas da disposição e comportamento das sequências, na sua forma primitiva.

Um estudo com relativo grau de detalhe dos metamorfitos, e uma posterior integração dos resultados, permitiu a visualização de feições ou caracteres gerais, que somente poderiam ser entendidos como ocorridos no Arqueano e considerados como típicos de um estágio protoplataformal.

3. GRANITÓIDES SÓDICOS

3.1 - Trabalhos Anteriores Inúmeras citações são observadas na literatura existente disponível, notando-se uma marcante coincidência no conteúdo destas citações. Assim, concernentes às rochas cristalinas pré-cambrianas, autores anteriores as consideram, de um modo

geral, como Indiviso. Os granitóides de estágio diatexíticos são os tipos litológicos mais abundantes desta unidade, na área em estudo, sendo considerados como componentes da "Série Guianas" (LIDELE, 1928), do Complexo Basal das Guianas (AGUERREVERE et alii,1939), do Escudo Orenocoano ou das Guianas (OLIVEIRA & LEONARDOS, 1943), do Complexo Guianense (LIMA et alii, 1974) e do Complexo Basal (COSTA et alii, 1974).

JORGE JOÃO et alii (1978) denominaram de "Suite" Metamórfica Guianense ao conjunto de gnaisses metatexíticos e granitóides diatexíticos, assomantes na região sudoeste do Território Federal do Amapá, da qual estão excluídas as rochas de fácies granolito, bem como as rochas de fácies xisto verde da "Suite" Metamórfica Vila Nova.

Neste trabalho, os autores adotam a denominação de "Suite" Metamórfica Guianense, porém, com modificações quanto à subdivisão. Baseado em critérios composicionais e de evolução petrológica, é proposta a subdivisão em tipos tonalítico-granodioríticos e graníticos, designados formalmente de Tonalito Papa-Vento e Granito Cigana, respectivamente. Nas regiões em que tal divisão foi impraticável, por dificuldade de acesso ou por falta de exposições, adotou-se o termo Indiviso.

3.2 - Distribuição Geográfica e Posicionamento Estratigráfico A "Suite" Metamórfica Guianense é a unidade estratigráfica de maior ocorrência na área (Figura 05), ocupando mais de 80% da área da Folha NA.22-Y-B-III e em torno de 10% da área da Folha NA.22-Y-B-VI.

A unidade Indiviso é a de maior expressão dentro da "Suite", de distribuição ampla e irregular, como se observa no mapa geológico (Figura 05).

O Tonalito Papa-Vento ocorre como uma significativa faixa na parte central da Folha NA.22-Y-B-III, em áreas drenadas pelas bacias do alto curso do rio Flexal e igarapé do Videira, afluente pela margem esquerda do alto curso do rio Falsino. Uma outra expressiva faixa distribui-se nas porções sudeste e nordeste das folhas NA.22-Y-B-III e NA.22-Y-B-VI, respectivamente, na bacia do igarapé Papa Vento, afluente do rio Tartarugalzinho. Corpos menores, de forma algo circular-elíptica, encontram-se dispersos.

O Tonalito Papa-Vento é posicionado subjacentemente ao Granito Cigana por considerações petroevolutivas, na admissão de um estágio intermediário de composição tonalítico-granodiorítica entre rochas básicas (Anfibolito Anatum) e ácidas (Granito Cigana). Tal estágio seria resultante de fusão parcial de uma crosta máfica primitiva e consolidação na mesozona. Verifica-se uma equivalência no relacionamento Anfibolito Anatum (encraves) - "Suite" Metamórfica Guianense e Piriclasito Mutum (encraves) - "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande com dissimilaridade, apenas, faciológica.

O Granito Cigana, então, representaria uma fase potássica (tardia) em relação a uma fase sódica (precoce) - Tonalito Papa-Vento - num conceito de evolução granitóidica-multiestágica, a justificar, por conseguinte, o seu cronoposicionamento sobrejacente.

3.3 - Definição dos Termos O termo granitóide é usado para tipos supersaturados, englobando uma classe de rochas essencialmente quartzo-feldspática, de textura ou estrutura granitóide, na qual o granito "strictu sensu" é muitas vezes subordinado. É frequentemente empregado porque tem muito menos conotação composicional do que os termos granito e rocha granítica.

Granitização é empregado no sentido de READ (1944), como significando o processo pelo qual as rochas pré-existentes são convertidas a rochas de caráter granítico, sem passar por um estágio magmático. Adeptos da escola transformista consideram a granitização como um processo de transformação metassomática. Um sentido mais amplo é dado ao termo, englobando tanto os granitóides metassomáticos como os granitóides de estágio metatexítico, face a dificuldade de se individualizar os dois estágios, pelas observações de campo e petrográficas.

O termo encrave é usado no sentido de LACROIX (1893), para descrever fragmentos ou pedaços de rochas englobados em rocha eruptiva, sem, no entanto, manter com esta, qualquer ligação genética ou relação composicional ("enclave enallogène").

Neste trabalho, o termo migmatito é empregado como puramente descritivo, sem implicação genética, no sentido proposto por MEHNERT (1971): "A migmatite is a megascopically composite rock consisting of two or more petrographically different parts: one is the country rock in a more or less metamorphic stage, the other is of pegmatitic, aplitic, granitic, of generally plutonic appearance". Definições outras com implicações genéticas são dadas por TURNER & VERHOOGEN (1951), WEGMANN (1935), READ (1944), SEDERHOLM (1907,1926) e HOLMQUIST (1921).

Metatexito é a rocha formada por metatexia, termo introduzido por SCHEUMANN (1936, 1937), para substituir o termo migmatito, geologicamente algo controvertido e significando o processo de fusão parcial de uma rocha. Assim, o metatexito é uma rocha consistindo de um paleossoma mais ou menos transformado e de porções neossomáticas de aspecto aplítico, pegmatítico ou leucrogranítico. Se esta porção leucocrática for comprovada como tendo sido cristalizada a partir de uma fusão anatexítica, o autor acima citado propôs chamá-la metatélico.

Diatexito é a rocha formada por diatexia, termo atribuído a GURICH (1905), para o processo de refusão das rochas em estágios bastante avançados de migmatização.

O termo mesoencrave refere-se a anfibolitos ocorrentes em escala de amostra-de-mão ou de afloramento, e, megaencrave significa a ocorrência dos anfibolitos como massa de rocha de extensão lateral, em condições de mapeabilidade. Assim, mesoencrave compreende os xenólitos engolfados na unidade Papa-Vento como parte integrante, e, megaencrave refere-se às litologias componentes da "Suite" Metamórfica Vila Nova, metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito e individualizadas por sua dimensão.

3.4 - Petrografia Sumariada Macroscopicamente, os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos que compõem o Tonalito Papa-Vento, apresentam uma relativa constância estrutural em termos de isotropismo. Fases vagamente foliadas e tipos anisotrópicos são subordinados. Em alguns casos, a foliação é conspicuamente cataclástica, com planos de cisalhamento em escala penetrativa. Frequentes são os tipos inequigranulares, que localmente evoluem para a equigranularidade. Quartzo, feldspato, biotita e hornblenda são relativamente fáceis de se identificar à vista desarmada, sendo os dois primeiros essenciais e os dois últimos varietais que, ocasionalmente, alinham-se segundo uma direção preferencial. Tipos representativos de estágios metatexíticos são menos abundantes do que os nebulíticos e homófanos, de características diatexíticas.

De um modo geral, todos os componentes mineralógicos guardam nas variedades petrográficas do Tonalito Papa-Vento as mesmas características óticas em seus aspectos maiores. A textura é comumente porfiroblástica, com matriz granoblástica ou granolepidoblástica, com cataclase superimposta.

O quartzo ocorre como grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, com extinção ondulante, formando agregados sacaroidais de bordas suturadas. Em alguns espécimes, quando da cessação dinamometamórfica, uma fase recristalizante e de neoformação se estabeleceu, com consequente eliminação parcial dos efeitos de tensões internas sobre os grãos de quartzo, conduzindo à poligonização dos agregados. A delineação preservada em alguns casos, dos contornos externos, permite observar a forma original do grão primitivo pré-datante do episódio cataclástico.

O plagioclásio é uma fase mineral majoritária, ocorrendo como cristais tabulares hipidioblásticos a xenoblásticos, exibindo ge

minação polissintética simples, do tipo albita e mais raramente, geminação polissintética combinada do tipo albita-periclina. Apresenta-se como grãos de dimensões variáveis, ocorrentes como porfiroblastos e como grãos menores compondo a matriz. A alteração mais comum é a sericitização e epidotização parcial e em escala variável. O tipo de plagioclásio dominante é o oligoclásio e mais raramente, a andesina sódica, composições essas obtidas pelo método ótico-estatístico de Michel-Levy em seções favoráveis. Alguns grãos em alguns espécimes exibem lamelas de geminação, algo curvadas e microfraturadas, resultantes de metamorfismo cataclástico. Alguma mirmequita é observada como confinada às variedades intensamente cataclasadas e localizadas em trechos ao longo dos contornos entre plagioclásio e feldspato potássico.

O feldspato potássico ocorre em percentual volumétrico inferior ao plagioclásio, e é representado por uma fase de alta e média triclinicidade. Sua forma é hipidioblástica a xenoblástica, tanto como porfiroblasto como compondo a massa fundamental. Geralmente se apresenta límpida e inalterada. Nos tipos essencialmente tonalíticos torna-se ausente, com percentual volumétrico crescente nos tipos granodioríticos.

A biotita é a fase mineral máfica varietal, presente em todos os espécimes analisados em quantidades extremamente variáveis e dispersas caoticamente ou, raramente tendendo a formar leitos algo individualizados. O pleocroísmo é acentuado segundo X = amarelo pálido; Y=Z = marrom escuro. Esporadicamente, exibe parcial alteração a clorita, com adicional formação de minúsculos grãos opacos ao longo de planos de clivagem. Cristais diminutos de zircão estão inclusos em algumas palhetas, gerando halos pleocróicos.

Em alguns tipos que evidenciam estágio metatexítico, observa-se uma maior tendência para a biotita agrupar-se e alinhar-se segundo uma direção preferencial e a contrastar com níveis ou leitos félsicos a representar incipientes metatéticos.

A hornblenda apresenta-se como cristais hipidioblásticos, fortemente pleocróica nos tons verde oliva e amarelo pálido. É do tipo hornblenda comum, por vezes, com característica hastingsítica. Dispõe-se caoticamente por toda a rocha, alinhando-se, preferencialmente, nos tipos de mais acentuado anisotropismo estrutural.

Os acessórios mais comumente encontrados são apatita, titanita, zircão e opacos.

Frequentes mesoencraves anfibolíticos são encontrados em associação às rochas que compõem o Tonalito Papa-Vento. Caracterizam-se, mineralogicamente, por uma típica e constante paragênese hornblenda + plagioclásio, em termos essenciais, em quantidades geralmente iguais entre si. O anfibólio é do tipo hornblenda verde comum, com pleocroísmo verde oliva-amarelo pálido. O plagioclásio é geralmente de composição andesínica, forma hipidioblástica, praticamente inalterado. A textura é tipicamente nematoblástica equigranular, de granulação média a fina, com diferente intensidade de anisotropia estrutural.

3.5 - Aspecto da Geologia Regional e Características Litológicas

Os componentes rochosos da unidade Guianense são individualizados, segundo um critério essencialmente composicional, em tipos dominantemente sódicos e tipos dominantemente potássicos. Tal quimismo reflete uma paragênese mineral a caracterizar, respectivamente, tonalito-granodioritos e granitos (sieno e monzogranitos). Esta paragênese é compatível com o fácies anfibolito, traduzida pela dominante associação quartzo + feldspato + biotita e/ou hornblenda como componentes majoritários, em arranjo mútuo granoblástico a granolepidoblástico.

Fases minerais comuns às sequências metassedimentares, tais como silimanita, andalusita, estaurolita e cordierita são completamente ausentes nas rochas componentes da Unidade Guianense, o que re

força, em grande parte, a assertiva de pouca ou nenhuma contribuição sedimentar para a formação dessas rochas. Corroborando, em adição, esta assertiva, destacam-se a ausência total, em todos os afloramentos estudados, de fragmentos ou mesoencraves litológicos, tais como quartzitos, calcários, paramicaxistos ou conglomerados, que pudessem evidenciar um antecedente sedimentar.

Os componentes rochosos da "Suite" Metamórfica Guianense são distintos dos demais componentes das outras unidades que integram o quadro estratigráfico regional, principalmente por seu aspecto estrutural, geralmente indicativo de processo granito-migmatizante. Os estágios metatexíticos e diatexíticos refletem a atuação deste processo com a formação de granitóides com estruturas inerentes a estes estágios. Tanto os componentes do Tonalito Papa-Vento como os do Granito Cigana mostram, localmente, uma conspícua separação entre partes paleossomáticas e neossomáticas. Entre estas, destacam-se leucossomas pegmatóides ou aplíticos ou graníticos, resultantes de fusões parciais com mobilização primeira dos elementos félsicos, a constituir metatéticos veníticos.

Merece destaque litológico a frequente e comum associação de xenólitos anfibolíticos, geralmente em orientação paralela e disposição conformável com os granitóides gnaissóides encaixantes e envolventes, sugerindo, sobremaneira, a assertiva de que pré-datam o evento migmatizante. Esses xenólitos variam extremamente em forma e dimensões, indicando diferentes graus de digestão e assimilação. Entende-se serem as rochas anfibolíticas uma massa altamente refratária aos agentes granitizantes, por sua constituição químico-mineralógica pouco susceptível à transformações dessa natureza, razão pela qual são preservadas no seio das rochas granito-migmatíticas. Em trechos do médio curso do rio Tartarugalzinho, às proximidades do povoado homônimo, são observados xenólitos ou mesoencraves anfibolíticos, atravessados por filonetes leucossomáticos, em disposição paralela à foliação do anfibolito e que se projetam - em continuidade física e com similaridades composicionais - para a encaixante ou hospedeira, a constituir os metatetos, componentes do migmatito circundante.

Hornblenda e plagioclásio são as fases minerais majoritárias, inerentes ao fácies anfibolito, em compatibilidade com o caráter mesozonal dos granitóides Guianense pela íntima associação ocorrente.

Os componentes rochosos do Tonalito Papa-Vento mostram, no campo, passagens gradacionais entre seus tipos isótropos e foliados, através de uma zona de vaga ou difusa foliação. Tipos foliados, por vezes de características metatexíticas, evoluem a tipos isótropos diatexíticos pela gradual eliminação da orientação preferencial dos minerais ou bandeamento de fluxo e dos mesoencraves anfibolíticos. Na área de influência do igarapé Papa-Vento, afluente do rio Tartarugalzinho, tonalitos-trondhjemitos são tipos dominantes, com relativo acentuado grau de isotropismo estrutural e diatexia. Localmente, são desenvolvidos proeminentes fenoblastos de plagioclásio, dando à rocha um caráter tipicamente facoidal e caneluras erosionais, como o corrente na localidade do Limão. Não mais são identificáveis as frações paleo e neossomáticas, resultando, em consequência, no estabelecimento de estruturas nebulíticas e/ou homófonas equigranulares a inequigranulares. A eliminação dos mesoencraves anfibolíticos é atribuída a um localizado acréscimo de temperatura, inerente a um mais avançado estágio migmatítico, a resultar em maior mobilização e a favorecer deslocamentos ascencionais diapíricos, em forma de batólitos "gregarious" polidômicos.

A íntima associação dos encraves anfibolíticos com as litologias da unidade Papa-Vento, sob equânimes condições faciológicas (fácies anfibolito), e a não representatividade desses encraves em mapa, na escala proposta, permitiu que fossem englobados - para efei

to de mapeamento - na unidade. Quando assumem expressões dimensionais compatíveis com a escala de trabalho, são atribuídos à unidade Vila Nova. Assim, como já observado por JORGE JOÃO et alii (1978), mesoencraves (englobados na unidade Guianense) e megaencraves (compondo o conjunto Vila Nova), mostram apenas contraste dimensional e faciológico. Admite-se, entretanto, tratarem-se os mesoencraves de restos mais assimilados dos megaencraves, cuja preservação maior deve-se-ia a uma menor atuação da frente de migmatização ou por posicionamento interdômico.

JORGE JOÃO et alii (1978), em trabalhos realizados no Sudoeste do Amapá, de contexto geológico similar, acentuam que, em termos de composição química, há uma fortíssima coerência com referência aos óxidos maiores e elementos-traço entre os mesoencraves e megaencraves, ambos compatíveis com os metabasaltos arqueanos, evidenciando uma comum origem, a partir de tipos toleíticos com baixíssimos teores em potássio. Salientam, ainda, que as relações observadas no campo mostram uma perfeita concordância na direção geral entre os meso e megaencraves, segundo NW-SE, assim como a frequência e dimensões dos mesoencraves aumentam consideravelmente à medida que se aproxima da base da sequência Vila Nova.

Os conceitos teóricos evolutivos dos processos geológicos arqueanos, aliados às observações obtidas no curso do mapeamento, denunciam um cronoposicionamento entre as "suites" Vila Nova e Guianense, como característica de outros terrenos "granito-greenstone" em que os componentes rochosos da unidade Papa-Vento são intrusivos e derivativos dos componentes rochosos da unidade Vila Nova. Algumas linhas de evidências, abaixo destacadas, mostram em adição e como consequência, a idéia reinante de serem granitóides sódicos Papa-Vento, os equivalentes migmatizados dos metamorfitos Vila Nova, numa aceitação e extensão do já observado por JORGE JOÃO et alii (1978):

1 - Mesoencraves relictos de anfibolito considerados como testemunhos dos seus contemporâneos mapeáveis (megaencraves), ocorrentes na "Suite" Metamórfica Vila Nova, são afetados conjuntamente a estes megaencraves, por intrusões leucossomáticas (metatéticos) da rocha migmatítica englobante regional, como se observa nos afloramentos situados ao longo do médio curso do igarapé Papa-Vento, que bordeja uma faixa de unidade Vila Nova (serra do Limão). Desde que a fonte última dos magmas tonalíticos-trondhjemíticos-granodioríticos não é diretamente observável, os dados de campo sugerem que a assimilação do material máfico (anfibolito) contribuiu enormemente para o magma ácido, modificando significativamente a sua composição. A escala em que o processo se verificou, é indicada pela parcial a completa digestão (de limbos das dobras ou calhas sinclinais) do "greenstone" (unidade Vila Nova) invadido.

2 - Os mesoencraves e megaencraves, então correlacionados genética e cronologicamente, apresentam uma marcante concordância estrutural entre si e com os granitóides sódicos envolventes (direção geral NW-SE). A deformação e metamorfismo do Vila Nova supracrustal é sugestiva da resultância direta da ascenção e emplaçamento batolítico Guianense, em que os xenólitos manteriam sua posição original conformável com os megaencraves, a esboçar uma estratigrafia "ghost".

3 - Os metamorfitos, como segmentos mesoencraves e em processo de granito-migmatização, obviamente, pré-datam a este processo, sendo assim, cronologicamente mais antigos, e como representam porções digeridas da unidade Vila Nova, esta, então, é cronosubposicionada em relação à unidade Guianense. A geometria multi ou polidômica dos batólitos granitóides intrusivos sincinematicamente, parece traduzir uma evolução por acreção a longo prazo ("long-term accretion") de incrementos magmáticos progressivamente ascendentes.

4 - A "Suite" Metamórfica Vila Nova, quando visualizada regionalmente no Território Federal do Amapá, indica uma larga distribuição espacial, a constituir, possivelmente, em época pré-denudação, uma camada de considerável continuidade física e extensão. Desse modo, as evidências localizadas de transformação granito-migmática, a refletir uma evolução polarizada sima-sial não reversível, podem ser extrapoladas regionalmente, a julgar pela persistência e manutenção dos caracteres morfológicos, metalogenéticos, estratigráficos, litológicos e de posicionamento geotectônico.

A considerar-se a idéia reinante da existência de uma crosta primitiva simática na área em estudo e extrapolada para grande parte do domínio cratônico, mister se fez destacar a evolução esboçada por outros investigadores em outros cratons, com convincente poder correlativo com o empilhamento estratigráfico proposto neste relatório. ANHAEUSSER (1969), ao se refletir às rochas graníticas dos cratons que circundam os "greenstone belts", acentua que os migmatitos, particularmente os que contêm faixas máficas e inclusões, podem representar vestígios de um "greenstone" atualmente completamente granitizado, pertencente a um ciclo anterior, e que há evidências de que, pelo menos alguns migmatitos, em realidade, representem os equivalentes migmatizados de "greenstone belt". CANNON (1959), defende a idéia de que os gnaisses e granitos do Complexo Basal, na área Bártica (Guiana), são os equivalentes migmatizados da Série Baramá (quartzito, hornblenda-xisto, filitos), baseados em critérios similares aos mencionados para as regiões centro-leste e sudoeste do Amapá (JORGE JOÃO et alii, 1978).

Embora não mostre destaque no mapa geológico, é interessante salientar algumas características dos granitóides Guianense, em termos estruturais, na região centro-leste do Amapá. Estes exibem, de um modo geral, feições batolíticas (foliadas) dômicas e polidômicas "gregarious", do tipo "Suess" e de contornos algo definidos pelos "greenstones belts", ou por seu cataequivalente piriclasito, como ocorrente, respectivamente, nas folhas NA.22-Y-B-III e NA.22-Y-B-VI. No médio curso do igarapé Papa-Vento, observa-se uma assimilação progressiva dos xenólitos anfibolíticos a representar "roof pendants" e zonas de calha sinclinal do sinclinório que marcaria a estruturação maior do "greenstone" Vila Nova.

Fortunadamente, ainda na mesma região, a médios intervalos de espaço, granitóides estruturalmente mais uniformes são caracterizados por tipos porfiroblásticos de granulação média a grosseira, com fenoblastos plagioclásicos de distribuição caótica. Estes batólitos, estruturalmente contrastantes, mostram uma depleção em "roof pendants" e xenólitos ou mesoencraves anfibolíticos supracrustais e enquadram-se na classe de intrusões sincinemáticas diapíricas do tipo Daly, numa aceitação da dupla classificação ou terminologia de MACGREGOR (1932, 1935), como aplicada para o craton Rodesiano.

Ao se tratar do conjunto litológico da região estudada, um "paradoxo cratônico" é imediatamente visualizado, em que se expõem as relações observadas entre as "Suites" metamórficas componentes, com destaque para as que são parte integrante ou compõem os terrenos de alto e baixo grau metamórfico. Assim é que, essa exposição é concernente com a questão sobre a natureza das raízes ou sítios infracrustais dos batólitos "gregarious" que compõem a unidade Guianense.

Nesse sentido, indaga-se se tais sítios ou zonas profundas são formadas por terrenos granolíticos, representados pelas unidades Ananaí e Tartarugal Grande. Muitos investigadores destes terrenos consideram-nos como espacial e temporalmente distintos dos terrenos granito - "greenstone"("Suite" Metamórfica Guianense - "Suite" Metamórfica Vila Nova, como associadamente representadas na área do Projeto), dentre as quais destacam-se WINDLEY & BRIDGWATER (1971), WINDLEY & SMITH (1976), BRIDGWATER & COLLERSON (1976), MOORBATH (1977)

e YOUNG (1978). Por outro lado, estudiosos também desses terrenos, tais como PICHAMUTHU (1967), SHACKLETON (1976) e NAQVI et alii (1978), consideram os complexos granolíticos como sendo as zonas raízes expostas de sequência do tipo "greenstone belt" arqueano e granitóides associados. Como ocorrente na área em estudo, uma zona transicional parece existir entre os litótipos componentes das unidades Guianense e Tartarugal Grande, com base em estudos de várias seções delgadas. A admitir-se esta transição, uma questão principal assoma, concernente aos granolitos Ananaí e Tartarugal Grande, se derivados de níveis crustais mais profundos do que os granitóides Guianense, ou alternativamente, se representam uma original heterogeneidade lateral, estrutural e termal, a similar nível crustal em que se formaram os granitóides. Sabe-se, contudo, da existência de um marcante lineamento estrutural, representado pela Falha do Segundo Braçao que limita (contato) os componentes rochosos das unidades Guianense e Tartarugal Grande, sendo interpretado, preliminarmente, como uma suposta falha de empurrão, que teria lançado o complexo granolítico espacialmente subjacente, em contato (relações de contato por falha) com os granitóides crustalmente superiores, resultando em nivelamento crustal nas áreas expostas. Tal interpretação e relacionamento, força a advogar a idéia de um zoneamento preferencialmente vertical (isógradas verticais) do que lateral e indicativo, sobremaneira, de relações consanguíneas ou isocrônicas entre os dois terrenos. Salienta se que, para corroboração de tal simultaneidade, seria necessária uma similaridade de idades isotópicas.

Infortunadamente, esses dados são inexistentes e, ressalte se, mesmo que disponíveis (pelo método Rb/Sr em rocha total), dúvidas em escala maior persistiriam, pois o significado primário (formação da rocha) das idades fornecidas pelo método, estariam abertas ao questionamento, pois admite-se atualmente que eventos termotectônicos posteriores, que mui possivelmente ocorreram na área estudada, poderiam restringir-se às zonas infracrustais e obliterariam as relações primárias de síncrona formação entre os granolitos e granitóides ocorrentes na região centro-leste do Território Federal do Amapá.

Em muitas regiões cratônicas, os granitóides ricos em Na_2O representam os membros mais antigos dentre as rochas ígneas ácidas, cujos exemplos são os batólitos "gregarious" da Rodésia (3.300 m.a.), os tonalitos antigos do Kapvaal (3.400 - 3.200 m.a.), os granodioritos do Kenoran (2.600 m.a.), os gnaisses do rio Minnesota (3.300 m.a.), os granodioritos do batólito "Louis Lake", USA (2.700 m.a.), segundo GLIKSON e SHERATON (1972). No Escudo das Guianas, rochas similares conhecidas como Granitos Guianenses (2.500 - 2.700 m.a.), são reportadas por CHOUBERT (1974). Infortunadamente, não existem dados radiométricos sobre as rochas granitóidicas em questão, e apenas, alguns valores absolutos são reportados por LIMA et alii (1974) que, considerando a grande extensão geográfica e a complexidade litológica, esboçam um quadro esquemático da evolução geocronológica do Território Federal do Amapá. Nesse sentido, os granitóides sódicos (Tonalito Papa-Vento), bem como os granitóides potássicos (Granito Cigana) são considerados como de idade arqueana, pelo contexto geológico, no qual estão inseridos e pelas correlações composicionais com outros similares em outras regiões, implicando numa comum e consistente evolução petrogenética.

4. ASPECTOS GEOQUÍMICOS A natureza e a origem da crosta primitiva tem recebido pouca, porém renovada atenção por parte dos geólogos envolvidos com geoquímica e geologia regional, em passado recente. Sabe-se, contudo, que qualquer tentativa de elucidação dos processos crustais evolutivos, fatalmente, um envolvimento direto com as rochas granitóidicas sódicas sincinemáticas arqueanas será obtido, como consequência da abundância de trondhjemitos, tonalitos e granodio

ritos nos terrenos antigos. Assim e que, na regiao centro-leste do Território Federal do Amapá, uma sequência de granitóides sódicos sincinemáticos com variado grau de anisotropia estrutural e migmatização, é tentativamente abordada sob o aspecto geoquímico com base nos dados existentes. A tabela 01 mostra as concentrações (média) químicas e normativas dos elementos maiores e a abundância (teores médios) de alguns elementos-traço das rochas componentes da unidade Tonalito Papa-Vento.

A dominante caracterização tonalítica-granodiorítica da unidade acima referida pode ser visualizada na figura 06 em que as amostras estudadas são plotadas em diagrama ternário trilinear dos feldspatos normativos Ab-Or-An como proposta por O'CONNOR (1965) para classificação das rochas ígneas silicosas.

CAWTHORN et alii (1976) tecem considerações sobre os magmas calcoalcalinos, discutindo a marcante presença de corindon normativo nestes magmas, particularmente com referência aos fracionamentos da hornblenda. Os granitóides sódicos do Tonalito Papa-Vento apresentam uma média de 2,6% de corindon normativo com valores variando de 0,1% até 4,68%. CAWTHORN et alii (1976) acentuam que as rochas calcoalcalinas mudam de diopsídio-normativas para corindon-normativas a teores de SiO_2 na faixa de 65-70% de SiO_2. Os granitóides sódicos do Tonalito Papa-Vento, contudo, representam uma exceção, pois adquirem o caráter corindon-normativo a 57,1% de SiO_2.

Os "trends" de variação química para os elementos maiores das rochas Papa-Vento são ilustrados pelos diagramas de de variação da figura 07 em que esses elementos são plotados contra a sílica e comparados com os "trends" (linhas tracejadas) das rochas calcoalcalinas (GRIBBLE, 1969). À exceção do Na_2O, que permanece quase constante, todos os outros óxidos mostram moderada a boa correlação negativa com o SiO_2. O K_2O é a outra exceção que exibe uma correlação simpatética.

Os "trends" mostrados sobre os diagramas de variação são típicos da série calcoalcalina de NOCKOLDS & ALLEN (1953) e GRIBBLE (1969). Para corroborar esta afinidade, os granitóides Papa-Vento são plotados em diagrama álcalis-sílica (Figura 08) situando-se todos no campo subalcalino. O diagrama triangular AFM ($Na_2O + K_2O$ - FeO_t - MgO) (Figura 09), no qual estão discriminados os campos toleítico e calcoalcalino (IRVINE & BARAGAR, 1971), substancia o caráter calcoalcalino.

As concentrações em Ba, Co, Cr, Ni, Sr, V, Y, Zr e Rb, são plotadas versus sílica na Figura 10, que representa o diagrama de variação mostrando o comportamento desses elementos. à exceção do Rb que foi dosado quantitativamente, por fluorescência por Raios X, os demais elementos foram obtidos semi-quantitativamente por espectrografia de emissão. O Cr, Co, Sr, V, Ni e Y exibem uma moderada a boa correlação negativa com a SiO_2. O Ba e Rb mostram um ligeiro acréscimo em suas concentrações com o aumento em SiO_2. O Zr mantém-se quase constante com um sutil decréscimo rumo aos maiores valores em SiO_2.

Generalizadamente, os granitóides Papa-Vento, são supersaturados em sílica, refletindo sobremaneira, o alto percentual volumétrico em quartzo normativo e, em concordância com sua composição modal. As análises químicas disponíveis evidenciam uma larga dispersão dos valores com a SiO_2 variando de 57.1% a 71,6% (vide Tabela 01), mostrando contudo, dois marcantes agrupamentos com faixas contínuas de variação de 57.1% a 61.7% e de 69.3% a 71.6%. No "gap" 61.7% a 69.3%, há um espécime isolado com teor de 66.2% em SiO_2.

BARKER et alii (1976) salientam que os líquidos trondhjemíticos e tonalíticos são geralmente de dois tipos: (1) baixo aluminoso contendo menos-de 15% de Al_2O_3, e (2) alto aluminoso contendo 15% ou mais de Al_2O_3. Acentuam ainda que ambos os tipos são aparentemente bimodais, considerando como remotas as possibilidades de lí

quidos intermediários associados. Os granitóides sódicos apresentam um teor médio de 17.1% de Al_2O_3 com valores extremos de 14.4% e 20.8%, sendo considerados como do tipo alto aluminoso com moderado teor em Rb e moderado o alto teor em Sr. Os dados químicos e de campo asseguram a inexistência de tipos rochosos dioríticos-andesíticos (intermediários), caracterizando a unidade Papa-Vento, como tipicamente bimodal. A íntima associação no terreno de gnaisse e granitóides tonalíticos-granodioríticos com metabasitos - estando o conjunto metamorfizado no fácies anfibolito - é regionalmente observada, havendo localmente um regular bandeamento felsito-mafito em escala semi-penetrativa. A ausência total de rochas de composição intermediária tem sido comprovada, gerando restrições sobre as hipóteses genéticas desses litotipos. A maioria dos investigadores seguem HANSON et alii (1972; 1973; 1975) na aceitação de que as rochas trondhjemíticas-tonalíticas tem sua origem por fracionamento ou fusão parcial de rochas basálticas. A comum associação de trondhjemito-tonalito - granodiorito com anfibolitos na unidade Tonalito Papa-Vento - com consequente ausência de rochas de composição intermediária na região centro leste do Território Federal do Amapá - sugere um processo genético envolvendo o segundo modelo de GREEN & RINGWOOD (1968), através da fusão parcial de rochas anfibolíticas, sob condições hidratadas, mais do que um processo de diferenciação por cristalização fracionada de uma "suite" contínua. A descontinuidade petrográfica e química, bem como as peculiaridades de interrelacionamento espacial - entre os granitóides sódicos e os mesoencraves de anfibolito - são fatores tipificantes que distinguem essa associação bimodal calcoalcalina das "suites" contínuas trondhjemíticas, por terem estas, mais alto teor em Na e mais baixo teor em K, como ilustrado na Figura 11.

O caráter alto aluminoso dos granitóides sódicos Papa-Vento reflete, então, um processo de fusão parcial de um metabasalto parental, no qual pouco ou nenhum plagioclásio permaneceu na fração residual. BARKER & ARTH (1976), sugerem, adicionalmente, que a gênese dos líquidos trondhjemíticos-tonalíticos podem envolver granada anfibolito e quartzo eclogito como matéria-fonte. Contudo, as observações petrográficas e de campo - sobre os granitóides sódicos - na área em estudo, demonstram a inexistência desses litotipos, ao passo que os anfibolitos (hornblenda + placioclásio ± quartzo ± epidoto ± opacos) são os únicos metabasitos encontrados.

5. BIBLIOGRAFIA

AGUERRVERE, Se.E. et alii - 1939 - Exploration de la Gran Sabana. R. Fomento. Caracas, 3 (39): 501-729.

ALMEIDA, F.F.M. de et alii - 1976 - The Upper Precambrian of South América. Boletim Informativo do Instituto de Geociências da USI. 7: 45-80.

ANHAEUSSER, C.R. - 1969 - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Bulletin of the Geological Society of América. Washington, 80: 2175-2200.

BARKER, F. & ARTH, J.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology. 4: 596-600.

BRIDGWATER, D. & COLLERSON, K. - 1976 - The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uiyak gneiss from Labrador. Contributions to Mineralogy and Petrology. 54: 43-60.

CANNON, R.T. - 1959 - The basement complex in the Bartic area (British Guiana). In: CONFERENCE GEOLOGIQUE DES GUYANES, 4, Cayenere.

CAWTHORN, R.G. & BROWN, P.A. - 1976 - A model for the formations and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionatio. Journal of Geology. 84: 467-476.

CHOUBERT, B. - 1974 - Le precambrian de guyenes. Memoire du BRGM. Paris, 81: 212 p., il.

COSTA, J.L. da et alii - 1974 - Projeto Norte da Amazônia, domínio

Oiapoque-Jari; geologia da folha NA.22-V. Belém, Convênio DNPM/CPRM. v. 2, il.
GLIKSON, A.Y. & SHERATON, J.W. - 1972 - Early precambrian trondhjemitic suites in western Australia and norwestern Scotland and the geochemical evolution of shields. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, 17: 227-242.
GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. - 1968 - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contributions to Mineralogy and Petrology. 18: 105-162.
GRIBBLE, C.D. - 1969 - Distribution of elements in igneous rock of the normal calc-alkaline sequence. Scottish Journal of Geology. 5: 322-327.
GURICH, G. - 1905 - Granit and gneiss. Himmel und Erd. Berlin, 17: 241-251.
HANZON, G.N. & GOLDICH, S.S. - 1972 - Early precambrian rocks in the Saganaga Lake - Northern Light Lake area, Minnesota-Ontario. Pt.2, Petrogenesis. In: B.R. Doe & D.K. Smith (Eds.), Studies in mineralogy and precambrian geology. Geological Society of America Memoir. 135: 179-192.
HOLMQUIST, P.J. - 1921 - Typen und nomenklatur der Adergesteine. Geologiska Foremingens I Stockholm Forhandlingar. Stockholm, 43: 612-631.
IRVINE, T.N. & BARAGAL, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8: 523-544.
JORGE JOÃO, X. da S. et alii - 1978 - Projeto Sudoeste do Amapá. Relatório Final. Belém, Convênio DNPM/CPRM, v.1A, 1B, il.
LACROIX, A. - 1893 - Les enclaves des roches vulcaniques. Macon, protat. 770 p.
LIDDLE, R.A. - 1928 - The geology of Venezuela and Trinidad. Texas, Mac Gowan. 552 p.
LIMA, M.I.C. et alii - 1974 - Folha NA/NB.22 Macapá; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
MEHNERT, K.R. - 1971 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, London, Elsevier. 405 p., il.
MOORBATH, S. - 1977 - Ages isotopes and evolution of precambrian continental crust. Chemical Geology, Amsterdam, 20: 151-187.
NOCKOLDS, J.R. & ALLEN, R. - 1953 - The geochemistry of some igneous rocks series. Geochimica et Coscomochimica Acta. 4: 105-142.
O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey Professional Paper. 525-B: 79-84.
OLIVEIRA, A.J. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola. 813 p. (Serie Didática, 2).
PICHAMUTHU, C.S. - 1976 - Are there rocks older than Dharwars in southern India?. Industrial Minerals. 16: 1-12.
READ, H.H. - 1944 - Meditation on granite. Procedings of the Geologists Association, London, 55 (2): 45-93.
SCHEUMANN, K.H. - 1936 - Zur nomenklatur migmatitischer cher and vermandter Gesteine. Tschermaks mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 48: 297-302.
- Metatexis und Metablastesis. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 48: 402-412.
SEDERHOLM, J.J. - 1907 - On granite and gneiss. Bulletin de la Comission Geol. de Finlande. 23: 1-110.
SEDERHOLM, J.J. - 1926 - On migmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland. Bulletin de la Comission Geol. de Finlande. 1: 58, 1923; 1: 153; 2: 77.

SHACKLETON, R.M. - Shallow and deep level exposures of archean crust in India and Africa. In: B.F. Windley (ed.) the Early History of the earth. London, 1926, p. 317-321.
SOHL, N.F. - 1977 - Application for amendment concerning terminology for igneous and high - grade metamorphis rocks, note 45. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 61 (2)- 248-252.
TURNER, O.F. & VERHOOGEN, J. - 1951 e 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology. New York, McGraw - Hill. 694 p.
WEGMANN, C.E. - 1935 - Zur Deutung der Migmatite. Geologische Rundschau. Berlim, 26: 305-350.
WINDLEY, B.F. & BRIDGWATER, D. - 1971 - The evolution of archaean low and high grade terrains. In: GLOVER, J.E. (ed.) - The Archaean Rocks, Geol. Soc. of Australia, Spec. Pub. 3: 33-46.
WINDLEY, B.F. & SMITH, J.V. - 1976 - Archean high grade complexes and modern continental margins. Nature. London, 260: 671-675.
YOUNG, G.M. - 1978 - Some aspects of the evolution of the archean crust. Geoscience Man. 5: 140-149.

FIG. 1

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

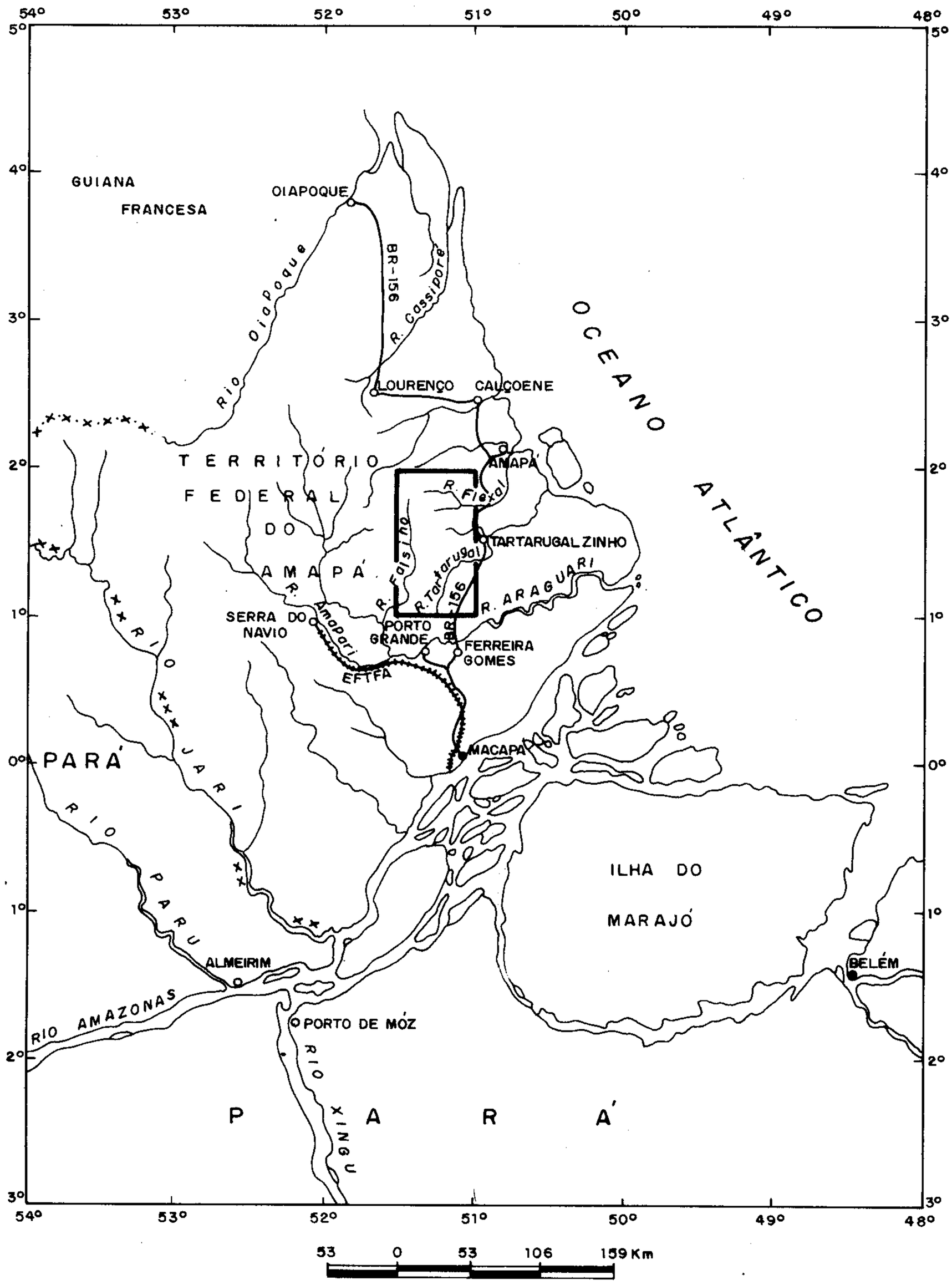


FIG. 2

MAPA DE ACESSO E DE ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

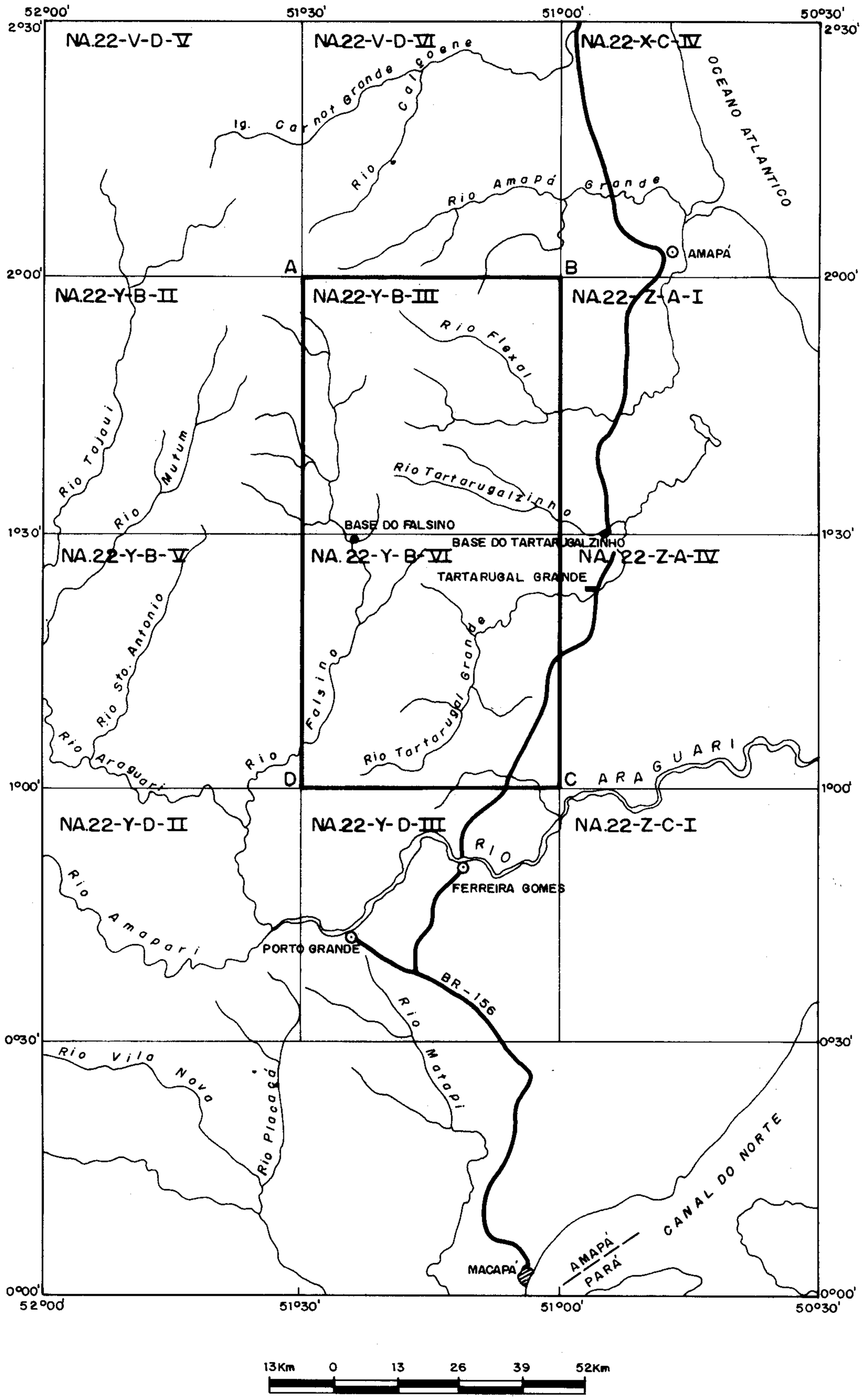


FIG. 3 — QUADRO ESTRATIGRÁFICO

PERÍODO	SUCESSÃO CRONOESTRATIGRÁFICA				CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
ARQUEANO	"SUITE" METAMÓRFICA	GUIANENSE	INDIVISO	GRANITO CIGANA	SIENOGRANITOS E MONZOGRANITOS EQUIGRANULARES A INEQUIGRANULARES, VARIANDO ESTRUTURALMENTE DE TIPOS ISÓTROPOS A FOLIADOS.
				TONALITO PAPA-VENTO	GRANODIORITOS, TRONDHJEMITOS E TONALITOS, EQUIGRANULARES, GERALMENTE ISÓTROPOS, COM SUBORDINADAS FASES VAGAMENTE FOLIADAS.
	"SUITE" METAMÓRFICA	TARTARUGAL GRANDE	INDIVISO	CHARNOCKITO CUATÁ	ALCALI-FELDSPATO GRANOLITOS CHARNOCKÍTICOS, GRANOLITOS CHARNOCKÍTICOS, BIOTITA-ALCALI-FELDSPATO GRANOBLASTITOS, ESTRUTURA MACIÇA OU GNÁISSICA.
				ENDERBITO COBRA	GRANOLITOS ENDERBÍTICOS E CHARNO-ENDERBÍTICOS, GERALMENTE EQUIGRANULARES, DE ESTRUTURA MACIÇA A VAGAMENTE FOLIADA, MESOTIPOS A MELANOCRÁTICOS, SENDO COMUNS OS ENCRAVES DE PIRICLASITO, DO QUAL DERIVOU POR REMOBILIZAÇÃO.
	"SUITE" METAMÓRFICA	VILA NOVA	MICA-XISTO TARTARUGALZINHO		BIOTITA-XISTOS E MUSCOVITA-BIOTITA-XISTOS, GRADANDO A GNÁISSES GRANÍTICOS, LOCALMENTE COM ASPECTO CÓRNEO E DE FOLIAÇÃO VAGA.
			QUARTZITO FÉ EM DEUS		METAQUARTZITOS EPIZONAIS, POR VEZES ALGO FERRÍFEROS EM SUPOSTO CONTATO GRADACIONAL COM AS ROCHAS VERDES DO ANFIBOLITOS ANATUM, DAS QUAIS TERIA DERIVADO POR PROCESSO DE SEGREGAÇÃO DO TIPO "QUARTZIFICAÇÃO"
			ANFIBOLITO ANATUM		ACTINOLITA-XISTOS, ACTINOLITA-TREMOLITA-XISTOS E ANFIBOLITOS COM VARIADOS GRAUS DE ANISOTROPIA ESTRUTURAL REPRESENTATIVOS EPIMESOMETAMÓRFICOS DE VULCANISMO BÁSICO ORIGINAL INTEGRANTE DA SEQUÊNCIA DE ROCHAS VERDES.
	"SUITE" METAMÓRFICA	ANANAÍ	QUARTZITO TRACAJATUBA		METAQUARTZITOS FERRÍFEROS COM ESPESSOS LEITOS DE MINÉRIO DE FERRO, CATAZONAIS, DE ASPECTO BANDEADO ALGO REGULAR, OCORRENDO COMO MEGAENCRAVES NOS LITOTIPOS DA "SUITE" METAMÓRFICA TARTARUGAL GRANDE
			PIRICLASITO MUTUM		HIPERSTÊNIO-PIROCLÁSIO-GRANOLITOS, CONTENDO, POR VEZES, HORNBLENDA E BIOTITA COMO FASES MINERAIS ADICIONAIS. TAMBÉM DENOMINADOS GRANOLITOS BÁSICOS. EXIBEM INVARIÁVEL ASPECTO TEXTURAL E COMPOSICIONAL.

FIG. 4 — QUADRO ESTRATIGRÁFICO

PERÍODO	SUCESSAO CRONOESTRATIGRÁFICA				UNIDADES LITOCORRELATAS				
					GUIANA FRANCESA (CHOUBERT) (19)	GUIANA (BERRANGÉ) (1977)	SURINAME (in: BOSMA) (1975)	VENEZUELA (RIOS) (1972)	CRATON AMAZÔNICO TERRITÓRIO BRASILEIRO
ARQUEANO	"SUITE" METAMÓRFICA	GUIANENSE	INDIVISO	GRANITO CIGANA	GRANITO CARAIBA	COMPLEXO GRANÍTICO SUL GUIANA COMPLEXO GRANÍTICO ESSEQUIBO-CORETYNE ADAMELITO KANAIHEN AUGEN GNAISSE KUSAO GRANITO GNAISSE CORENTYNE	GRANITO-3 (?)		"SUITE" METAMÓRFICA CUIÚ-CUIÚ (PESSOA ET ALII, 1977) METATEXITO IPITINGA DIATEXITO PARI (JORGE JOÃO ET ALII, 1978)
				TONALITO PAPA-VENTO	GRANITO GUIANENIE		GRANITO - 2 (?)	GRANITOS SÓDICOS DO COMPLEXO SUPAMO	
	"SUITE" METAMÓRFICA	TARTARUGAL GRANDE	INDIVISO	CHARNOCKITO CUATÁ	COMPLEXO ILHA DE CAIENA (?)	GRANULITO KANUKU GRANULITO WAMUKARU	GRUPO ADAMPADA-FALLAWATRA GRUPO COEROENI	COMPLEXO IMATACA	GRANOBLASTITO URUCU (JORGE JOÃO ET ALII, 1978) GRANOLITOS DOS RIOS FALSINO E PARU (SCARPELLI, 1969)
				ENDERBITO COBRA					
	"SUITE" METAMÓRFICA	VILA NOVA		MICA-XISTO TARTARUGALZINHO		GRUPO KWITARO (?) MIGMATITO KANUKU NÚCLEO REMANESCENTE DO BARAMA (BELLIZZIA, 1972) "SUITE" DIQUE METADOLERITO			
				QUARTZITO FÉ EM DEUS	COMPLEXO ILHA DE CAIENA NUCLEO REMANESCENTE DO MARONI (BELLIZZIA, 1972)			FORMAÇÃO CARICHAPO	
				ANFIBOLITO ANATUM			NÚCLEO REMANESCENTE DO MARONI (?) (BELLIZZIA, 1972)		NÚCLEO REMANESCENTE DO AMAPARI (BELLIZZIA, 1972)
	"SUITE" METAMÓRFICA	ANANAÍ		QUARTZITO TRACAJATUBA		MIGMATITO KANUKU "SUITE" DIQUE METADOLERITO	GRUPO ADAMPADA-FALLAWATRA GRUPO COEROENI	COMPLEXO IMATACA	
				PIRICLASITO MUTUM					GRANOLITOS DOS RIOS FALSINO E PARU (SCARPELLI, 1969)

FIG. 5 MAPA GEOLÓGICO

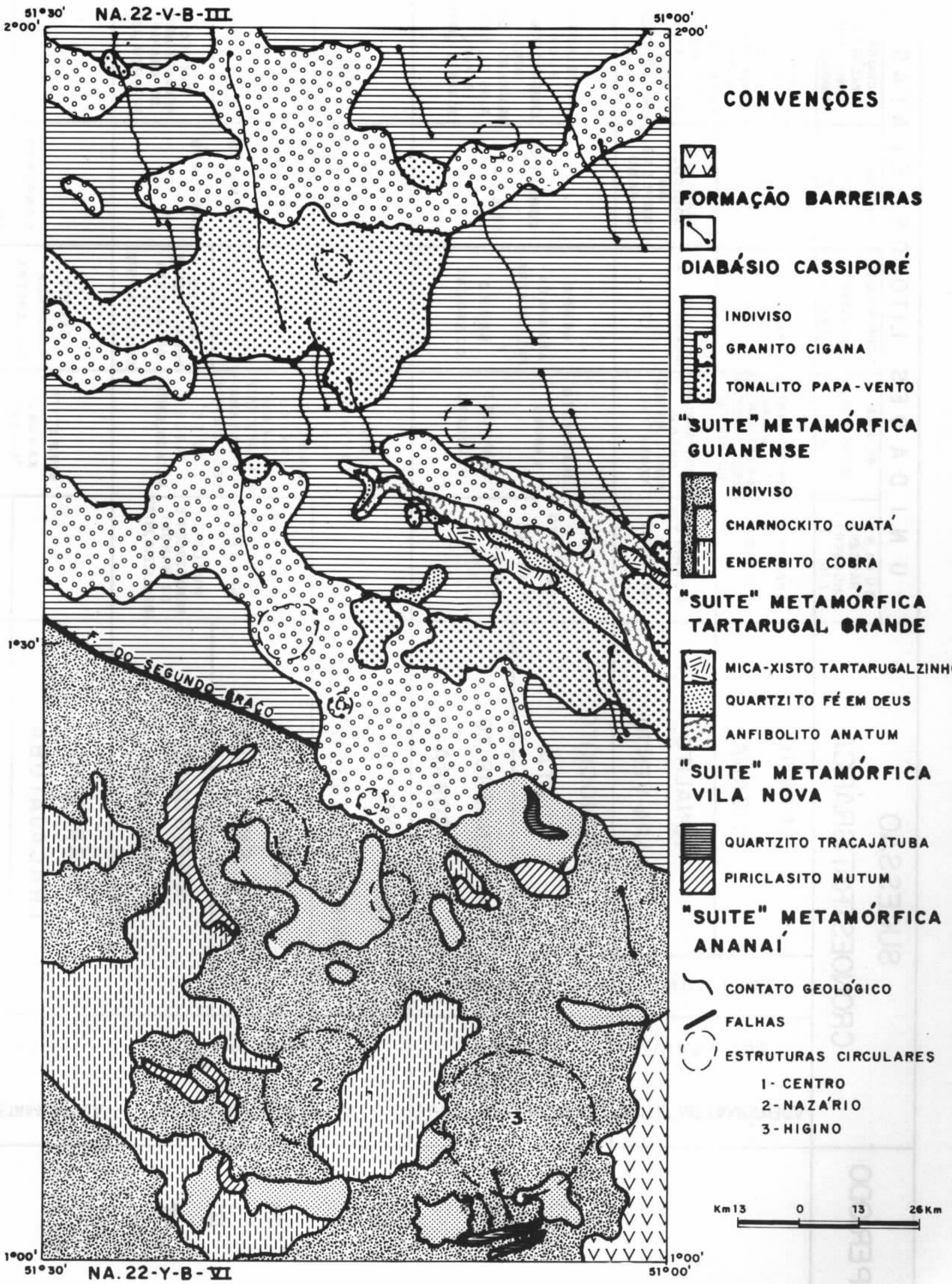


Tabela: 1 - Concentrações (média) químicas e normativas dos elementos maiores (% em peso), abundância (teores médios) de alguns elementos-traço (em ppm). Valores máximo e mínimo e desvio padrão são correspondentemente indicados.

		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO
$\bar{X}$		65	17.1	1.8	2.6	1.8	3.5	3.8	2.1	0.4	0.2	0.0
n		12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
S		5.3	1.8	1.0	1.5	1.1	1.2	0.6	0.6	0.2	0.1	—
Valores	máximo	71.6	20.8	4.4	4.9	4.3	6.2	4.7	3.0	0.8	0.4	0.5
	mínimo	57.1	14.4	0.5	1.1	0.7	2.0	3.0	0.9	0.2	0.1	0.0

		qz	or	ab	an	cor	ne	cpx	opx	mag	hem	il	ap	ol
$\bar{X}$		27.71	12.5	32.1	16.3	2.6	—	0.2	7.4	2.6	—	1.0	0.4	—
n		12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Valores	máximo	35.23	17.74	43.10	26.58	4.68	—	1.95	15.76	4.64	—	1.52	0.87	—
	mínimo	13,24	5.32	25.35	9.34	0.1	—	—	2.37	0.73	—	0.38	0.22	—

		Ba	Co	Cr	Ni	Sr	V	Y	Zr	Rb
$\bar{X}$		875	29	68	31	840	150	20	155	152
n		12	12	12	12	12	12	12	12	12
S		395	40	85	53	326	180	16	62	54
Valores	máximo	1500	150	300	200	1500	700	5	300	230
	mínimo	300	7	<10	5	500	30	<10	70	50

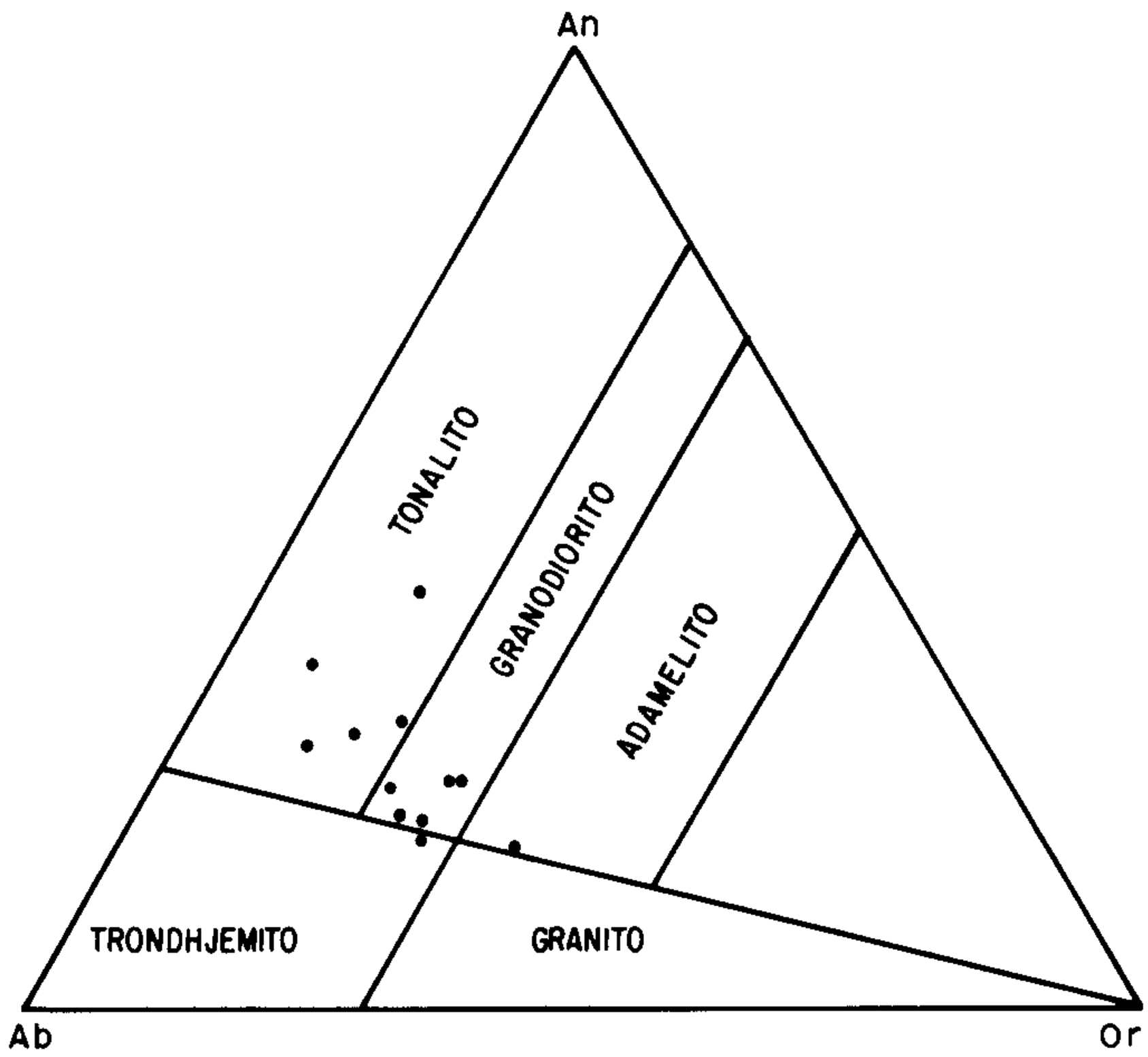


FIG. 6 – DIAGRAMA TERNÁRIO DOS FELDSPATOS NORMATIVOS An – Ab – Or PARA OS GRANITÓIDES PAPA-VENTO. OS LIMITES DOS CAMPO E A CLASSIFICAÇÃO SÃO SEGUNDO O'CONNOR (1965)

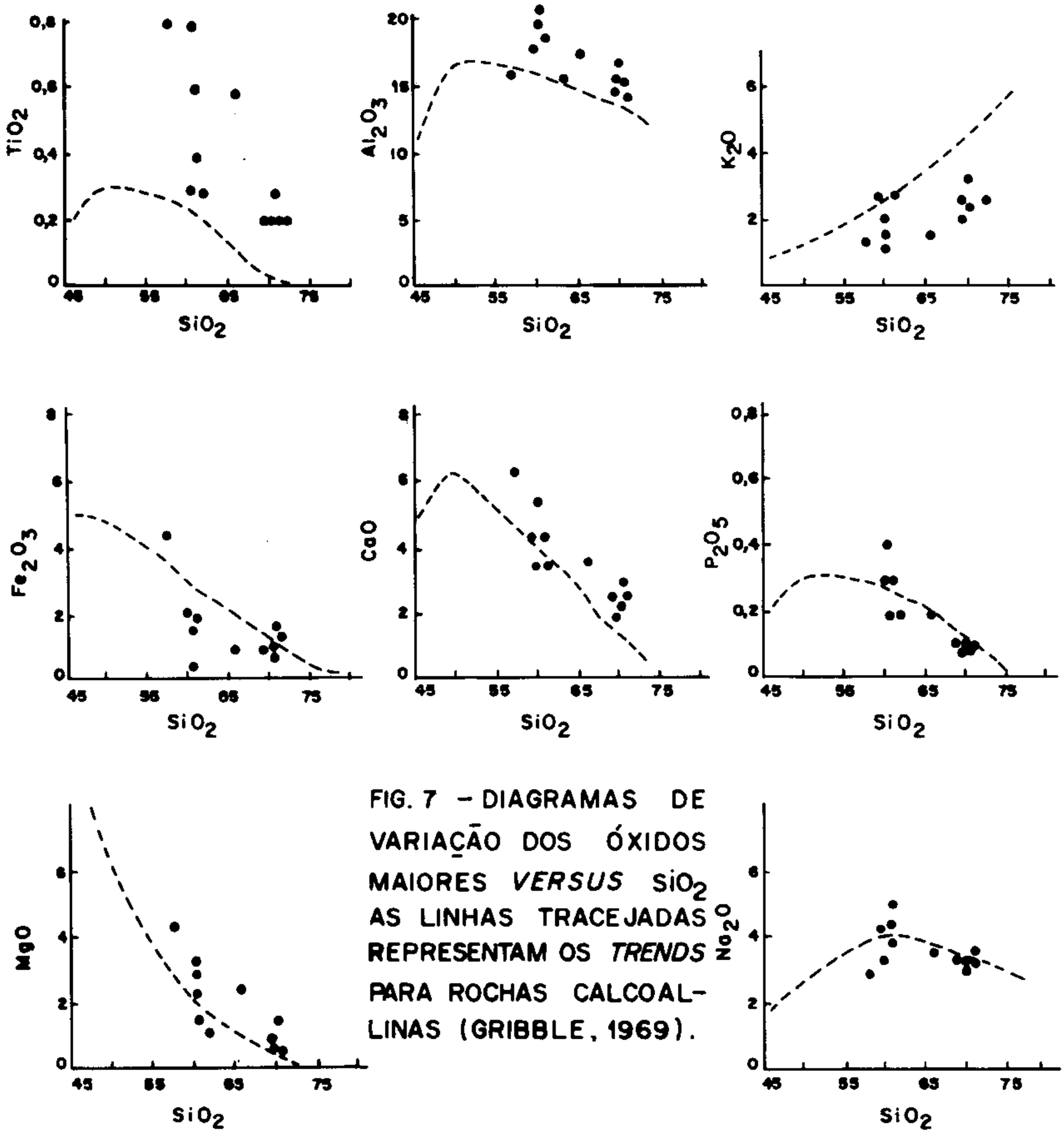
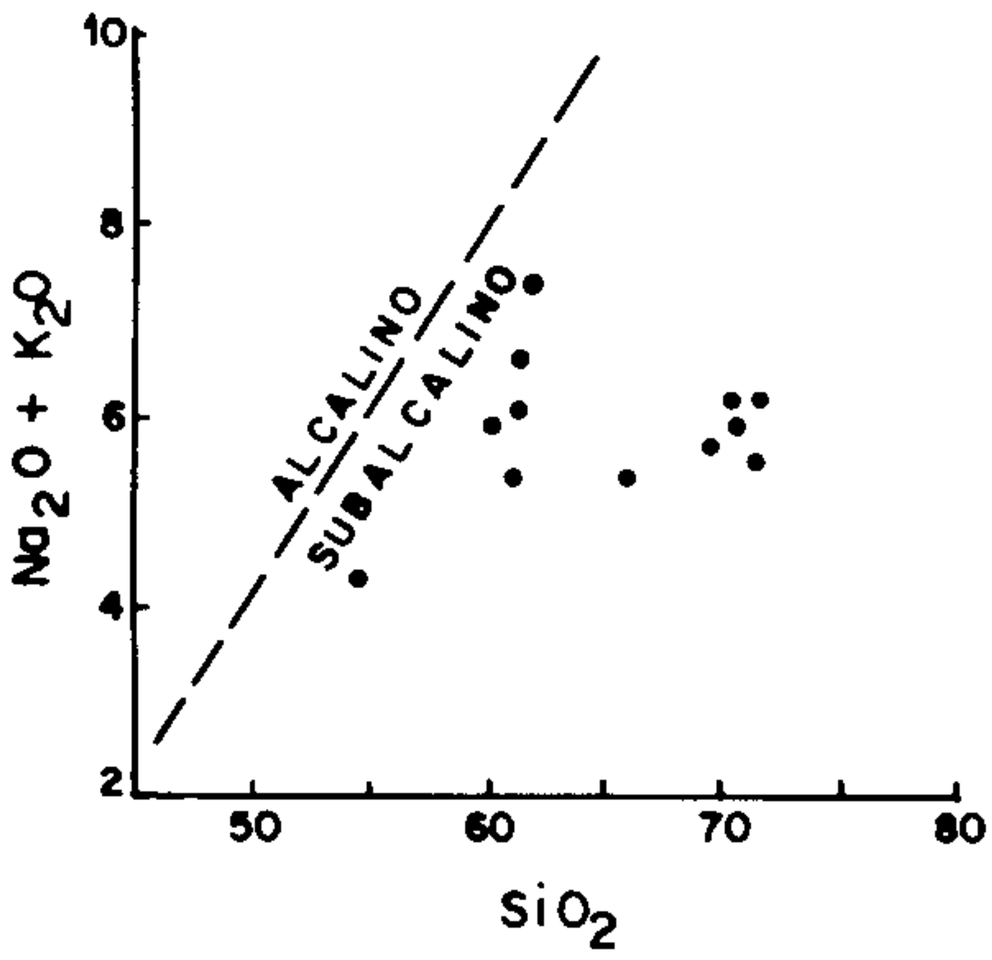
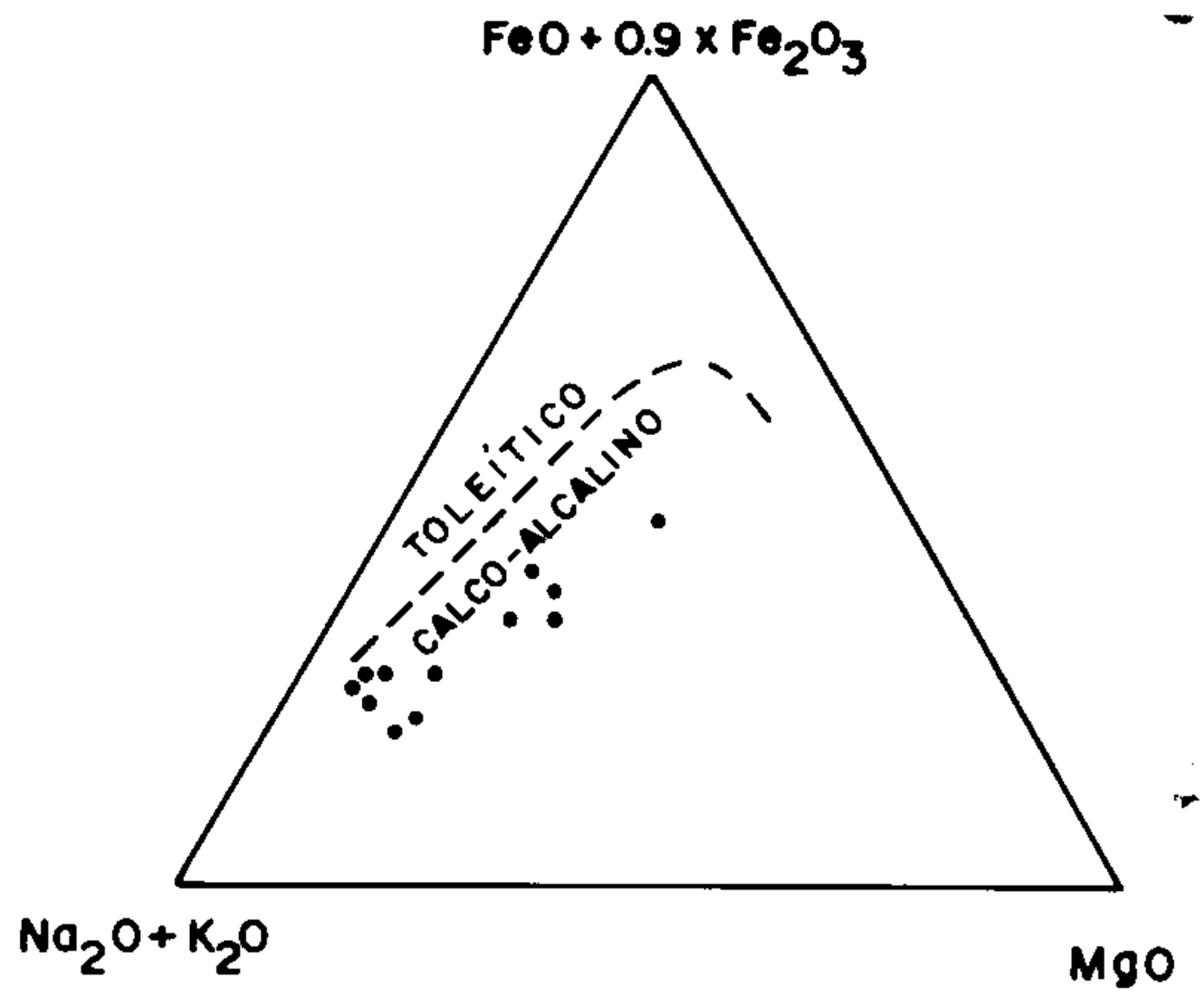


FIG. 7 – DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DOS ÓXIDOS MAIORES *VERSUS* SiO_2 AS LINHAS TRACEJADAS REPRESENTAM OS *TRENDS* PARA ROCHAS CALCOALINAS (GRIBBLE, 1969).





FIGURAS 8 e 9 — DIAGRAMAS MOSTRANDO AS RELAÇÕES ÁLCALIS *VERSUS* SÍLICA E $FeO_t - Na_2O + K_2O$ — MgO PARA OS GRANITÓIDES SÓDICOS DA UNIDADE PAPA-VENTO

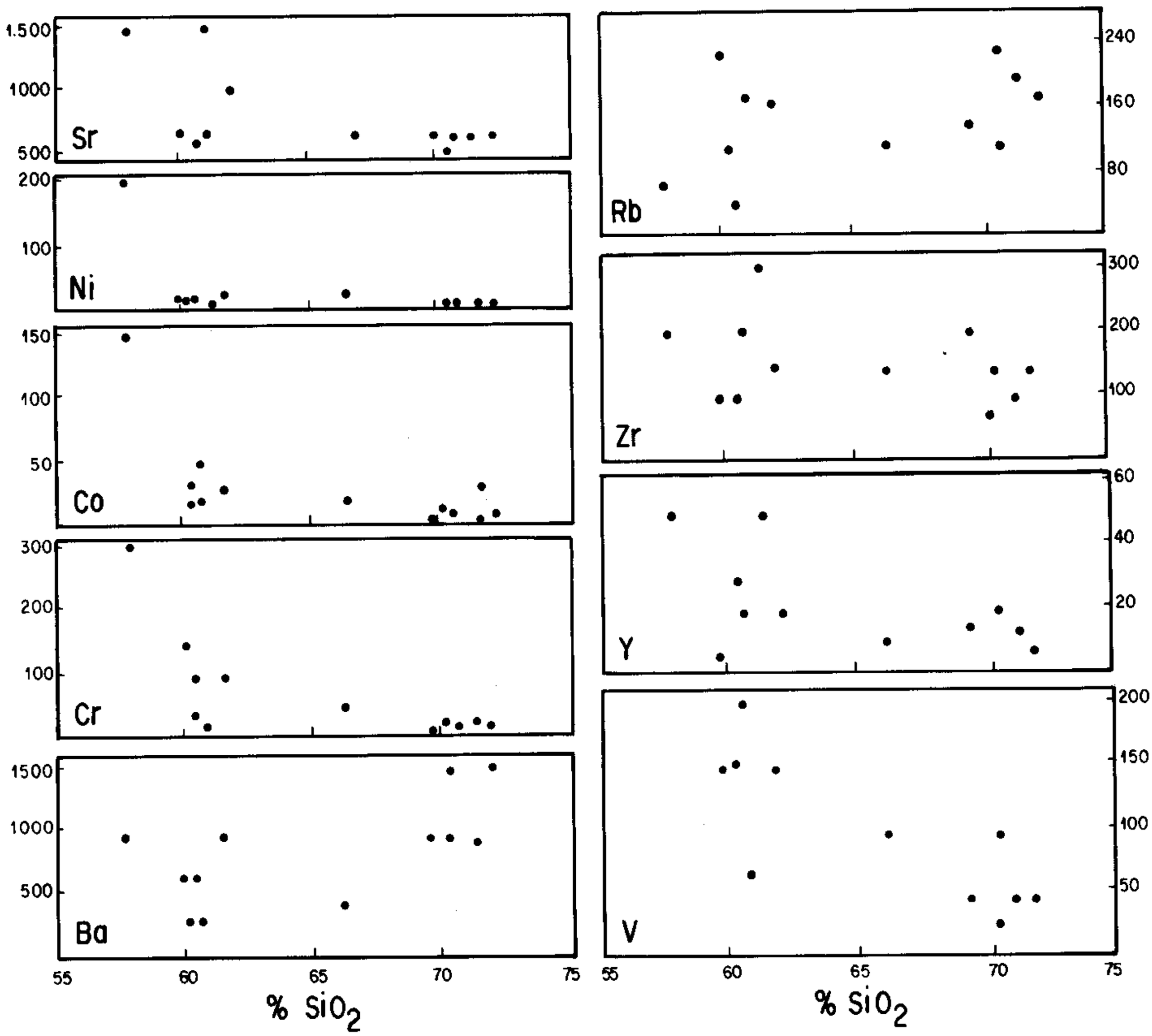


FIG. 10 – DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ALGUNS ELEMENTOS TRAÇO *VERSUS* SÍLICA PARA OS GRANITÓIDES PAPA-VENTO

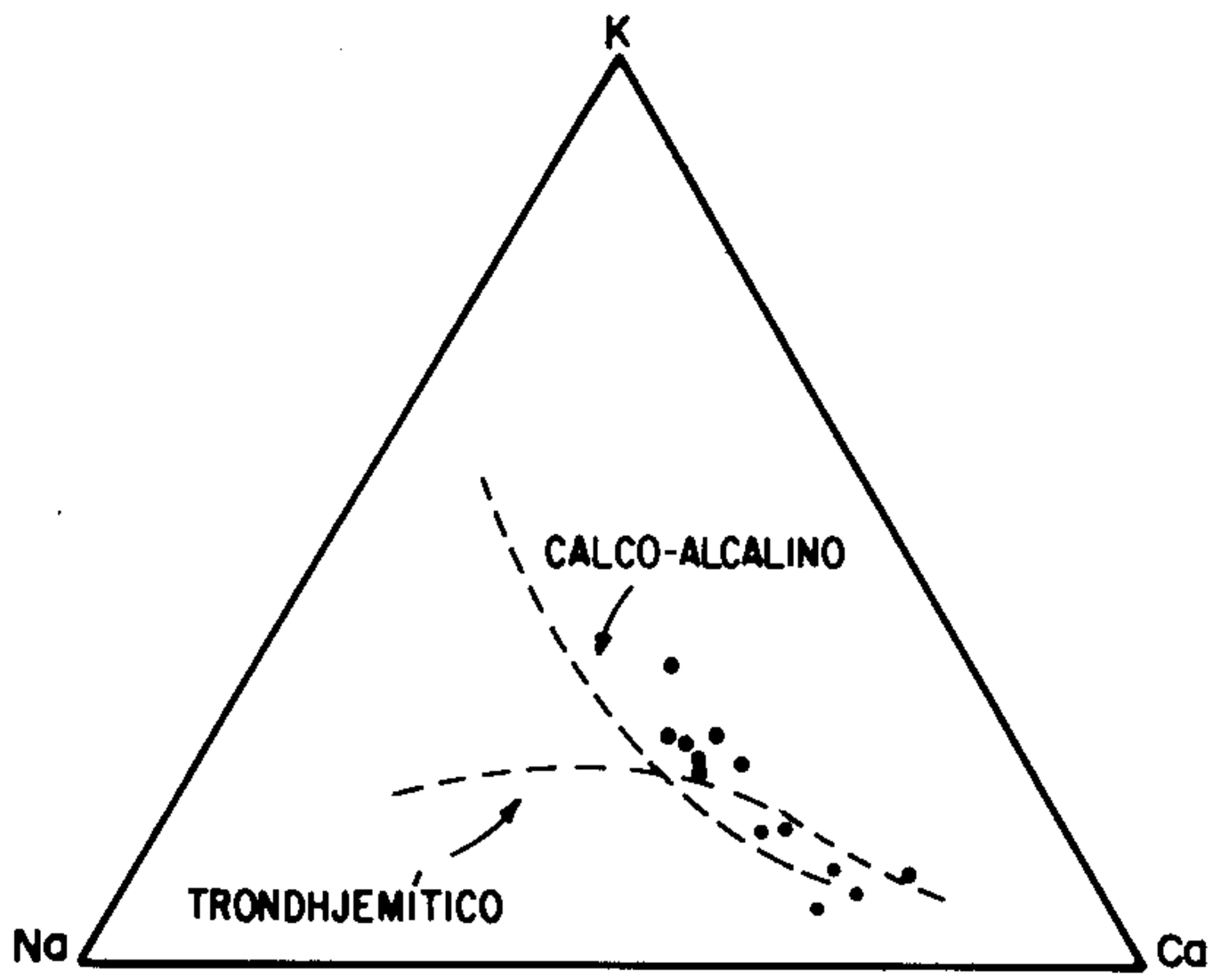


FIG. 11 – DIAGRAMA TERNÁRIO K-Na-Ca PARA OS GRANITÓIDES SÓDICOS DA UNIDADE PAPA-VENTO MOSTRANDO OS TRENDS PARA AS SUITES CALCO-ALCALINAS E TRONDHJEMÍTICAS (SEGUNDO BARKER E ARTH, 1976)

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS PRINCIPAIS LITOLOGIAS DA SEQUÊNCIA SALOBO

Luiz Pedro Borges Martins *
Ricardo Saueressig *
Maria Auxiliadora de Melo Vieira **

*RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – DOCEGEO/Belém
**COMPANHIA VALE DO RIO DOCE – CVRD/Belo Horizonte

ABSTRACT The Salobo 3A copper sulphides are associated with a chemical-pelitic metasediment assemblage whose wall rocks are gneisses and quartzites that constitute the Salobo sequence. The main lithologies are schists, albitized gneisses, sericitic quartzites, iron formations and intermediate to basic metavolcanics. All the assemblage is cut by basic rocks and microgranite dykes. The copper sulphides (bornite, chalcocite, chalcopyrite) are preferentially hosted by oxide-silicate facies iron formations within the schist unit. The schists are generally greenish rocks, fine to coarse grained, well foliated, sometimes banded, presenting a large amount of different petrographic types due to the variations in the relative porportions of the main minerals (amphiboles, magnetite, biotite, garnet, quartz, olivine, plagioclase, tourmaline, chlorite, etc). Some mineral paragenesis in the gneisses and schists indicate that the Salobo sequence rocks were submitted to high amphibolit facies metamorphism, later retrometamorphised to low amphibolite facies and green schists.

INTRODUÇÃO A jazida de cobre Salobo 3A está situada à margem direita do igarapé Salobo, afluente do rio Itacaiunas, a norte do sinclinório de Carajás. O minério de cobre ocorre, na sua maior parte, em formações ferríferas facies óxido-silicato, cujas encaixantes imediatas são xistos e gnaisses. A jazida é de caráter estratiforme e "stratabound" e apresenta direção W-NW, com mergulhos próximos à vertical para NE ou SW. O conjunto de rochas encaixantes e mineralizadas, denominado Sequência Salobo, foi submetido a um metamorfismo polifásico retrógrado e é constituído por cinco unidades estratigráficas principais, a saber (topo para base). Quartzito: são níveis relativamente homogêneos de quartzitos à sericita e que sustentam a topografia. Gnaisse Superior: zona de transição entre o quartzito e os xistos, com intercalações de gnaisses, xistos e quartzitos. Formação Ferrífera Bandeada: são níveis descontínuos de formações ferríferas facies óxido. Xistos: compreende os níveis de formações ferríferas facies óxido-silicato, com sulfetos de cobre, xistos estéreis e metavulcânicas básicas a intermediárias subordinadas. Gnaisse Inferior: constituído por gnaisses semelhantes aos da unidade Gnaisse Superior, com intercalações de anfibolitos e hornblenditos. São desconhecidas suas relações de contato com o Complexo Xingu. Os contatos entre as diversas unidades da sequência Salobo são concordantes e frequentemente transicionais. Intrusões de ro-

chas básicas de ± 600 m.a. e rochas ácidas de ± 1800 m.a. cortam a sequência. Apesar de algumas determinações Rb/Sr e K/Ar em xistos e gnaisses indicarem idade arqueana, ainda não há dados para um posicionamento geocronológico seguro da sequência Salobo.

ROCHAS INTRUSIVAS As rochas intrusivas básicas são diabásios, basaltos e microgabros de textura subofítica, com espessura variável, intrusivos na sequência Salobo. São constituídos predominantemente por plagioclásio e diopsídio augítico. Os minerais acessórios são magnetita, ilmenita, pirita. Hornblenda e clorita são produtos de alteração a partir do clinopiroxênio. As rochas intrusivas ácidas são microgranitos de pouca espessura e frequencia, constituídos por ortoclásio, albiclase e quartzo, clorita e opacos. Epidoto, zirconita, fluorita, carbonato e titanita são acessórios.

QUARTZITOS São rochas de coloração cinza claro, granulação variando de fina a média, apresentando textura granoblástica e granolepidoblástica (ver foto nº 1). Quartzo constitui geralmente mais de 80% da rocha e apresenta-se em grãos xenoblásticos com contatos denteados fortemente tensionados. Intergranularmente ocorre mica branca (muscovita e sericita) mostrando certa orientação preferencial. Plagioclásio eventualmente presente, como cristais hipidioblásticos, mostrando por vezes geminações polissintéticas. K-feldspato, hornblenda, clorita, turmalina, biotita, zircão, granada são minerais que podem ocorrer. Raramente presentes pirita e/ou calcopirita.

GNAISSES São rochas que ocorrem tanto na capa como na lapa da unidade xistos. A coloração é cinza rosado, por vezes esbranquiçado, granulação fina a média, textura granoblástica, granolepidoblástica. Plagioclásio (30-50%) na variedade albita/oligoclásio apresenta-se em grãos hipidioblásticos, com geminação tipo albita e/ou periclina, geralmente alterados a sericita e minerais de argila. O quartzo (20-40%) ocorre em grãos xenoblásticos de tamanhos variados, cisalhados, por vezes substituindo parcialmente o plagioclásio. O feldspato potássico (15-30%) ocorre em grãos hipidioblásticos ou preenchendo veios que cortam a rocha. O máfico principal é clorita (15-20%), em palhetas finas a médias, intergranulares, proveniente da transformação de minerais ferromagnesianos originais (prováveis biotita e hornblenda verde). Normalmente associada a opacos. Minerais acessórios são: alanita, epidoto, turmalina, apatita, titanita, rutilo, zircão, carbonatos. Sillimanita e cordierita são raras. Eventualmente ocorre sulfetos de cobre (principalmente calcopirita) em fraturas e disseminações.

FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDEADA É constituída por magnetita, eventualmente martita, em leitos finos, associada a quartzo. Ocorre hematita em fraturas.

FORMAÇÃO FERRÍFERA ÓXIDO-SILICATADA Dentro do pacote de xistos, constituindo níveis de espessura decimétrica a métrica, ocorrem rochas com elevadas proporções de magnetita e silicatos com alto teor de Fe (ver tab. 1), denominadas formações ferríferas facies óxido-silicato e que contêm a maior parte da mineralização cuprífera do Salobo. Dentro deste agrupamento os minerais principais são anfibólios, magnetita, granada, olivina, eventualmente biotita. As associações mais comuns são anfibólio-magnetita; (biotita)-granada-anfibólio-magnetita; (biotita)-(granada)-olivina-magnetita. São rochas de coloração verde escura a cinza escura, texturas granoblástica, granonematoblástica, granulação fina a grossa, onde granada e olivina podem se apresentar como cristais bem desenvolvidos. O anfibólio mais comum é da série grunerita-cummingtonita (ver foto nº 2), sen-

do mais comum a primeira. Eventualmente pode ocorrer hastingsita associada. Ocorrem como finas bandas ou como aglomerados com textura decussada. É comum a presença de opacos (principalmente sulfetos de cobre) nas clivagens. A magnetita ocorre disseminada e também nas fraturas e clivagens de minerais (granada, olivina, anfibólios). Apresenta-se como cristais idioblásticos e hipidioblásticos. Por vezes há intercrescimentos de ilmenita segundo (111) e raro espinélio negro. Eventualmente encontra-se martitizada. Pode ocorrer calcopirita e/ou bornita em bordas e fraturas e raramente são observadas inclusões de Au nos planos cristalográficos. A granada é da variedade almandina, presente como porfiroblastos irregulares, fraturados, de 1-2 mm a 2-3 cm. É comum apresentar substituição parcial por clorita e quartzo nas bordas e fraturas dos grãos minerais. A olivina é fayalita (ver foto nº 3), presente como blastos irregulares normalmente fraturados, frequentemente transformando-se em grunerita e magnetita nas bordas e fraturas dos grãos minerais. A biotita ocorre em lamelas sub-orientadas, contornando os porfiroblastos de granada e aglomerados de anfibólio. Geralmente mostra-se cloritizada. Ainda ocorrem nestas rochas, normalmente em pequenas quantidades, turmalina, quartzo, greenalita, minesotaíta, stillpnomelano, pirosmalita, clorita, alanita, zircão, etc.

MINERALIZAÇÃO Os minerais de cobre ocorrem dominantemente na forma de sulfetos associados entre si ou ao longo dos níveis ricos em magnetita. A mineralização predominante é disseminada. Os minerais metálicos são principalmente magnetita, bornita, calcocita, calcopirita, em menores quantidades neodigenita e digenita e raramente ocorrendo covelita, Co-pentlandita, molibdenita e grafita. Em quantidades bem reduzidas podemos ter pirrotita, pirita, prata, todorokita, saflorita, cobaltita, etc. Bornita é o principal sulfeto de cobre, presente em aglomerados de cristais finos, disseminada, em bandas decimilimétricas, em fraturas na rocha e nos minerais de ganga. Geralmente mostra substituição parcial por calcocita (ver foto nº 4) e mais raramente digenita. Forma intercrescimentos complexos com calcocita, por vezes mirmequíticos. Calcocita ocorre formando intercrescimentos complexos com covelita e digenita. Encontra-se em maior quantidade nas zonas remobilizadas e de enriquecimento secundário. Calcopirita apresenta-se em cristais xenoblásticos, formando agregados com bornita, que a substitui a partir das bordas. Presente também em veios e fraturas na rocha. O ouro ocorre como inclusão na magnetita e também no contato entre cristais de saflorita e cobaltita ou como inclusões na primeira (ver foto nº 5). Molibdenita apresenta-se em forma de placas irregulares muito finas, curvas, ou preenchendo fraturas na magnetita. A prata é raramente visível como dendritos em calcopirita. Arsenietos ocorrem disseminados ou nas fraturas dos silicatos, geralmente como ex-soluções de cobaltita em saflorita. Apenas magnetita, bornita, calcocita, calcopirita, molibdenita e raramente Cu nativo são observáveis em amostras de mão.

XISTOS ESTÉREIS Intercalados ou como encaixantes às formações ferríferas óxido-silicato ocorrem níveis de espessura decimétrica a decamétrica de metassedimentos, normalmente não mineralizados e denominados xistos estéreis. São rochas de cores cinzentas a esverdeadas, granulação variando de fina a grossa, geralmente bem xistosas, eventualmente bandeadas, com texturas porfiroblásticas, granolepidoblásticas e granonematoblásticas. As principais associações aí presentes são: (plagioclásio)-quartzo-granada-biotita; anfibólio-granada; (biotita)-granada-olivina-anfibólio; (biotita)-quartzo-plagioclásio-anfibólio; (quartzo)-biotita-anfibólio. Nestes agrupamentos podem ocorrer quantidades menores de turmalina, alanita, apatita, magnetita, zircão, cordierita, sillimanita, etc. O anfibólio pode ser da série grunerita-cummingtonita (principalmente nas rochas gra

natíferas), hornblenda, hastingsita, actinolita e menos comumente antofilita-gedrita. Olivina e granada são, respectivamente, fayalita e almandina.

METABÁSICAS/ANFIBOLITOS Tanto no pacote de xistos, como nas unidades gnáissicas, ocorrem intercalações decimétricas a métricas de rochas de cor cinza esverdeado, granulação fina a média, textura nematoblástica, às vezes granoblástica, compostas por 40-50% de hornblenda (eventualmente cummingtonita) e 35-45% de plagioclásio. O anfibólio ocorre em prismas desenvolvidos, por vezes geminados, orientados, poiquiloblásticos ou não, com inclusões de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio apresenta-se geralmente saussuritizado, acompanhando os prismas de anfibólio. Biotita ocorre disseminada como finas palhetas e o quartzo como grãos xenoblásticos com extinção ondulante. Minerais opacos ocorrem normalmente associados aos máficos e são principalmente ilmenita, magnetita, calcopirita e pirita.

META-ANDESITOS Ocorrem dentro do pacote de xistos. São rochas de cor cinza, levemente orientadas. Plagioclásio (60-65%) da variedade albita/oligoclásio apresenta-se em cristais equidimensionais, com incipiente sericitização. Hornblenda (5-10%) e biotita (10-15%) em finas palhetas eventualmente orientadas constituem os outros minerais principais. Como acessórios podem ocorrer antofilita, hastingsita, clorita, quartzo, turmalina, magnetita e ilmenita.

METAMORFISMO A partir das associações minerais e das reações de substituição observadas nas rochas mineralizadas e suas encaixantes foi possível tecer considerações sobre os prováveis eventos metamórficos desenvolvidos sobre a sequência Salobo. Na formação ferrífera óxido-silicatada a facies anfibolito é diagnosticada pela paragênese grunerita-magnetita-quartzo (Melnik e Shiroshtan, 1973), enquanto que nos xistos estéreis esta caracterização é feita através da associação biotita, hornblenda verde, quartzo, plagioclásio e granada. De acordo com Melnik e Shiroshtan (op.cit.) fayalita e hipersténio em "ironstones" (James, 1954) são diagnósticos de facies granulito. A presença de eulita (SAL-3A/F.12-416,69 m - ver foto nº 6) associada a fayalita indicaria facies granulito e a substituição de fayalita por grunerita, magnetita e quartzo marcaria a passagem para facies anfibolito. A transição hornblenda verde/hornblenda verde azulada assinala a mudança de facies anfibolito alto para anfibolito baixo e a presença de actinolita circundando hornblenda verde azulada indica a passagem para facies xistos verdes (Miyashiro, 1973), bem como a substituição de grunerita, granada e biotita por clorita. A observação macroscópica dos testemunhos de sondagem, mapeamento de galerias e a descrição de inúmeras lâminas delgadas sugerem haver ocorrido primeiramente um evento metamórfico de facies anfibolito alto, em alguns locais granulítico, seguido por fases retrometamórficas que desenvolveram associações minerais de facies anfibolito baixo e xistos verdes. A tectônica rúptil foi bastante acentuada, ocasionando cataclase das rochas da sequência Salobo em diversos graus, formando desde brechas até ultramilonitos e consequentes remobilizações e recristalizações dos minerais originais.

BIBLIOGRAFIA

AUTORES DIVERSOS - Petrografia e Petrologia da Área Salobo 3A - Projeto Cobre Carajás - Relatório de estudos CXXVII - 1981 - CVRD/DETEG.

CORDANI, U.G. (1980) - Comentários a respeito das datações efetuadas para a região da Serra dos Carajás. Relatório interno Docegeo 3 pp.

DEER et alii (1972) - Au introduction to the rock forming minerals. Longman, Londres.

GUIMARÃES, I.G. (1979) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 12 pp.

GUIMARÃES, I.G. e AMARAL, M.A.M. (1979) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno. 8 pp.

GUIMARÃES, I.G. (1980) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 38 pp.

GUIMARÃES, I.G.; SALAS, H.T.; GARCIA, L.R.A.; AMARAL, M.A.M.-(1980) Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 99 pp.

GUIMARÃES, I.G. (1980) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 54 pp.

JAMES, H.L. (1954) - Sedimentary facies on iron formation. Economic Geology, 49: 235-293.

LINDENMAYER, Z.G. (1981) - Geologia do depósito do Salobo 3A. Relatório interno Docegeo, 37 pp.

MEYER, D.J.K. e FARIAS, N.F. (1980) - O depósito de cobre de Salobo 3A. Trabalho aprèsentado no XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SC.

MIYASHIRO, A. (1973) - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Chiwin Ltd, Ed., Londres, 492 pp.

MELNIK, Y.P.e SHIROSHTAN, R.I. (1973) - Physico-chemical conditions of the metamorphism of cherty iron rocks. Proc. Kiev Symp. Unesco, 209-216.

SALAS, H.T. (1979) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 7 pp.

SALAS, H.T. e AMARAL, M.A.M. (1979) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 6 pp.

TOWNEND, R.; AMARAL, M.A.M., e GARCIA, L.R.A. (1980) - Relatório de Estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 21 pp.

TURNER, F.S. (1968) - Metamorphic petrology. Mineralogical and field aspects. Mc Graw-Hill Bode Co., 430 pp.

VIEIRA, M.A.M. e AMARAL, M.A.M. (1980) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 14 pp.

VIEIRA, M.A.M.; GUIMARÃES, I.G.; AMARAL, M.A.M. (1980) - Relatório de estudos. Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO. Relatório interno, 35 pp.

VIEIRA, M.A.M. (1981/82) - Relatórios de Estudos nºs. CLIV, CLXXII, CLXXXIV, CXCI e CCXI. Projeto Cobre Carajás - DETEG, CVRD.

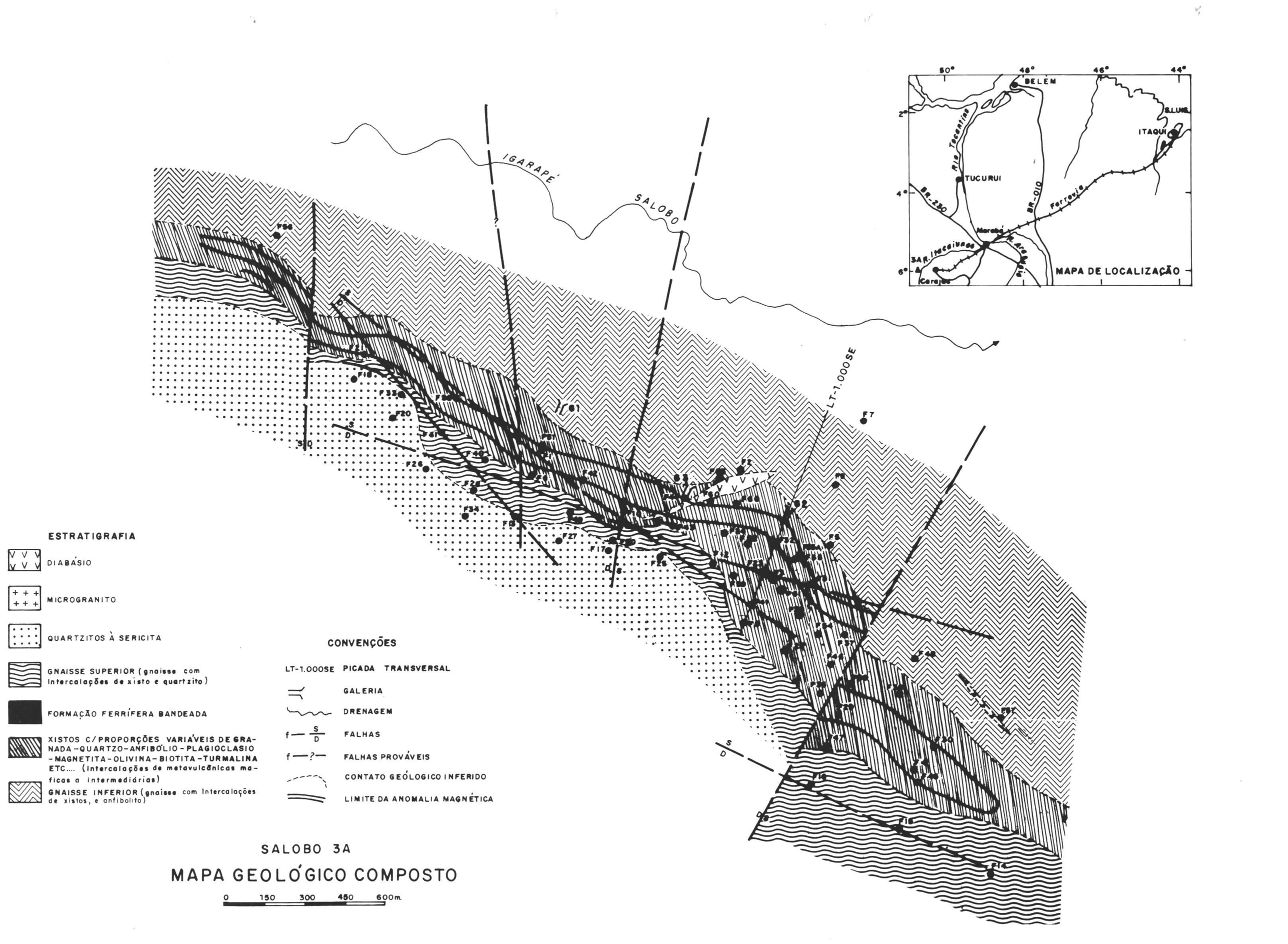
WINKLER, H.G.F. (1975) - Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blücher Ltda, 254 pp.

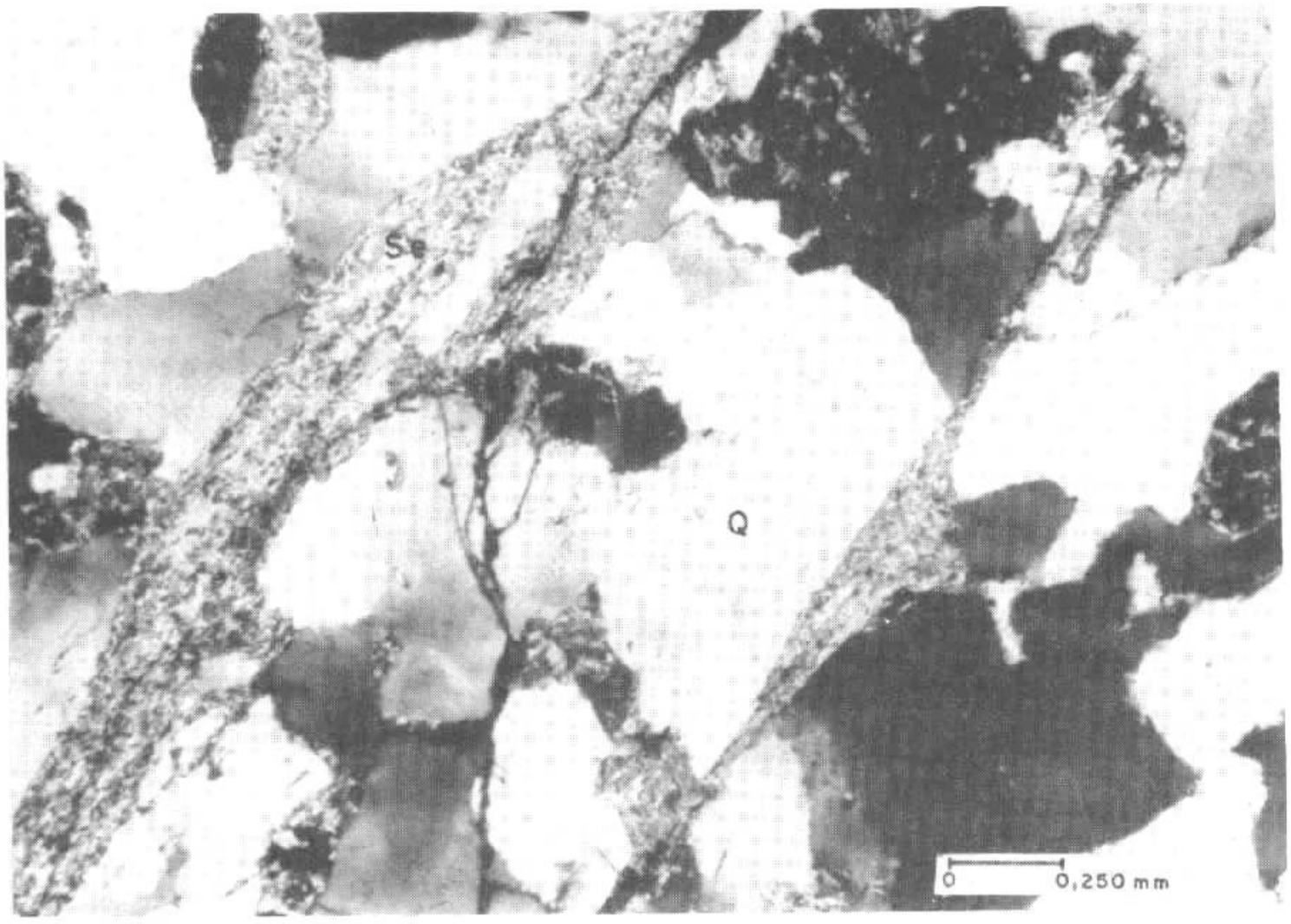
TABELA 1 - RELAÇÃO DE ALGUNS MINERAIS DE ROCHAS DA SEQUÊNCIA SALOBO E SUA COMPOSIÇÃO - (DADOS DE MICRO-SONDA)

	1	2	3a	3b	4	5	6a	6b	7	8	9	10	11
SiO_2	47,40	29,94	49,35	45,23	35,86	34,04	33,01	36,9	39,0	54,52	63,9	51,37	39,4
FeO	39,16	66,18	35,94	42,99	37,08	34,37	36,76	37,2	31,0	19,27		21,29	9,73
Al_2O_3	2,92	ñ	2,37	2,8	21,42	14,05	13,56	12,4	11,5	0,07	21,9	0,04	13,92
MgO	8,92	1,36	9,0	3,33	1,86	2,56	2,07			23,36		4,79	20,36
CaO	0,30	ñ	0,59	1,03	1,11		ñ	tr	10,2	0,67	2,4	21,37	0,06
K_2O		ñ				8,31	8,74			0,12			9,4
MnO	1,13	1,11	0,42		1,49								tr
TiO_2		ñ				1,48	1,22						tr
Na_2O		ñ					ñ		1,2		10,9		
Cl			0,08	0,36		1,79	1,54		1,5				ñ
F							ñ						
Ba							ñ						

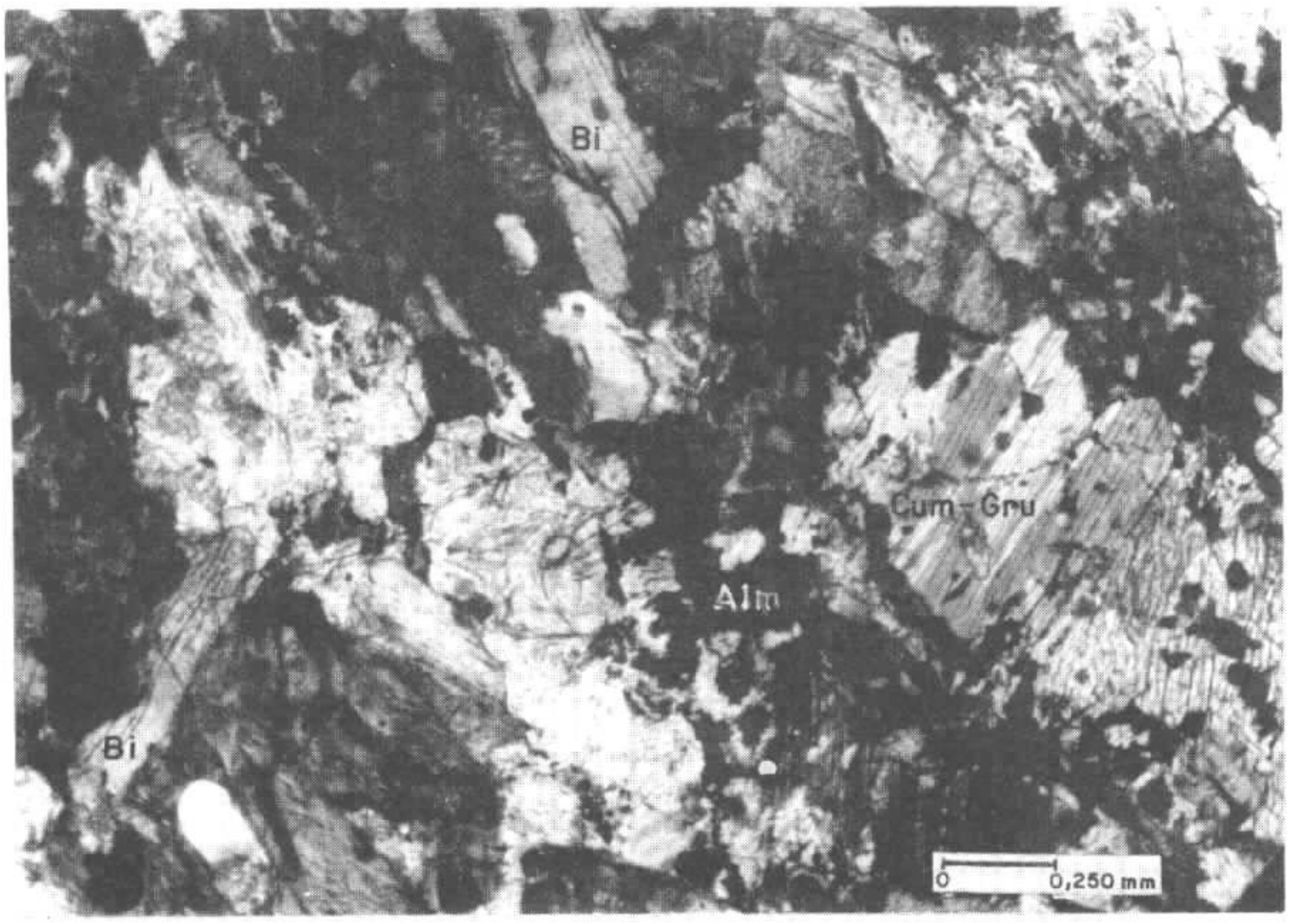
1 - Eulita, F12/416,6. 2 - Fayalita, F12/311,55. 3a- Grunerita, F18/252,2. 3b- Grunerita, F12/250,95. 4 - Almandina, F12/81,6. 5 - Biotita marrom, F12/250,95. 6a- Biotita verde, F12/81,6. 6b- Biotita verde, F20/279,65. 7 - Hastingsita, F20/279,6. 8 - Cummingtonita, F19/362,6. 9 - Albiclase, F20/279,65. 10 - Hedembergita, F17/191,4. 11 - Flogopita, F19/362,6.

Simbologia: ñ = elemento checado e não detetado; espaço em branco = elemento não checado.

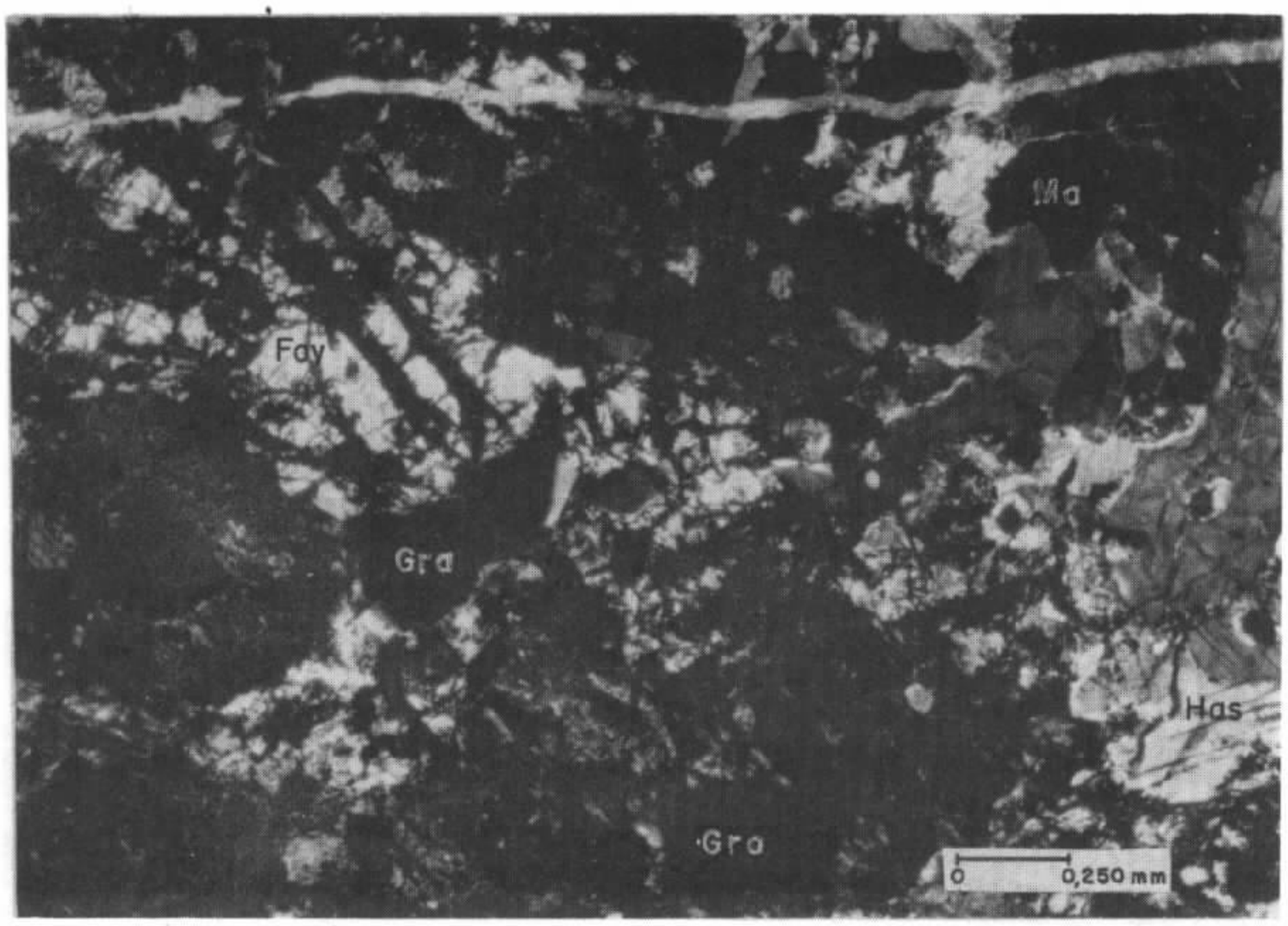

IGARAPÉ SALOBO
LT-1.000SE
MAPA DE LOCALIZAÇÃO
BELÉM
ITAQUI
TUCURUI
Rio Tocantins
BR-230
BR-010
Ferrovia
Marabá
Carajás
ESTRATIGRAFIA
DIABÁSIO
MICROGRANITO
QUARTZITOS À SERICITA
GNAISSE SUPERIOR (gnaisse com intercalações de xisto e quartzito)
FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDEADA
XISTOS C/ PROPORÇÕES VARIÁVEIS DE GRANADA-QUARTZO-ANFIBÓLIO-PLAGIOCLASIO-MAGNETITA-OLIVINA-BIOTITA-TURMALINA ETC.... (intercalações de metavulcânicas máficas a intermediárias)
GNAISSE INFERIOR (gnaisse com intercalações de xistos, e anfibolito)
CONVENÇÕES
LT-1.000SE PICADA TRANSVERSAL
GALERIA
DRENAGEM
FALHAS
FALHAS PROVÁVEIS
CONTATO GEÓLOGICO INFERIDO
LIMITE DA ANOMALIA MAGNÉTICA
SALOBO 3A
MAPA GEOLÓGICO COMPOSTO
0 150 300 450 600m.



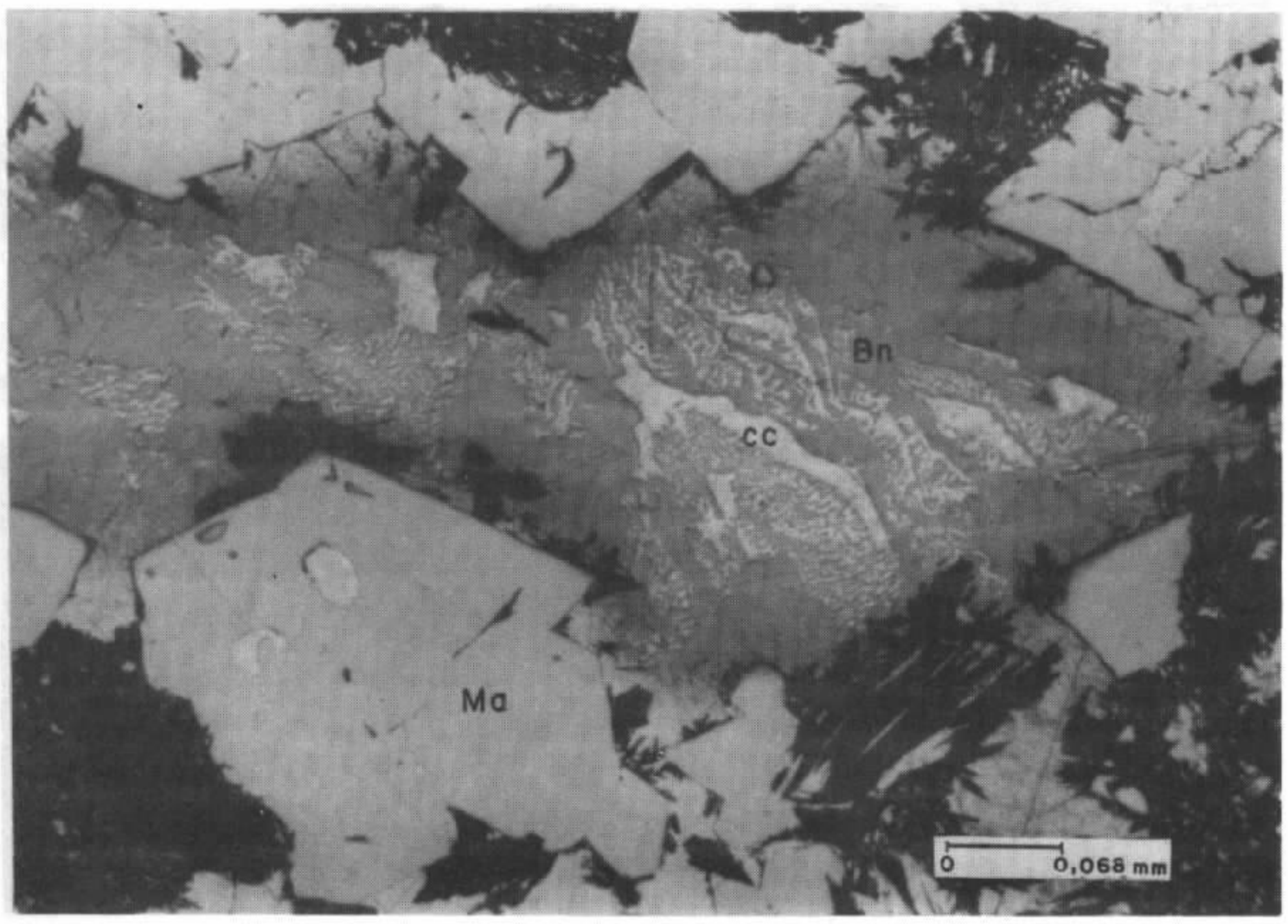
FOTOMICROGRAFIA 1- NX-SAL-3A-F18/67,3m-Sericita (Se) quartzito, aspecto geral.



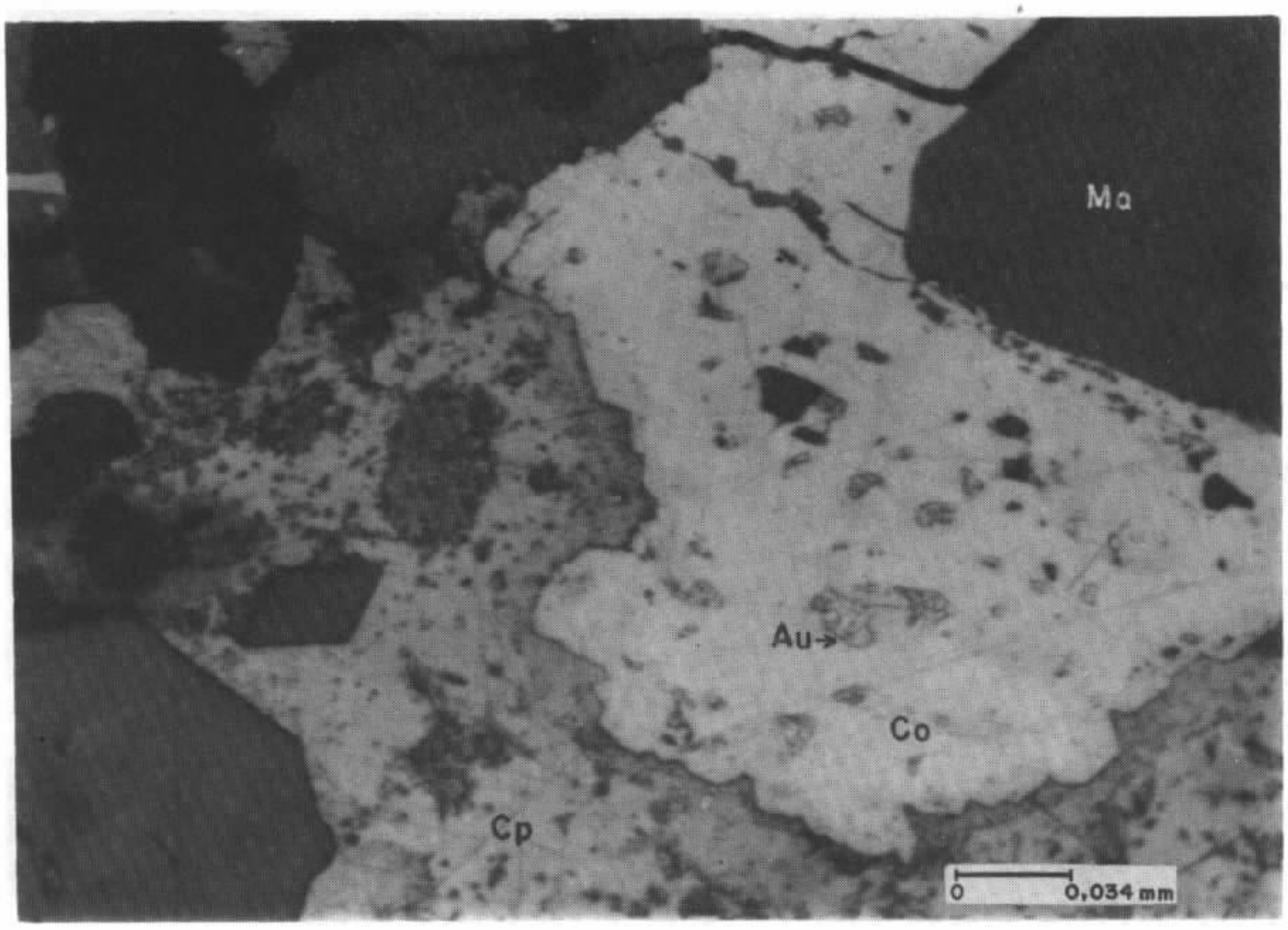
FOTOMICROGRAFIA 2- NX-SAL-3A-F24/145,20m-Cummingtonita/grunerita(cumm-gru)-almandina(alm),biotita(bi) xisto, aspecto geral.



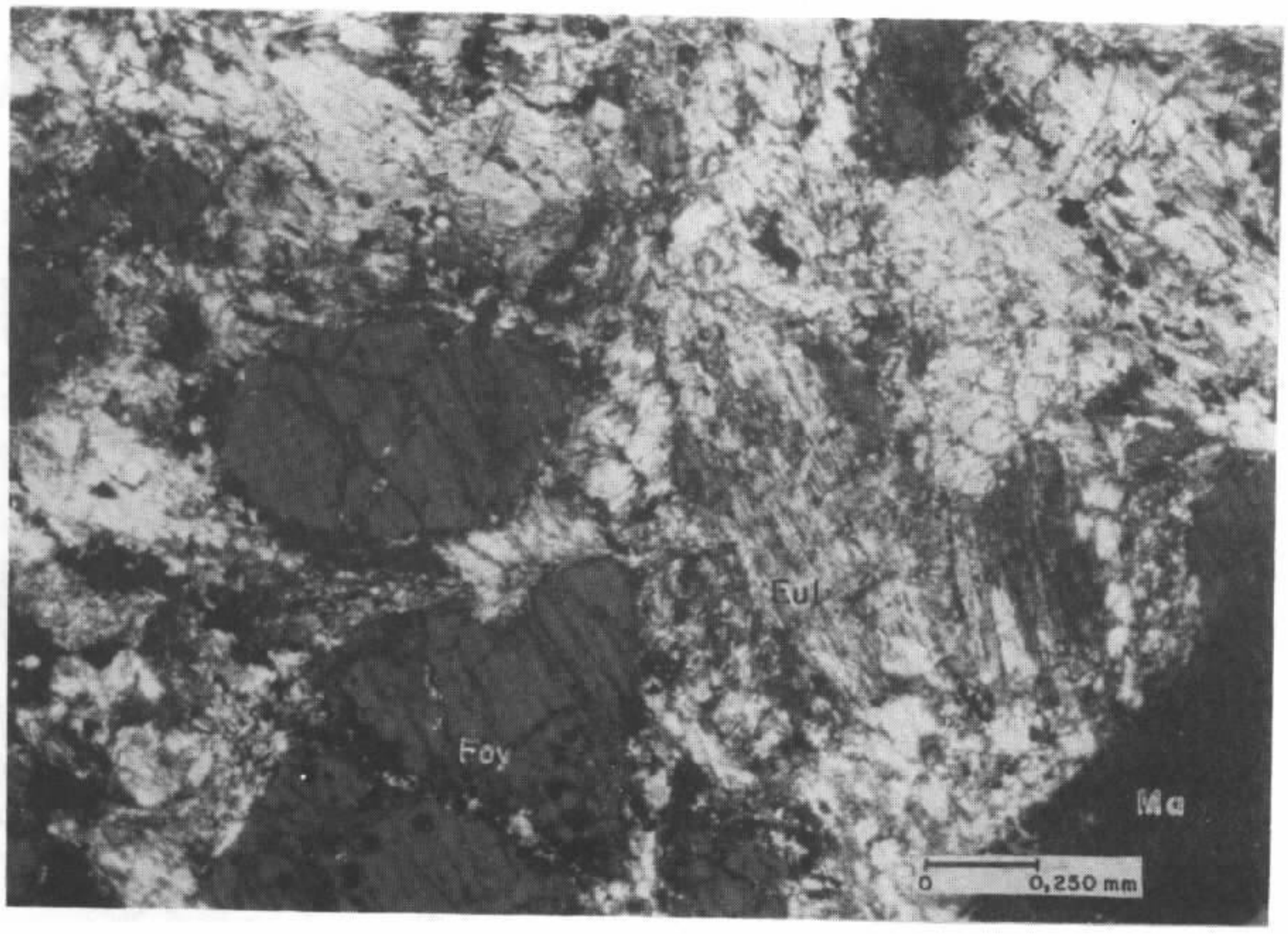
FOTOMICROGRAFIA 3- NX-SAL-3A-F24/106,8m-Magnetita(Ma), fayalita(Fay), granada(gra), hastingsita (Has) xisto, aspecto geral.



FOTOMICROGRAFIA 4-N//SAL-3A-F39/239,40m-Calcosita(cc) e bornita(Bn) intercrescidas, associadas magnetita(Ma), aspecto geral.



FOTOMICROGRAFIA 5-N//SAL-3A-F8/456,30m-Magnetita calcopirita e arsenietos de cobalto com Au incluso, aspecto geral.



FOTOMICROGRAFIA 6- NsX-SAL-3A-F12/416,6m-Rocha a fayalita(Fay),eulita(Eul) e magnetita(Ma), aspecto geral.

AS BAUXITAS DA FOZ DO RIO PIRIÁ E SEU RELACIONAMENTO COM AS LATERITAS TERCIÁRIAS DO PARÁ E DO MARANHÃO

Nilson Pinto de Oliveira *

Every Gueniguens Tomaz de Aquino **

* NÚCLEO DE CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – NCGG/UFPa.

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

ABSTRACT *The present study deals with three small occurrences of bauxite deposits located on the left margin of the Piriá river, near its estuary. They are aligned in a direction parallel to the river and constitute rests of an old plateau dissecated by the erosion. From south to north they are named: Serra do Piriá, Serra Barreira e Ilha de Peito de Moça.*

The field relations are similar in these three occurrences. Over low grade metamorphic rocks of the Precambrian Gurupi Group (schists and phyllites) was developed a thick lateritic profile starting from the bottom with: a) kaolinitic horizon; b) a bauxitic horizon and c) a ferrugineous crust. Gibbsite is the main component of the bauxitic horizon but aluminous phosphates are also present in significant amounts. From a mineralogical point of view the investigated deposits represent a transition between the bauxite deposits of the Paragominas District and of the lower Amazon Basin and those of lateritic phosphates of NE Pará and NW Maranhão.

The association gibbsite-aluminophosphates represents a stable and product of lateritic weathering under conditions of somewhat high activities of phosphorus. The variation in the amounts of phosphate in the bauxitic horizon is considered to be a consequence of the differences in the concentration of phosphorus in the parent rocks. The investigated deposits were formed during the lower Tertiary by the same processes that originated other extensive bauxite deposits in the Amazon region. The regional extension of this bauxitization process leads to the possibility of finding other occurrences of aluminophosphates in the Amazon region.

INTRODUÇÃO Várias ocorrências de fosfatos aluminosos são conhecidas na área que se estende entre os paralelos 1°00'S e 2°00'S e os meridianos 45°30'W e 47°00'W Gr, abrangendo parte da região NE do Pará e NW do Maranhão. As mais bem estudadas entre elas são as ocorrências da ilha de Trauira e da chapada de Pirocaua, no Maranhão, e do morro do Cansa Perna, ilha de Itacupim e morro de Jandiá, no Pará.

Os fosfatos lateríficos dessa área foram correlacionados por Oliveira e Schwab (1980) e por Costa e Sá (1980) com as bauxitas da região de Paragominas e do Baixo Amazonas, formadas, segundo Truckenbrodt, Kotschoubet e Góes (1982), durante o Terciário inferior. Os fosfatos e as bauxitas foram considerados como produtos extremos ge

rados por um mesmo processo de laterização. Até o momento, no entanto, nenhuma ocorrência que caracterizasse uma transição entre os fosfatos e as bauxitas foi descrita em detalhe.

Produtos intermediários entre os dois extremos citados são observados na serra do Piriá, na serra Barreira e na ilha de Peito de Moça. Um estudo mineralógico dessas ocorrências foi realizado visando esclarecer os diferentes estágios de transição entre as bauxitas e os fosfatos e tentando identificar suas causas. Os resultados são apresentados a seguir.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DAS OCORRÊNCIAS As ocorrências da serra do Piriá, serra Barreira e ilha de Peito de Moça fazem parte de um conjunto de elevações situadas próximo a foz do rio Piriá, na margem esquerda do rio (figura 1). A serra do Piriá é a mais extensa das três ocorrências, estendendo-se na direção N45E por aproximadamente 5 km e na direção N45W por cerca de 1 km. Ela é também a elevação mais expressiva entre as existentes na foz do rio Piriá, situando-se seu topo plano a aproximadamente 100 m acima do nível do rio.

As ocorrências de serra Barreira e ilha de Peito de Moça são menores, com suas superfícies não excedendo a 1 km^2. O topo da serra Barreira, levemente ondulado, situa-se a cerca de 40 m acima do nível do rio Piriá, enquanto que o da ilha de Peito de Moça está a aproximadamente 50 m acima desse nível. A ilha de Peito de Moça tem a forma típica de pão de açucar.

Essas três elevações são separadas por morrotes baixos e por terrenos alagadiços destacando-se facilmente, mesmo quando observadas a distâncias, por suas altitudes. Elas são restos de um antigo platô, dissecado pela erosão. A erosão foi mais intensa na ilha de Peito de Moça e na serra Barreira, destruindo parte do perfil lateritico aí existente e gerando as formas onduladas e de pão de açucar de seus tipos.

As três ocorrências apresentam perfis semelhantes. Sobre rochas metamórficas precambrianas de baixo grau, pertencentes ao Grupo Gurupi, via de regra fortemente alteradas e aflorantes esparsamente no longo do rio Piriá e na base das elevações, desenvolve-se um horizonte caulínico, com espessura superior a 20 m. O horizonte caulínico é friável, tem coloração avermelhada e compõe-se principalmente de caulinita e goethita.

Acima do horizonte caulínico, aflorando nas encostas das elevações, ocorre o horizonte bauxítico. Ele apresenta coloração predominantemente creme clara e contém concreções ferruginosas vermelhas a marrons, cujo diâmetro varia entre 1 e 6 cm. Além da diferença na cor, o horizonte bauxítico diferencia-se do horizonte caulínico na consistência, sendo bem mais compacto que o horizonte sotoposto. O horizonte bauxítico apresenta espessura superior a 8 m na serra do Piriá, onde o mesmo se encontra totalmente preservado. Na serra Barreira e na ilha de Peito de Moça a erosão atingiu a parte superior deste horizonte, que exibem espessuras preservados de apenas 1 e 3 m respectivamente.

Em direção ao topo, o horizonte bauxítico grada, com aumento no número e nas dimensões das concreções ferruginosas, para um horizonte composto predominantemente por óxidos e hidróxidos de ferro. Na sua base, este horizonte apresenta cor marrom escura e textura pseudo-brechoide, com minerais aluminosos claros cortando as concreções ferruginosas decimétricas. Na sua parte superior, observa-se um extensivo enriquecimento em hematita, de tal modo que o topo do horizonte é caracterizado pela presença de uma crosta ferruginosa relati

vamente homogênea, de cor marrom e grande consistência.

A crosta ferruginosa, que forma o topo plano da serra do Piriá, onde apresenta uma espessura de 6 m, foi totalmente erodida na serra Barreira e na Ilha Peito de Moça. Após a erosão da crosta ferruginosa nessas ocorrências, a erosão avançou mais facilmente sobre os horizontes inferiores, menos resistentes esculpindo nos mesmos superfícies de forma irregular (serra Barreira) e de pão de açúcar (Peito de Moça).

A estruturação do perfil e as características morfológicas das ocorrências aqui estudadas são semelhantes as das ocorrências de fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão, descritos por Brandt (1932), Fróes de Abreu (1937), Rabello (1945), Sakamoto e Vargas (1959), Argentiere (1971), Costa et alii (1977), Oliveira e Schwab (1980) e Costa e Sá (1980). Essas similaridades permitem correlacionar os depósitos estudados com as ocorrências de fosfatos lateríticos citadas, formadas, segundo Oliveira e Schwab (1980), e Costa e Sá (1980), durante o processo regional de laterização que formou as bauxitas de Paragominas e do Baixo Amazonas. Esse processo ocorreu, segundo Truckenbrodt, Kotschoubey e Góes (1982), no Terciário inferior.

CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Um estudo mineralógico de detalhe foi efetuado em amostras coletadas nas três ocorrências. As amostras foram obtidas em poços existentes no topo de cada elevação e foram coletadas em calhas verticais de 1 m de comprimento. Em nenhuma das ocorrências foi possível coletar amostras em toda a extensão do perfil de alteração. Na serra do Piriá, a porção superior da crosta ferruginosa não foi amostrada e o horizonte caulínico não foi atingido pelo poço de 12 m de profundidade existente na serra. O horizonte argiloso foi apenas parcialmente atingido na serra Barreira e na ilha de Peito de Moça. As rochas do embasamento também não foram amostrados em vista do alto grau de decomposição em que se encontram. O horizonte bauxítico, no entanto, foi amostrado nas três ocorrências em toda sua extensão aflorante. As espessuras totais amostradas nos perfis da serra do Piriá, serra Barreira e Ilha de Peito de Moça foram de 12 m, 4 m e 9 m, respectivamente.

A mineralogia das amostras foi determinada por difratometria de raios X. A composição mineralógica normativa das amostras foi calculada com base nos difratogramas de raios X e na composição química das amostras. A distribuição mineralógica normativa nas porções estudadas de cada perfil é apresentada na figura 2.

Como se observa na figura 2, a mineralogia dos horizontes estudados é relativamente simples. O horizonte caulínico tem como constituinte principal a caulinita, cuja percentagem perfaz, na parte basal do perfil amostrado na serra Barreira e na Ilha de Peito de Moça, entre 50 e 60% em peso. Neste valor pode estar incluída também a contribuição da halloysita, não determinada especificamente neste trabalho, mas reconhecida por Oliveira (1980) como um argilo-mineral associado a caulinita no horizonte caulinico de outras lateritas da área. O teor de caulinita reduz-se fortemente em direção ao topo do horizonte. A goethita, representada na fig. 2 conjuntamente com a hematita, é o segundo mineral em abundância no horizonte caulínico. Nesta parte do perfil, tanto em serra Barreira como na ilha de Peito de Moça, a goethita é muito mais abundante que a hematita. Goethita e hematita, em conjunto, apresentam teores que variam entre 23% e 60% em peso, chegando mesmo a constituirem os minerais principais de algumas amostras. A distribuição desses minerais no horizonte caulínico é irregular, sem uma tendência clara de aumento ou diminuição de teores com a profundidade.

Quartzo e anatásio são minerais acessórios no horizonte caulínico, sendo que o segundo chega a apresentar concentrações relativamente elevados (até 6% em peso na serra Barreira e 4,5% em peso na ilha de Peito de Moça). A augelita, fosfato de alumínio de composição $A\ell_2PO_4(OH)_3$, é também um componente acessório em toda a extensão do horizonte caulínico. Sua distribuição nas amostras estudadas é bastante regular, com teores variando, geralmente, entre 1,0 e 3,0% em peso. O teor total de fosfatos tende a aumentar em direção ao topo do horizonte caulínico.

No horizonte bauxítico o quartzo e o anatásio continuam como minerais acessórios, a caulinita praticamente desaparece enquanto que a goethita juntamente com a hematita, mantém-se quase tão abundante como no horizonte inferior, embora não superem o total dos minerais aluminosos (gibbsita + fosfatos de aluminio). Com relação a esses minerais aluminosos, as diferenças de ocorrência para ocorrência são marcantes. Na serra do Piriá a gibbsita predomina de modo absoluto neste horizonte, com teores da ordem de 60% em peso, enquanto que os fosfatos, augelita, principalmente e, subordinadamente, crandallita $CaA\ell_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O$, são acessórios, não perfazendo, no conjunto, mais que 5% em peso. Um quadro semelhante é observado na ilha de Peito de Moça, onde os fosfatos não superam 7% em peso, enquanto que a gibbsita apresenta teores da ordem de 40% em peso. Na serra Barreira, os fosfatos são muito mais abundante que nas outras duas ocorrências. Os teores de augelita e crandallita perfazem, na parte superior do horizonte bauxítico desta ocorrência, até 24% em peso. Este teor é ainda inferior ao de gibbsita (42% em peso) mas é significativamente elevado. Em serra Barreira, gibbsita e fosfatos de alumínio ocorrem conjuntamente como minerais principais do horizonte bauxítico.

Na crosta ferruginosa,preservada unicamente na serra do Piriá, a hematita é o mineral predominante e a goethita ocorre em proporções subordinadas. O teor total dos minerais ferruginosos nas amostras estudadas perfaz até 65% em peso, devendo aumentar consideravelmente em direção ao topo (não amostrado) do perfil.

A gibbsita é ainda relativamente abundante na porção amostrada da crosta ferruginosa da serra do Piriá, com teores que atingem até 30% em peso. Fosfatos aluminosos, quartzo e anatásio ocorrem como acessórios.

Como se pode observar, as diferenças mineralógicas mais importante entre as três ocorrências estudadas situam-se no horizonte bauxítico. Enquanto que na serra do Piriá e na ilha de Peito de Moça o alumínio contido no horizonte bauxítico está fixado predominantemente na forma de hidróxido, na serra Barreira fosfatos deste elemento são também quantitativamente importantes. Mineralogicamente, portanto, as lateritas aluminosas da serra do Piriá e da ilha de Peito de Moça tem composição próxima daquelas de Paragominas e do Baixo Amazonas, enquanto que as de serra Barreira representam uma transição entre essas e as ocorrências de fosfatos aluminosos do tipo de Itacupim, Trauira e Pirocaua.

DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS Os teores de SiO_2, $A\ell_2O_3$, TiO_2, CaO, P_2O_5 e a perda do fogo nas amostras estudadas são apresentados na tabela 1.

A distribuição da sílica nos perfis estudados é bem característica. Ela apresenta seus teores mais elevados no horizonte caulínico devido a sua fixação na caulinita. Neste horizonte o teor de SiO_2 situa-se sempre acima de 20% em peso. Com o desaparecimento da caulinita, o teor de sílica reduz-se no horizonte bauxítico e na

crosta ferruginosa a valores geralmente inferiores a 5% em peso, atribuídos principalmente ao quartzo preservado nesses horizontes. A alumina apresenta teores elevados no horizonte bauxítico, onde atinge até 42% em peso. Na crosta ferruginosa e no horizonte caulínico os teores caem levemente, permanecendo, no entanto, sempre acima de 15% empeso. O ferro é concentrado fortemente na crosta ferruginosa (até 62% em peso de Fe_2O_3). No horizonte bauxítico o teor de Fe_2O_3 varia de acordo com a ocorrência. Na serra do Piriá e na serra Barreira ele não ultrapassa 30% em peso, enquanto que na ilha de Peito de Moça os teores são sempre superiores a 40% em peso. No horizonte caulínico os teores de Fe_2O_3 são, de um modo geral, levemente inferiores aos do horizonte bauxítico.

O titânio apresenta-se distribuído de modo relativamente homogêneo nos três perfis, com os teores de TiO_2 variando entre 3 e 6% em peso. Esses teores relativamente elevados são devidos essencialmente a presença de anatásio como mineral acessório em todas as amostras estudadas.

Os teores de P_2O_5 são regulados, por sua vez, pela ocorrência de fosfatos aluminosos. Dado que estes estão preferencialmente associados a gibbsita no horizonte bauxítico, aí se observam os teores mais elevados de P_2O_5. Na serra do Piriá são encontrados os teores mais baixos de P_2O_5 das três ocorrências, com valores que raramente ultrapassam 1,0% em peso. Na ilha de Peito de Moça os teores de P_2O_5 são ligeiramente mais elevados, não suplantando, no entanto, 1,5% em peso. Como esperado, as maiores concentrações de fósforo ocorrem no topo do horizonte bauxítico de serra Barreira, onde o teor de P_2O_5 atinge até 9.0% em peso.

ASPECTOS GENÉTICOS A diferença fundamental entre as ocorrências aqui estudadas e os depósitos de bauxita de Paragominas e do Baixo Amazonas reside na presença de fosfatos aluminosos nas primeiras e sua ausência nos últimos (pelo menos até o momento não foi descrita a presença de fosfatos nessas bauxitas). Na verdade, a presença de fosfatos aluminosos é uma das feições mais características das lateritas do NE do Pará e NW do Maranhão. Vários autores tentaram explicar a presença dos fosfatos nesses perfis postulando uma introdução do fósforo no perfil a partir de fontes externas. Esse mecanismo foi defendido por Brandt (1932), Fróes de Abreu (1937), Queiroz (1945), Sakamoto e Vargas (1960), Argentiere (1971) e Costa et alii (1977).

A formação de fosfatos aluminosos em perfis lateríticos não se constitui, no entanto, em fenômeno raro, tendo sido descrita por vários autores em diferentes locais. Exemplos disso são apresentados por Wolfenden, 1965; Schellmann, 1966; Bardossy & Mack, 1967; Serdyuchenko e Chayka, 1968; De Weisse, 1970; Stefanov e Todorova, 1979, etc). Mesmo na região NE do Pará, pelo menos no caso da ocorrência de Itacupim, é possível demonstrar que os fosfatos observados são derivados das rochas do embasamento e não de fontes externas (Oliveira, 1980; Oliveira e Schwab, 1980).

Fosfatos aluminosos do tipo dos observados na Serra do Piriá, na Serra Barreira e na ilha de Peito de Moça constituem produtos de intemperismo laterítico tão estáveis como a gibbsita. A formação de fosfatos ou de gibbsita no horizonte bauxítico depende unicamente da maior ou menor atividade do ácido fosfórico nas soluções de intemperismo, que depende, por sua vez, do teor de fósforo da rocha mãe.

Essa assertiva é demonstrada na figura 3. O diagrama de fases apresentado nesta figura mostra as relações de estabilidade entre diferentes minerais formados no sistema $A\ell_2O_3$ - SiO_2 - PO_4 - CaO

H_2O, um sistema que abrange os componentes principais das ocorrências estudadas. A atividade do ácido silícico foi estipulada em $10^{-4,42}$ M, valor para o qual a gibbsita e a caulinita estão em equilíbrio. Deste modo, o diagrama é aplicável especialmente ao estudo das paragêneses formadas quando a caulinita se decompõe para formar gibbsita, em depósitos bauxíticos, ou fosfatos de aluminio, em depósitos de fosfatos lateríticos. A atividade do ion Ca^{2+} foi estipulada em 10^{-3}M, um valor médio normal em águas subterrâneas, de acordo com Nriagu (1976).

Observa-se que, nas condições dadas, a tendência para a precipitação de gibbsita (ou caulinita, de acordo com $[H_4SiO_4]$), depende, em uma ampla faixa de pH, unicamente da atividade do ácido fosfórico. A presença de augelita nos depósitos estudados indica que a atividade do ácido fosfórico nas soluções de intemperismo era inferior a $10^{-5,13}$M (acima deste valor precipitaria variscita). A presença de crandallita em várias amostras estudadas indica que o pH das soluções era levemente ácido (ou que a atividade do Ca^{2+} foi localmente algo mais elevada). A predominância da gibbsita sobre a caulinita sugere, finalmente, que a atividade do ácido silícico nas soluções de intemperismo era inferior a $10^{-4,42}$ M.

Como se pode observar, a formação de fosfatos aluminosos em perfis lateríticos é um fenômeno perfeitamente normal, desde que a rocha mãe possua um teor de fósforo favorável. O fato de os fosfatos aluminosos concentrarem-se preferencialmente nas partes superiores dos perfis estudados (horizonte bauxítico) e não no horizonte caulínico é consequência da elevada atividade do H_4SiO_4 nas águas que percolam este último horizonte, fato que dificulta a precipitação de fosfatos (Vieillard, Tardy e Nahon, 1979). Assim, o fósforo liberado durante a decomposição da rocha mãe permanece em solução em toda a extensão do horizonte caulínico, vindo a precipitar apenas na zona onde a caulinita é decomposta e a atividade do ácido silícico é reduzida pela intensa lixiviação, ou,seja no horizonte bauxítico.

A razão fundamental que levou numerosos autores a postularem uma introdução do fósforo nos perfis lateríticos do NE do Pará e NW do Maranhão a partir de fontes externas e no sentido descendente foi a diminuição do teor de P_2O_5 com a profundidade, constatada em análises de amostras coletadas em poços ou em sondagens. O fato de que os teores mais elevados de fósforo situam-se nas partes mais altas do perfil conduzia a suposição de que a fonte do fósforo também estaria nas partes superiores. Os dados apresentados mostram todavia que a deposição de fosfatos no horizonte bauxítico é condicionada unicamente por fatores físico-químicos, especialmente pela variação de atividade do ácido silícico ao longo do perfil.

Embora o alto grau de desomposição das rochas do embasamento das ocorrências estudadas tenha impedido a determinação de seus teores de P_2O_5, é de se admitir que eles sejam algo superiores aos teores médios normais deste óxido. Corrobora essa suposição a ocorrência comum de vênulos de fosfatos aluminosos em xistos e filitos do Grupo Gurupi em vários locais da região NE do Pará. Vênulos dessa natureza são citados por exemplo por Oliveira (1977) na área de Santa Luzia. Ressalte-se, finalmente, que o teor de fósforo na rocha mãe não necessita ser muito elevado para levar a formação de fosfatos de alumínio no perfil. Em Itacupim, onde as rochas do embasamento apresentam teor médio de P_2O_5 de 3,6% (Oliveira e Schwab, 1980), formou-se um extenso horizonte de fosfatos aluminosos de 7 m de espessura. Acredita-se que teores de P_2O_5 na rocha mãe da ordem de 1,0% em peso sejam suficientes para levar a formação de fosfatos nos horizonte bauxíticos dos perfis lateríticos da Amazônia. Finalmente deve-se ressaltar que,mesmo nas bauxitas do Baixo Amazonas já se observou um enriquecimento em fósforo superior ao do Alumínio, embora os baixos

teores totais de P_2O_5 não permitissem a identificação de fosfatos aluminosos nessas bauxitas (Dennen e Norton, 1977).

CONCLUSÕES E IMPLICAÇÕES Os dados apresentados indicam que as ocorrências da serra do Piriá, serra Barreira e Ilha de Peito de Moça foram formadas durante o mesmo processo regional que levou a formação dos fosfatos lateríticos do NE do Pará e NW do Maranhão e as bauxitas de Paragominas e do Baixo Amazonas. A atividade do ácido fosfórico nas soluções de intemperismo durante o desenvolvimento do perfil estudado foi suficientemente elevada para levar a formação de fosfatos aluminosos no horizonte bauxítico, mas não o bastante para evitar a formação de gibbsita. O resultado foi o aparecimento de um produto transicional entre uma bauxita pura e um fosfato de alumínio puro.

Tendo em vista o fato de que os processos de bauxitização que afetaram a região amazônica no terciário inferior tiveram amplitude regional, conclui-se que depósitos de fosfatos aluminosos semelhantes aos encontrados no NE do Pará e no NW do Maranhão devem ter se formado também em outras áreas na Amazônia onde a rocha mãe apresenta teores de fósforo favoráveis.

Acredita-se, portanto, que outros depósitos de fosfatos aluminosos devem ser encontrados na Amazônia, a medida que o conhecimento geológico da região seja melhorado. Esta implicação é de grande importância para a geologia econômica, tendo em vista os resultados positivos obtidos nos estudos preliminares sobre o aproveitamento agrícola desses fosfatos na região amazônica, relatados por Souza Cruz et alii (1982).

AGRADECIMENTOS Os autores são gratos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro para a realização dos trabalhos de campo e de laboratório.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARGENTIÈRE, R. - 1971 - Notas sobre a ilha de Trauira. Min. Met. 54(321):110-112.

BARDOSSY, G. e MACK, E. - 1967 - Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass Kiona - Gebirges. Mineral. Deposta 2:334-348.

BRANDT, F. - 1932 - Ein neuer Typ von Eisen - Tonerde - Phosphat - Vorkommen (Maranhão, Nordbrasilien). Chemie d. Erde 7:383-425.

COSTA, J.L. et alii - 1977 - Projeto Gurupi, relatório final de etapa. Ministério de Minas e Energia, Convênio DNPM/CPRM. v. 1, 257 pp. Belém. Inédito.

COSTA, M.L. da e SÁ, J.H.S. - 1980 - Os fosfatos lateríticos da Amazônia oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol. v. 2, p. 1459-1467, Florianópolis-SC.

DENNEN, W.H. e NORTON, H.A. - 1977 - Geology and Geochemistry of Bauxite Deposits in the lower Amazon Basin. Econ. Geol. 72:82-89.

DE WEISSE, G. - 1970 - Bauxite sur un atoll du Pacifique (L'ile de Rennel dans l'archipel des Salomon). Mineral. Deposita 5:181-183.

FROÉS DE ABREU, S.F. - 1937 - Nota sobre os phosphatos de Trauhira (Bauxita e Laterita phosphorosa). Bol. Serv. Fom. Prod. Mineral 13, Parte 4:133-172.

NRIAGU, J.O. - 1976 - Phosphate - clay minerals relations in soils and sediments, Canad. J. Earth Sciences 13(6):717-736.

OLIVEIRA, N.P. - 1977 - Fosfatos da região de Santa Luzia (Nordeste do Estado do Pará). Tese de Mestrado, NCGG da UFPa., 75 pp. Belém Inédito.

OLIVEIRA, N.P. - 1980 - Mineralogie und Geochemie der phosphatführeden Laterite von Itacupim und Trauira, Nordbrasilien. Tese de Doutorado, Universidade Erlangen Nuremberg, 149 pp.

OLIVEIRA, N.P. de e SCHWAB, R.G. - 1980 - Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol. v. 1, p. 184-196, Florianópolis-SC.

RABELLO, C.Q. - 1945 - Bauxita fosforosa de Pirocaua, Turiaçu, Maranhão. Min. Met. 9(51):123-126.

SAKAMOTO, T. e VARGAS, L.F.C. - 1959 - Relatório preliminar sobre o depósito de bauxita fosfatada na ilha de Trauira/Morro do Pirocaua Município de Cândido Mendes, Estado do Maranhão. In: Notas sobre o minério de bauxita fosforosa do Maranhão. (Ed.: C. Pandolfo), vol. 2, parte 2, SPVEA, pp. 77-121, Belém (Mimeog.).

SCHELLMANN, W. - 1966 - Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. N. Jb. Min. Mh. 11:321-341.

SERDYUCHENKO, D.P. e CHAYKA, V.M. - 1968 - Geochemical hystory of phosphoros and barium during the genesis of cabonatite - like rocks and old residuum of the Chadobets uplift. Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect. 177:224-226 (tradução para o inglês de Dokl. Akad. Nauk. SSSR 177:929-932, 1967).

SOUZA CRUZ, E. de; OLIVEIRA, R.F. de; OLIVEIRA, N.P. de; MATOS, A.O.; FERREIRA, W.A. - 1981 - Eficiência relativa de fosfatos naturais da Amazônia Oriental. Pesquisa em Andamento, EMBRAPA, 5 pp., Belém (mimeog.).

STEFANOV, D. e TODOROVA, T. - 1974 - Apatite in karst bauxites in the Trun region. C.R. Bulg. Acad. Sci. 10:1411-1413.

TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. e GÕES, A.M. - 1982 - Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região Amazônica. Inscrito para apresentação no I Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.

VIEILLARD, P.; TARDY, Y. e NAHON, D. - 1979 - Stability fields of clays and aluminum phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. Am. Mineralogist 64:626-634.

WOLFENDEN, E.B. - 1965 - Geochemical behaviour of trace elements during bauxit formation in Sarawak, Malaysia: Geoch. Cosmoch. Acta 29:1051-1062.

Tabela 1 - Teores (% em peso) de SiO_2, $A\ell_2O_3$, Fe_2O_3, TiO_2, P_2O_5 e perda ao fogo (P.F.) em amostras da serra do Piriá (SP), serra Barreira (SB) e ilha de Peito de Moça (PM). Os números das amostras correspondem as profundidades de amostragem indicadas na figura 2.

AMOSTRA	SiO_2	$A\ell_2O_3$	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	P.F
SP-0	2,60	15,62	62,09	3,50	0,77	12,15
SP-1	3,80	20,08	53,42	5,50	0,85	10,89
SP-2	3,30	18,62	55,69	4,00	0,92	12,39
SP-3	5,90	29,75	30,64	8,75	0,95	19,18
SP-4	3,00	14,62	60,96	5,00	0,94	14,16
SP-5	3,50	16,62	49,62	5,75	1,18	16,24
SP-6	1,60	27,52	42,03	5,75	0,85	20,30
SP-7	2,10	34,21	29,29	8,00	0,82	23,16
SP-8	1,40	42,40	22,23	7,00	0,37	25,45
SP-9	1,50	35,96	24,51	5,50	0,98	25,36
SP-10	2,40	37,19	24,95	5,25	0,79	25,17
SP-11	2,90	34,21	27,93	5,50	1,01	24,13
SP-12	2,80	34,22	26,03	5,75	0,77	24,43
SB-0	3,10	38,91	20,34	6,04	8,19	21,28
SB-1	9,10	28,18	29,30	4,44	4,86	18,35
SB-2	33,40	20,27	25,22	4,31	0,34	12,77
SB-3	38,70	20,83	23,32	2,83	0,33	9,06
SB-4	19,00	17,85	44,87	2,22	1,32	12,36
PM-0	1,30	28,99	44,91	4,43	1,41	16,61
PM-1	1,30	26,78	44,74	3,94	1,50	15,70
PM-2	8,70	23,80	46,64	3,45	1,50	14,53
PM-3	5,50	20,22	52,78	3,94	1,46	11,77
PM-4	2,40	15,93	50,23	4,06	2,16	13,14
PM-5	14,00	13,92	52,15	4,31	1,86	11,17
PM-6	22,90	17,89	40,40	3,70	0,67	11,67
PM-7	23,70	18,60	40,03	3,70	0,68	11,81
PM-8	36,90	24,03	21,96	3,70	0,38	11,01
PM-9	30,00	26,50	27,18	4,68	1,32	7,88

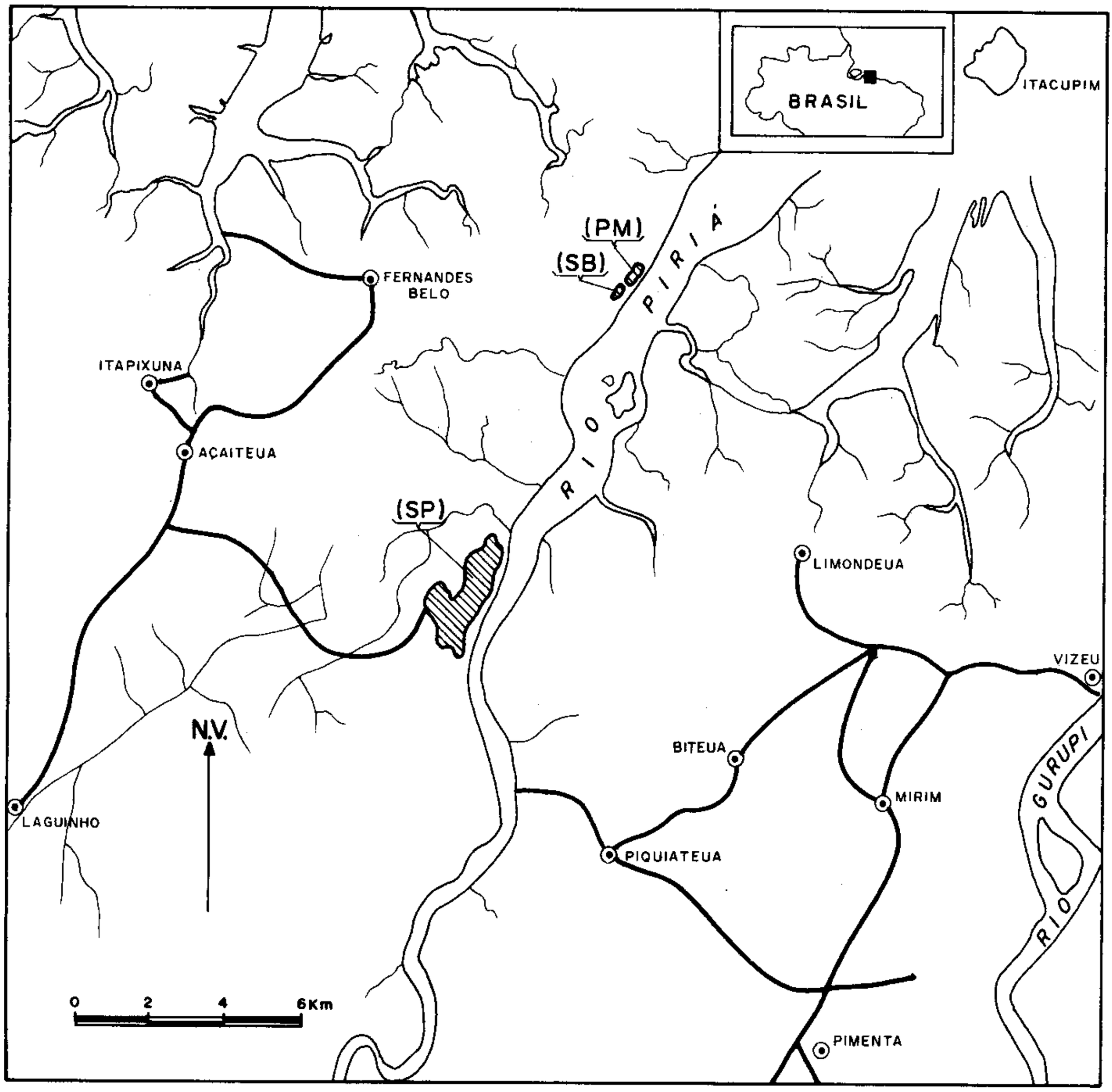


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DE SERRA DO PIRIÁ (SP), SERRA BARREIRA (SP), e ILHA PEITO DE MOÇA (PM).

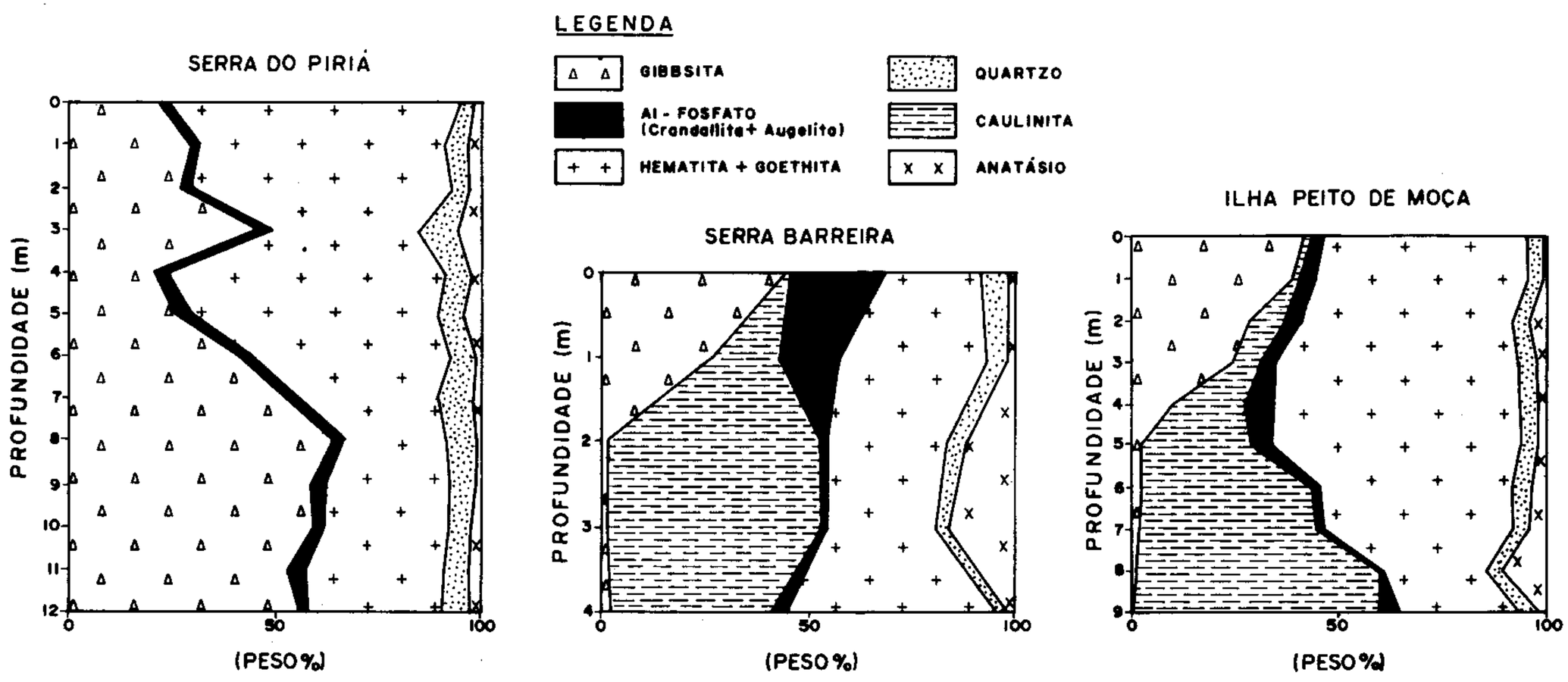


FIG. 2 - DISTRIBUIÇÃO MINERALÓGICA NOS PERFIS DE SERRA DO PIRIÁ, SERRA BARREIRA E ILHA PEITO DE MOÇA. OBSERVAR AS DIFERENTES ESCALAS DE PROFUNDIDADE.

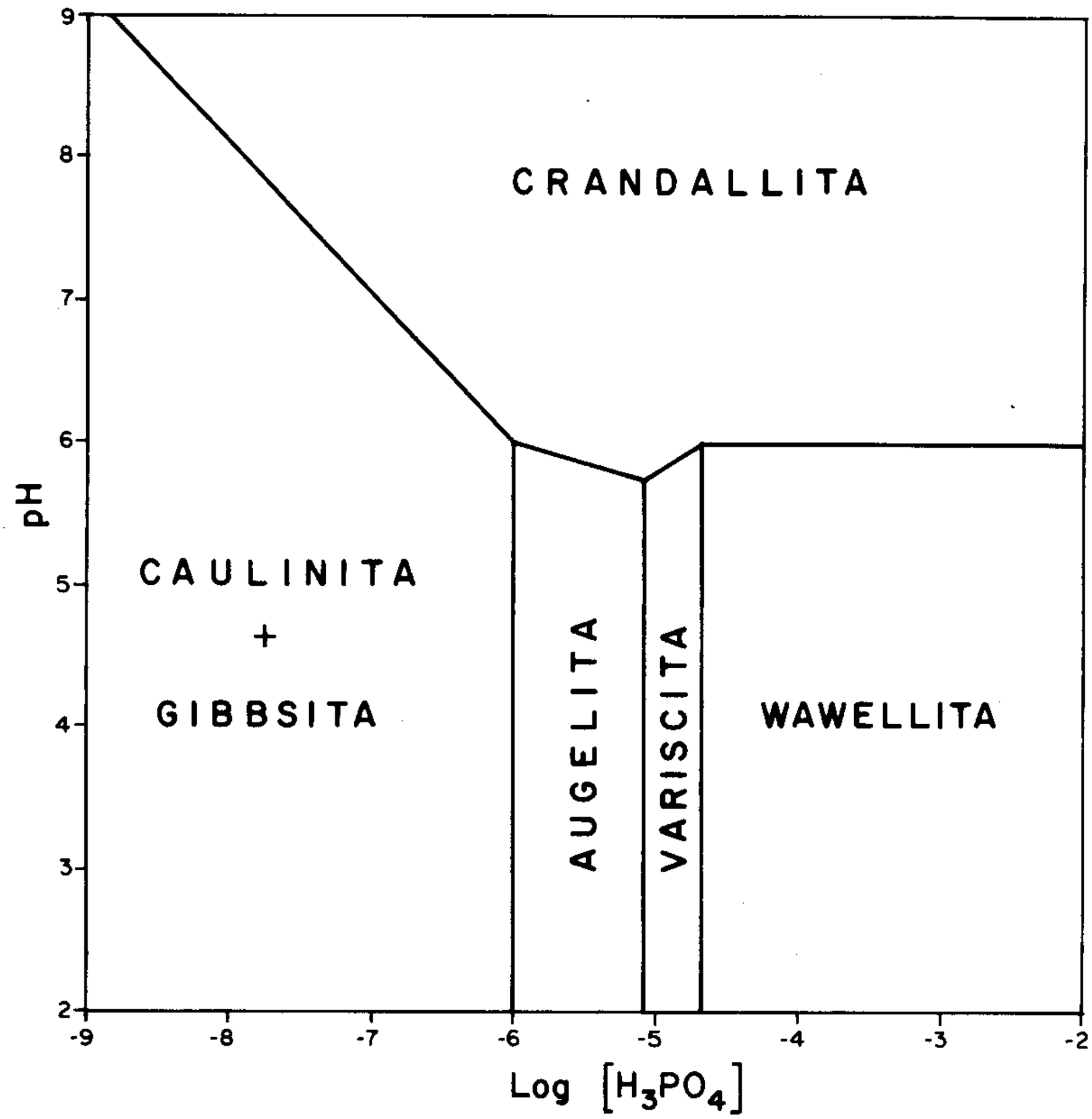


FIG. 3 - RELAÇÕES DE ESTABILIDADE NO SISTEMA Al_2O_3 - PO_4 - SiO_2 - CaO - H_2O, PARA $[H_4SiO_2] = 10^{-4,42}$M e $[Ca^{2+}] = 10^{-3}$M (Baseado em dados termodinâmicos fornecidos por VIELLARD, TARDY e NAHON, 1979).

– SEÇÕES TÉCNICAS

GEOLOGIA DO PETRÓLEO

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA: BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA - RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

Raymundo Ruy Bahia.

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A - PETROBRÁS/Belém

ABSTRACT

The Amazonas and Parnaiba sedimentary basins considered as intracratonic type are located very far from the andean mobile belt and therefore with little chances of intensive compressive structural features.

The geotectonic model for these basin foresees a predominant occurrence of gravitational structural features such as fracturing and faulting as a result of movements and adjustments of the shields of Guyana, Guaporé and S.Francisco within the South American plate. Only in the case of the Upper Amazonas basin some low compressive (?) folding are considered as resultant of the andean orogeny during the hercinian time.

The stratigraphic sequence comprising the Monte Alegre, Curuá and Trombetas formations of carboniferous, devonian an silurian ages is considered favorable as source and reservoir rocks for hidrocarbon accumulation.

A total of 189 exploratory wells has been drilled in these basins with 163 wells (86%) being drilled from 1950 to 1970 with poor or no seismic control and without any significant structurally controled hidrocarbon discovery. Sixteen wild cats were drilled during the seventies in the middle (8) and in the upper (8) Amazonas basin and four gas/condensate structurally controled discoveries were obtained with a sucess ratio of 1:4 (25%).

A total of 767 crews-month (25,537 km) of land seismic work was applied in these basin being 590 crews-month (77%) with the best seismic technology available on the market during the years 1950-1970 but without enough resolution for good structural mapping. The remaining 177 crews-month (23%) of seismic work were shot during the seventies with a more advanced and more powerful seismic technology.

The exploratory effort to be applied in these basins during the 1981/85 period is: 327 crews-month (29,430 km) of seismic profile and 83 exploratory wells (227,500m). This exploratory program to be carried out with advanced technology may be enough to evaluate the hidrocarbon potential of the Amazonas and Parnaiba sedimentary basins.

INTRODUÇÃO

Evidências paleomagnéticas indicam que os continentes têm estado durante o Fanerozóico em contínuo movimento, e o continente Pangaea de Alfred Wegener deve ter existido somente durante algumas dezenas de milhões de anos.

Evidências paleoclimáticas apoiam a paleogeografia dos blocos continentais deduzida do paleomagnetismo (Fig.1). O posicionamento dos principais cinturões orogenéticos do paleozóico, mesozóico e cenozóico está em perfeita concordância com estes movimentos dos blocos continentais. Paleooceanos existiram e extinguiram-se como é o caso do oceano herciniano que existiu no tempo devoniano e extinguiu-se no

neocarbonífero como consequência do afastamento e posterior aproximação dos continentais Gondwana e Eurasiano. Posteriormente, surgiu no mesozóico, o mar Tethiano devido à recorrência de afastamento destas massas e posterior extinção deste oceano no cenozóico. Como resultados orogenéticos destes repetidos afastamentos e aproximações das massas continentais Gondwana e Eurasiana surgiram nas suas bordas compressionais as conhecidas cadeias de montanhas hercinianas e alpinas.

O fraturamento do continente Gondwânico no mesozóico individualizando os continentes Sul-americano e Africano é o evento geológico mais bem conhecido na geo - tectônica de placas.

As bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba ocupavam no devoniano posições geográficas de elevadas latitudes (60ºS) e bastante distante da posição destas bacias no cenozóico, ou seja, em posição de baixa latitude e próximo do equador. A suposta paleogeografia destas bacias no Fanerozóico tem o apoio e está registrada na natureza lito-estratigráfica de suas sequências sedimentares.

O exemplo mais notável de longa deriva continental revelado pelo paleomagnetismo é o da migração da placa Indiana (Fig.2) que se movimentou de uma latitude 30º Sul há 71 milhões de anos para uma latitude próxima de 30º Norte no tempo presente e, portanto, derivando por uma distância aproximada de 60 graus geográficos (± 5.000 km).

Como resultado da colisão das placas Indiana e Eurasiana observam-se nos territórios da Índia, Paquistão, Afeganistão, Tibete, Mongólia, China e Rússia os mais espetaculares efeitos desta intensa compressão, tais como: as mais altas montanhas do globo, áreas com frequentes e intensos terremotos, falhas e dobras reservas, falhas transcorrentes. Algumas destas anomalias situam-se à distância de até 3.000 km da principal falha de empurrão do Himalaia. Ao norte do Tibete observa-se a maior e mais longa falha transcorrente do globo, a falha lateral esquerda de Altyn Tagh, que se estende por mais de 3.000 km (Fig.3).

A reconstituição Gondwânica da África, Europa, Norte e Sul América mostra o cinturão móvel herciniano, e a posição relativa das bacias paleozóicas que embora bastante distantes de zonas de compressão mostram alguns reflexos destas orogenias compressionais (Fig.4).

O modelo geotectônico adotado para as Bacias do Amazonas e do Parnaíba pressupõe a predominância de ocorrências de estruturas tensionais associadas à fraturamentos e dobramentos suaves, subordinados, e resultantes de movimentações e ajustamentos entre os escudos Guianenses, de Guaporé e do S.Francisco no interior da placa Sul-americana (Fig.5).

No caso da bacia sedimentar ds Alto Amazonas, admitem-se como reflexos compressionais de orogenia no herciniano na faixa andina, os suaves dobramentos presentes na sequência do devoniano ao permiano.

Supõe-se que o arco Purus desenvolveu-se por reativações epirogenéticas de antigos alinhamentos tectônicos. Nesta área o recente mapeamento sísmico realizado pela Pecten-Shell tem mostrado falhamentos e dobramentos associados que estão sendo preliminarmente interpretados como decorrentes de movimentos transcorrentes.Essa transcorrência é admitida como resultante de uma rototranslação dos escudos Guianenses e do Guaporé ou ainda reflexos de orogenia herciniana atuante na área andina.

No caso das áreas sedimentares do Baixo Amazonas/Arco de Gurupá e Noroeste do Maranhão/Arco de Tocantins, o modelo tectônico adotado relaciona-se ao amplo soerguimento das camadas paleozóicas que precedeu a fase "rift" e o posterior rebaixamento em sincronismo com a formação das fossas Mexiana, Marajó e Badajós na fase "rift". Os Arcos de Gurupá e do Tocantins seriam resultantes do soerguimento e posterior tafrogenia mesozóica. Estas áreas adjacentes aos arcos, noroeste do Maranhão (Arco do Tocantins) e Baixo Amazonas (Arco de Gurupá) estariam estruturalmente valorizadas (Fig.4). O soerguimento seguido de vulcanismo e posterior tafrogenia estariam associados ao fraturamento do continente Pangaea e abertura do Atlântico Norte e relacionados à atividade vulcânica que ocorreu predominantemente no triássico-jurássico (Windley, 1977). Datações radiométricas dos basaltos perfurados no poço APS-21 na área de Cassiporé, plataforma Norte, datam os derrames como síncrono com este tempo geológico (205 m.a).

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DAS BACIAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA

A área total sedimentar do país corresponde a aproximadamente 4 milhões de quilômetros quadrados sendo 3.150.000 km^2 relativos as bacias sedimentares emersas e 850.000 km^2 correspondentes a bacias sedimentares submersas. As bacias sedimentares do Amazonas (1.000.000 km^2) e do Parnaíba (700.000 km^2) cobrem uma área de 1.700.000 km^2. Estas bacias contêm, portanto, 54% da área sedimentar emersa do país (Fig.6).

As bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba são consideradas do tipo intracratônica de regiões tectonicamente estáveis e caracterizadas como depressões em forma circular ou elíptica isoladas sem associações com áreas elevadas e de ciclo sedimentar simples (Weeks, 1972), ou do tipo autogeossinclineo (Dewey e Bird, 1970). Klemme, em 1971, posiciona este tipo de bacia no interior da placa.

A bacia sedimentar do Amazonas está subdividida em Bacia do Alto Amazonas limitada pelo Arco de Iquitos, à oeste, e Arco de Purus, à leste, e a bacia sedimentar do Médio/Baixo Amazonas limitada à oeste pelo Arco Purus e à leste pelo Arco de Gurupá. Esta bacia do Baixo/Médio Amazonas tem forma alongada e possui, ao longo de seu eixo de maior espessura sedimentar, máximos gravimétricos os quais tem elevado relêvo bouguer considerados como efeitos do intraembasamento causados por uma possível aproximação de massas densas do manto (Fig.7). Suspeita-se que esta bacia teria se originado sobre um antigo e incipiente "rift" inativo do tempo siluriano até o presente. O Arco de Gurupá, limite oriental desta bacia, teria resultado de um amplo soerguimento que precedeu a tafrogenia mesozóica das fossas Mexiana, Marajó e Badajós. O Arco de Tocantins (?) ainda pouco conhecido, seria pois, um evento síncrono com o Arco de Gurupá e com a mesma gênese. O Arco de Purus corresponde a uma elevação pré-cretácica que superpõe-se a uma antiga bacia sedimentar preenchida pelos sedimentos das formações Acari e Prosperança de idade pré-siluriana. A profundidade da seção sedimentar varia de 5 a 6.000 metros na Bacia do Amazonas a 3.000 metros na Bacia do Parnaíba.

A LITOESTRATIGRAFIA DAS BACIAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA

A estratigrafia da bacia sedimentar do Amazonas pode ser dividida em três grandes sequências (Fig.8): (1) a sequência mais inferior corresponde ao eopaleozóico com alternância de folhelhos e arenitos/siltitos e que constitui o principal objetivo para a exploração de hidrocarbonetos; (2) a sequência intermediária, correspondente ao neopaleozóico, com predominância de sedimentos de origem química contendo grandes espessuras de evaporitos e pobre em indícios de hidrocarbonetos ; e a sequência superior de idade mesozóica com predominância de clásticos grosseiros terrígenos e estéril quanto ao potencial de geração de hidrocarbonetos. Intrusivas ígneas estão frequentemente presentes nas sequências inferior e média resultantes do intenso vulcanismo mesozóico. A somatória das espessuras das soleiras alcança, em algumas áreas, cerca de 800 metros de diabásio. Não é comum a presença de intrusivas na sequência inferior eocarbonífera exceto nos flancos e sobre os Arcos de Purus e Gurupá. A maior parte das intrusivas ocorre na sequência permocarbonífera.

A variação lateral da espessura das soleiras de diabásio quando presente nesta sequência de evaporitos eocarbonífera também de alta velocidade não chega a produzir significativas anomalias laterais de velocidade vertical que gerariam pseudo anomalias estruturais. Não ocorrem na bacia do Amazonas rochas de idade triássica e jurássica.

A estratigrafia da bacia sedimentar do Parnaíba pode também ser dividida em três sequências: (1) a sequência silurodevoniana com alternâncias de arenitos e folhelhos com bom potencial gerador de petróleo e com mais frequentes indícios de hidrocarbonetos; (2) a sequência intermediária permocarbonífera com alternâncias de clásticos terrígenos e sedimentos de origem química e pobre em indícios de hidrocarbonetos; e (3) a sequência mais superior com predominância de clásticos grosseiros terrígenos sem indícios de hidrocarbonetos. Ígneas intrusivas de idade mesozóica são frequentes em toda a sequência estratigráfica da bacia. Extrusivas ígneas de idade jurotriássica e cretácica estão presentes na sequência superior.

HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO

A atividade exploratória é essencialmente um processo de ação e resposta. As ações exploratórias se sucedem de acordo com os resultados precedentes. Desta maneira essas atividades costumam assumir uma natureza cíclica quando os resultados negativos determinam a redução das atividades exploratórias que declinam até o fechamento do ciclo. O ciclo exploratório de Nova Olinda iniciado com a descoberta de óleo em 1954 na área de Nova Olinda, rio Madeira, Médio Amazonas, alcançou um pico de atividades em 1960 e declinou até um mínimo de atividades em 1965 (Fig.9). Limitações de tecnologia sísmica, próprias da época, impediram a obtenção de resultados estruturais confiáveis. Posteriormente e já na década setenta ocorreu a notável evolução da tecnologia sísmica tanto em termos instrumentais com sismógrafos mais potentes como no tratamento e processamento dos dados utilizando computadores digitais. A obtenção de bons resultados (resposta) sísmicos para o mapeamento estrutural mais confiável justificou o início de um novo ciclo (ciclo JURUÁ) exploratório na década de setenta que já produziu a descoberta de gás/condensado na área do Juruá, fato que encorajou uma intensificação nos programas exploratórios no quinquênio 1981/85 nas bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba.

A PESQUISA SISMOGRÁFICA

Um total de 767 equipes-mês (25.537km) de sísmica terrestre foi aplicado nestas bacias, sendo 590 equipes-mês (77%) com a melhor tecnologia sísmica disponível no mercado durante os anos 1950-1970, porém, ainda com insuficiente resolução para mapeamento estrutural confiável (Fig.10). As restantes 177 equipes-mês (23%) de trabalhos sísmicos foram realizados durante os anos setenta com tecnologia sísmica mais avançada e mais potente.

No início dos anos setenta a pesquisa sismográfica passou a beneficiar-se dos espetaculares avanços tecnológicos no campo da aquisição de dados com os registros magnéticos digitais e com os potentes e mais avançados sismógrafos disponíveis no mercado. Iniciou-se, simultaneamente, o processamento digital destes registros sísmicos também em centro de processamento IBM-360/44 utilizando os mais sofisticados programas e equipamentos de processamento sismográfico. A utilização do computador no processamento sísmico viabilizou estatisticamente a plena utilização da técnica da detonação sismográfica "Common Depth Point"-CDP já utilizada com limitações de tratamento estatístico na bacia do Amazonas desde 1962, porém, com registros e processamentos analógicos.

Passou-se a obter notáveis melhorias de qualidade de dados sísmicos que permitiram mapeamentos estruturais de maior confiabilidade. Consequentemente as perfurações exploratórias pioneiras passaram a ter apoio estrutural mais confiável e, portanto, com maiores probabilidades de sucesso.

A PERFURAÇÃO EXPLORATÓRIA

Um total de 189 poços exploratórios (461.030m) já foi perfurado nestas bacias, sendo que 163 poços (86%) foram perfurados de 1950 a 1970 com apoio sísmico deficiente ou inexistente e sem qualquer ocorrência de descoberta significativa de hidrocarbonetos com controle estrutural. Durante os anos setenta, foram perfurados 16 poços pioneiros no Médio Amazonas (8) e no Alto Amazonas(8), ocorrendo quatro descobertas comerciais de gás/condensado com controle estrutural e, portanto, com o índice de sucesso de 1:4 (25%).

Observa-se que somente 95 (50%) dos poços exploratórios perfurados, até 1980, nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, estão classificados como poços pioneiros e os restantes 94 poços são estratigráficos (Fig.11). O alto percentual de poços estratigráficos reflete as dificuldades na definição de poços pioneiros que depende de controle estrutural de difícil obtenção devido as limitações da tecnologia sísmica. Nota-se que foram perfurados, na bacia do Amazonas, 163 poços exploratórios que corresponde a 86% do total de 189 poços. A maior concentração de atividade perfuratória na bacia do Amazonas é explicada pela descoberta de Nova Olinda na área

do Médio Amazonas que motivou o ciclo exploratório. Somente 14% (26 poços) do total de poços exploratórios foram perfurados, até 1980, na bacia do Parnaíba. A baixa concentração de atividade exploratória nesta bacia está coerente com a resposta desfavorável dos resultados, ou seja, não ocorreu na bacia qualquer descoberta significativa de hidrocarboneto que justificasse uma intensificação na atividade exploratória.

OS RESULTADOS EXPLORATÓRIOS

Além da descoberta subcomercial de óleo obtida em 1954, na área de Nova Olinda, numerosas outras descobertas sem significado comercial foram alcançadas em diversas áreas das bacias do Amazonas e do Parnaíba, tais como: Maués, Abacaxis e Autás-Mirim, no Médio Amazonas. Somente a partir dos anos setenta e com a perfuração de 16 poços pioneiros obteve-se na bacia sedimentar do Alto Amazonas a descoberta comercial de gás/condensado na área do Juruá. Nesta área já foram descobertos quatro campos de gás/condensado com uma reserva provada de cerca de 4 bilhões de metros cúbicos de gás (Fig.12), que representam cerca de 2,5 milhões de barris equivalentes de petróleo. A reserva provável de gás da área corresponde a 10 bilhões de metros cúbicos que já é de 16,6% da reserva nacional.

AS ATIVIDADES EXPLORATÓRIAS PARA O QUINQUÊNIO 1981/85

O esforço exploratório a ser aplicado nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba (Figs. 10 e 11), no período 1981/85, corresponde a: 327 equipes-mês (27 equipes-ano) de trabalhos sísmicos com 29.430 km de perfilagem sísmica. Essa atividade sísmica corresponde a 43% do total de 767 equipes-mês e 115% da perfilagem sísmica (25.537 km) realizados no período 1950/80. Pretende-se, pois, otimizar os trabalhos sísmicos realizando um maior volume de perfilagem sísmica (km) com cerca da metade do número de equipes-mês obtendo resultados sísmicos de superior qualidade.

Os resultados obtidos com a aplicação dessa intensa atividade sísmica deverão gerar apoio técnico para a perfuração de 83 poços pioneiros com 227.500 metros perfurados. Essa atividade perfuratória a ser realizada corresponde a 87% do total de 95 poços pioneiros perfurados no período 1950/80.

Finalmente, espera-se com este esforço exploratório e utilizando as mais avançadas tecnologias avaliar conclusivamente o potencial petrolífero das bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba.

BIBLIOGRAFIA

BAHIA,R.R.-1972-Investigação sismográfica na Bacia Amazônica com novos recursos tecnológicos. An.XXVI Congr.Bras.Geol., 3:113-119.

BAHIA,R.R.-1981-Present status of exploration on the Paleozoic Basins of Amazonas and Parnaiba. Seminar on Petroleum Exploration in Brazil-SEMPET. Program with abstracts. Rio de Janeiro.PETROBRÁS,Aug. 1981, pp.42.

BURKE,K. e DEWEY,J.F.-1973-Plumme.Generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. J.Geol.81 (4): 406-433.

BURKE,K. e WHITEMAN,A.J.-1973-Uplift,Rifting and the Break-up of Africa. In: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences.London,Academic Press, 2 : 735-755.

BURKE,E. e WILSON,J.T.-1976-Hot Spots on the Earth Surface. Scientific American , 235 (2): 46-57.

IRVING,E.-1977-Drift of the major Continental blocks since the Devonian Nature 270 (5635): 304-309.

MOLNAR,P. e TAPPONNIER,P.-1977-The collisian between Indic and Eurasic. Sci.Amer., 236 (4): 30-41.

REZENDE,W.M. e BRITO,C.G.-1973-Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas An. XXVII Congr. Bras.Geol., 3: 227-245.

WINDLEY,B.F.-1977-The break-up of Pangaea: Mesozoic-Cainozoic. In _____. The Evolving Continents. John Wiley: 209-224.

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

DERIVA - FANEROZÓICO

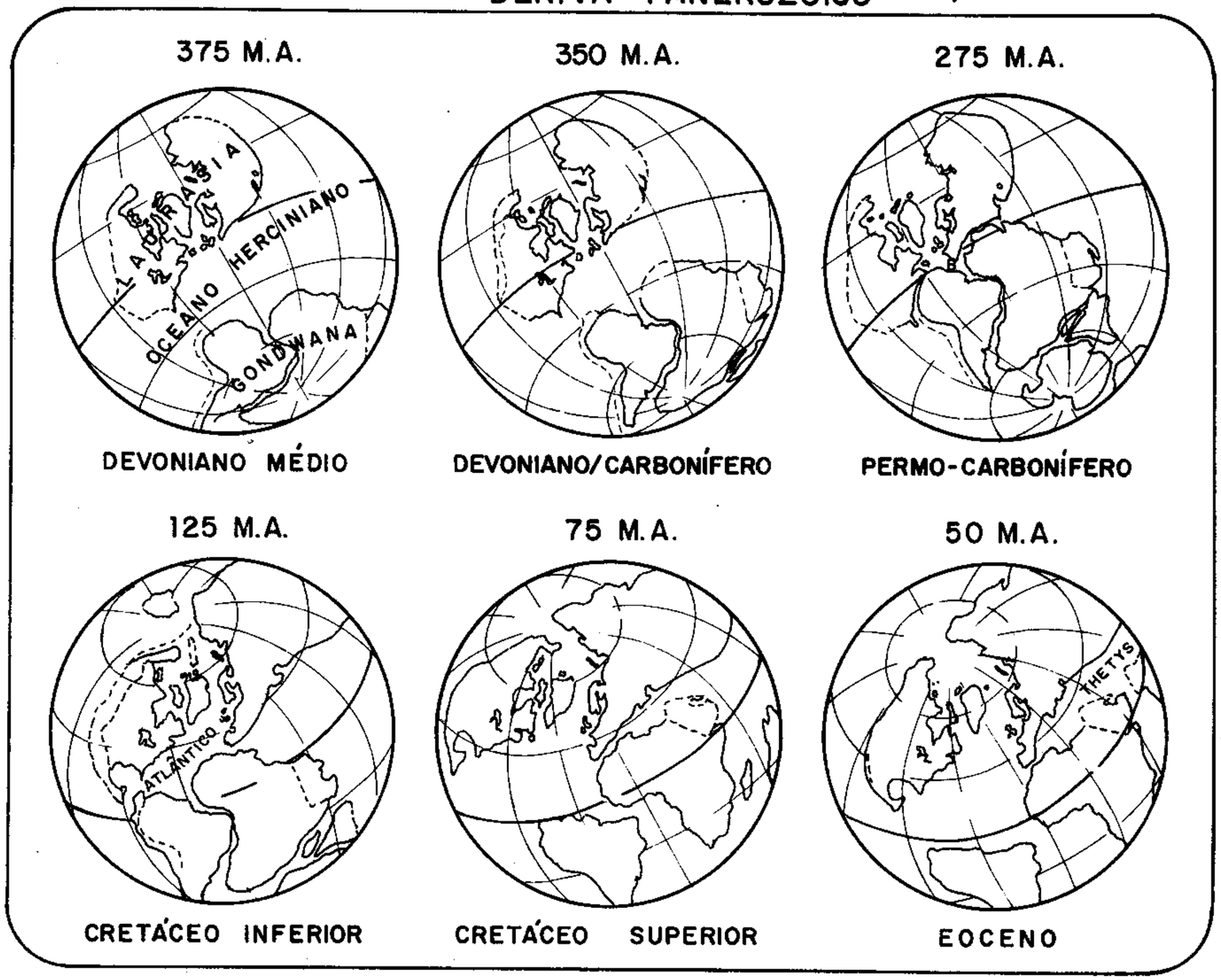


Fig. - 1

DERIVA DA ÍNDIA

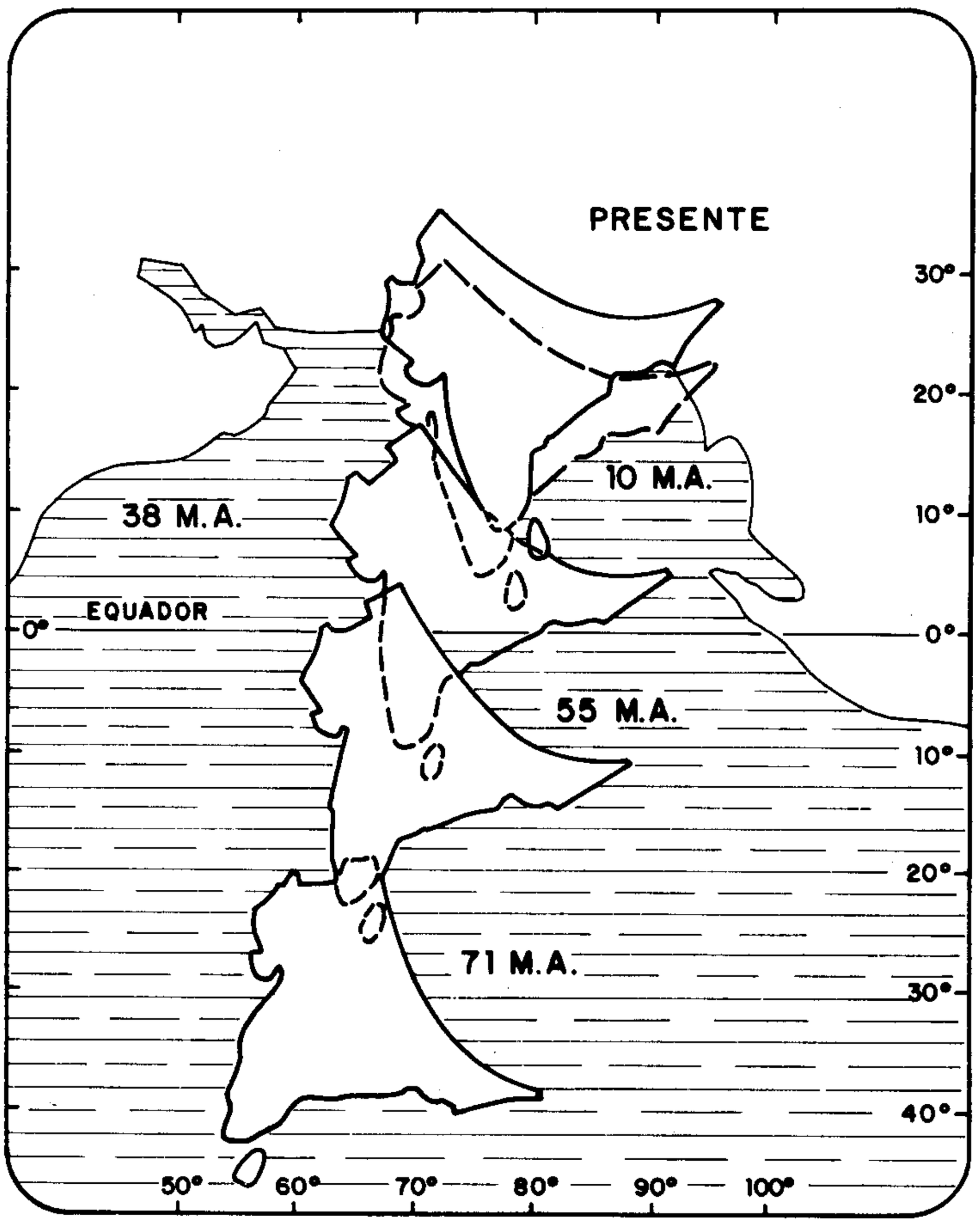
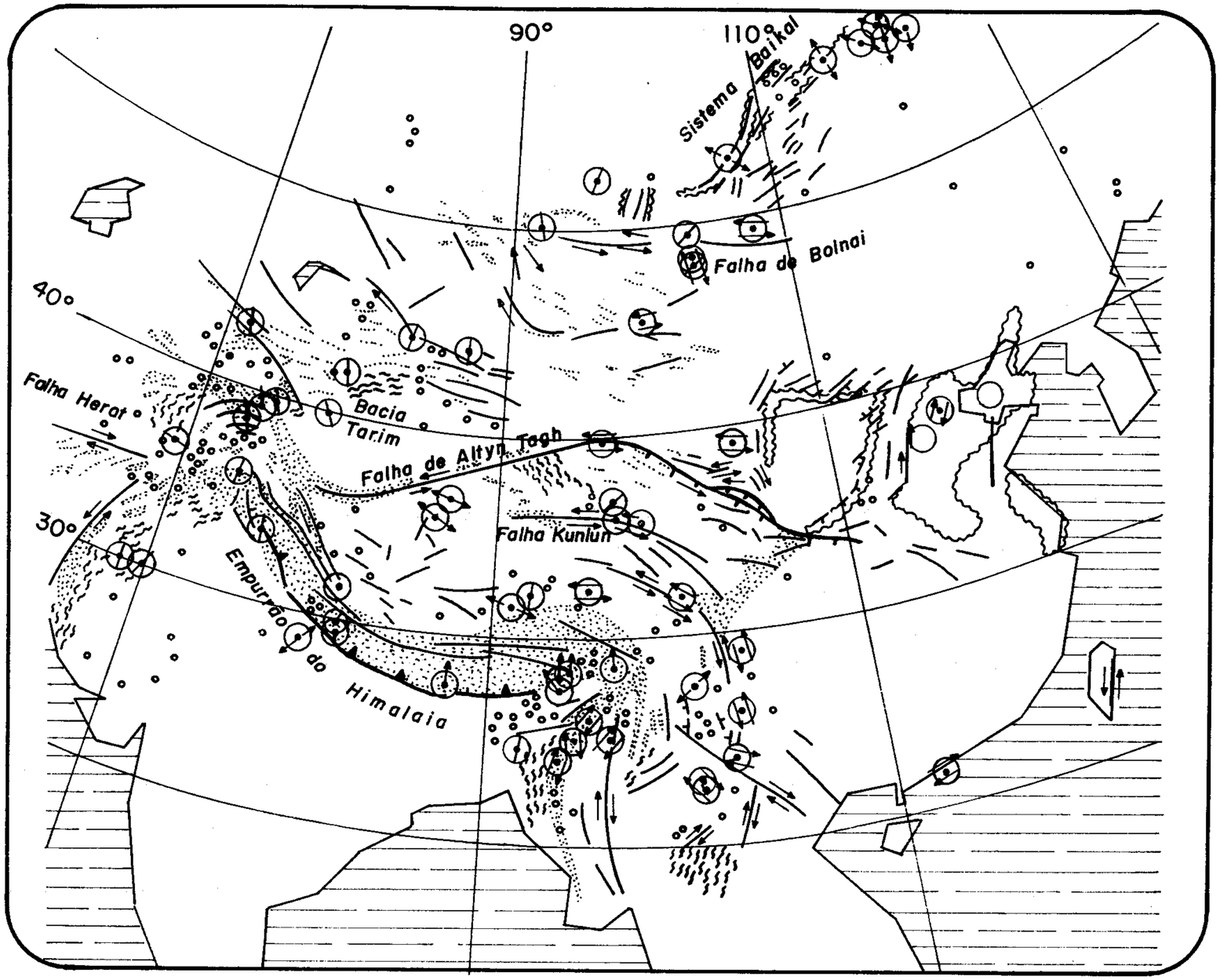


Fig.-2



COLISÃO ÍNDIA / EURÁSIA

LEGENDA

- DOBRAS
- ZONAS DE COMPRESSÃO
- ZONAS DE TENSÃO
- TERREMOTOS
- TRANSCORRÊNCIA
- EMPURRÃO

Fig. 3

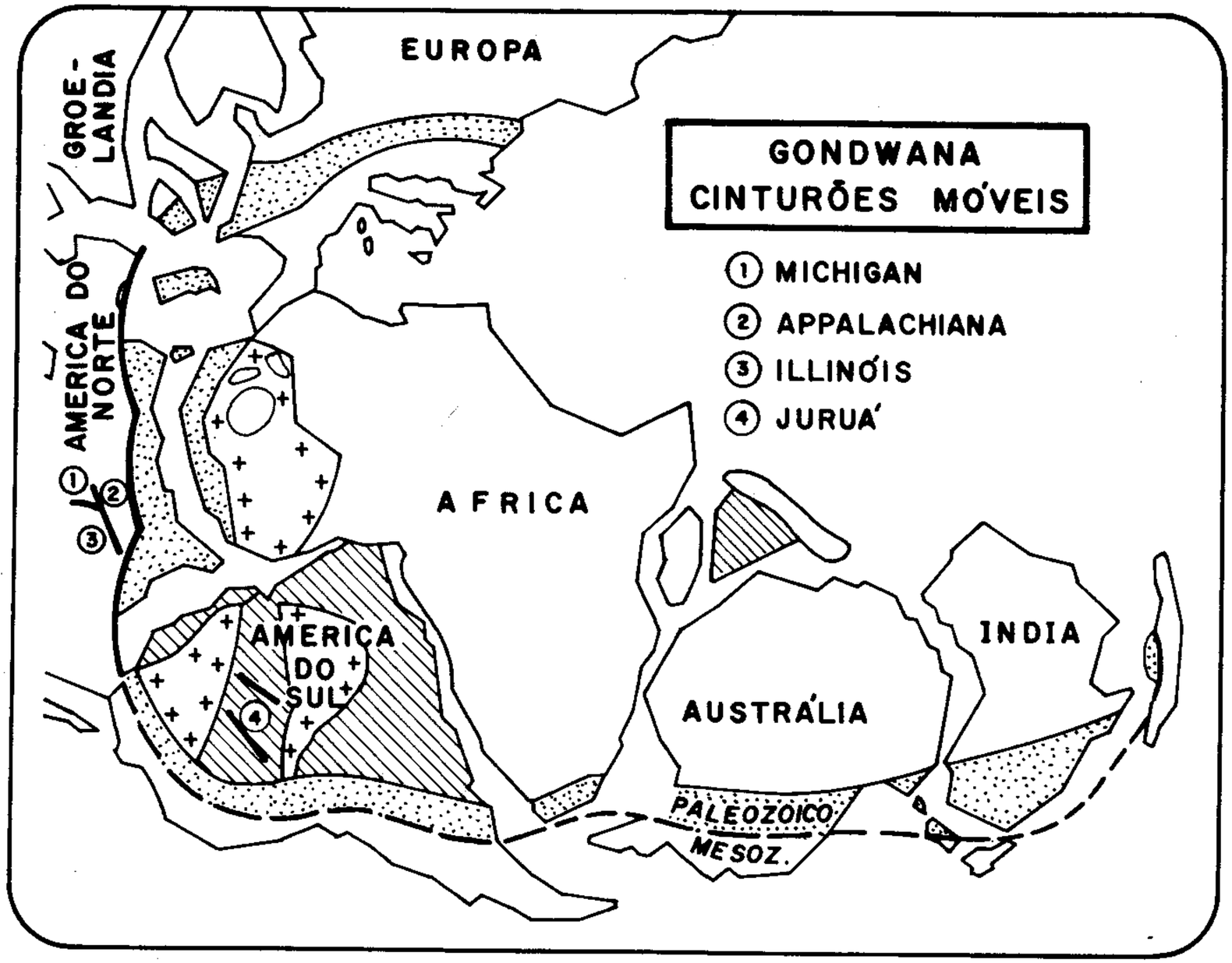

EUROPA
GROE-
LANDIA
AMERICA DO
NORTE
GONDWANA
CINTURÕES MÓVEIS
① MICHIGAN
② APPALACHIANA
③ ILLINÓIS
④ JURUÁ
AFRICA
AMERICA
DO
SUL
AUSTRÁLIA
INDIA
PALEOZOICO
MESOZ.

Fig. - 4

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

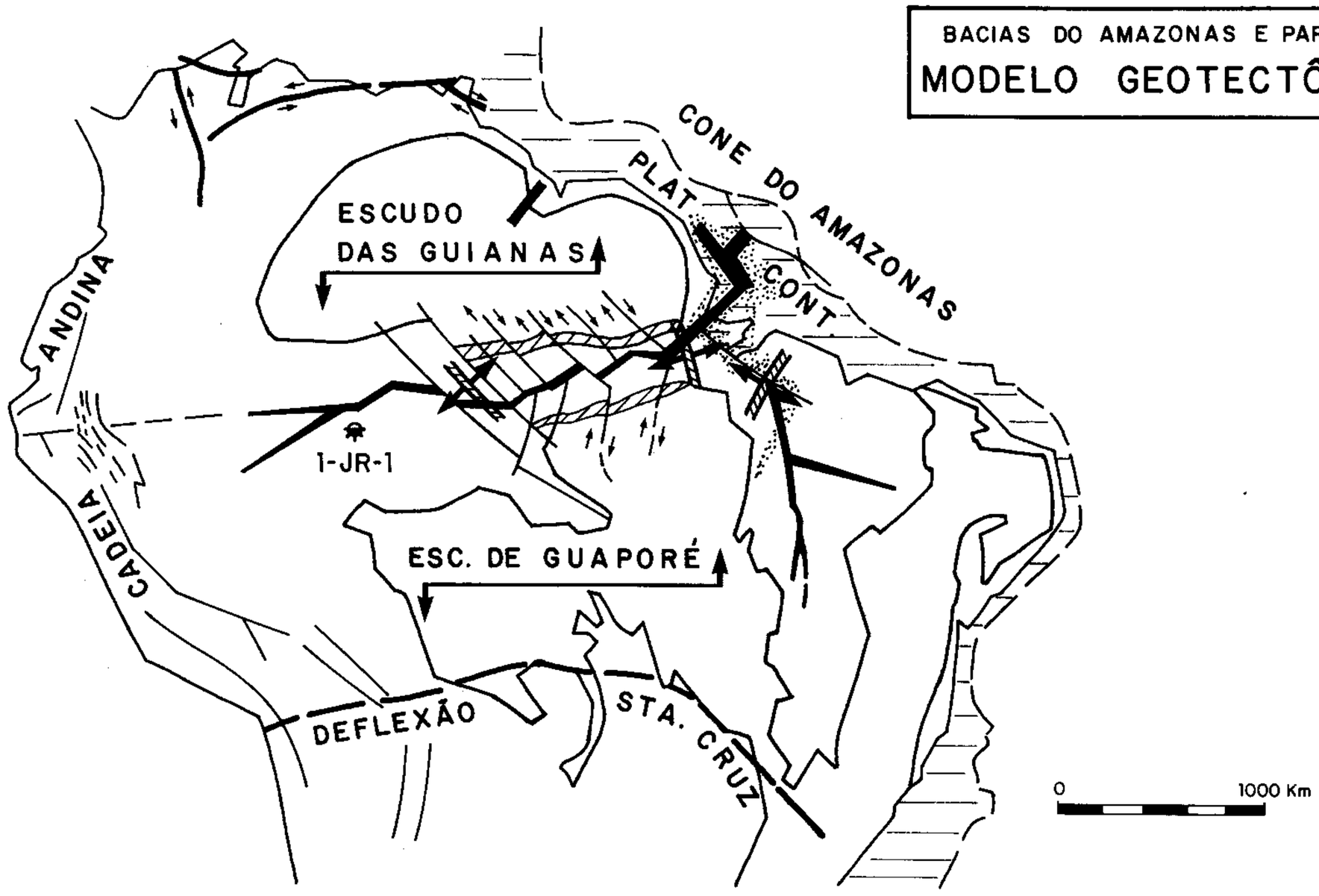


Fig. - 5

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

BACIAS SEDIMENTARES DO BRASIL

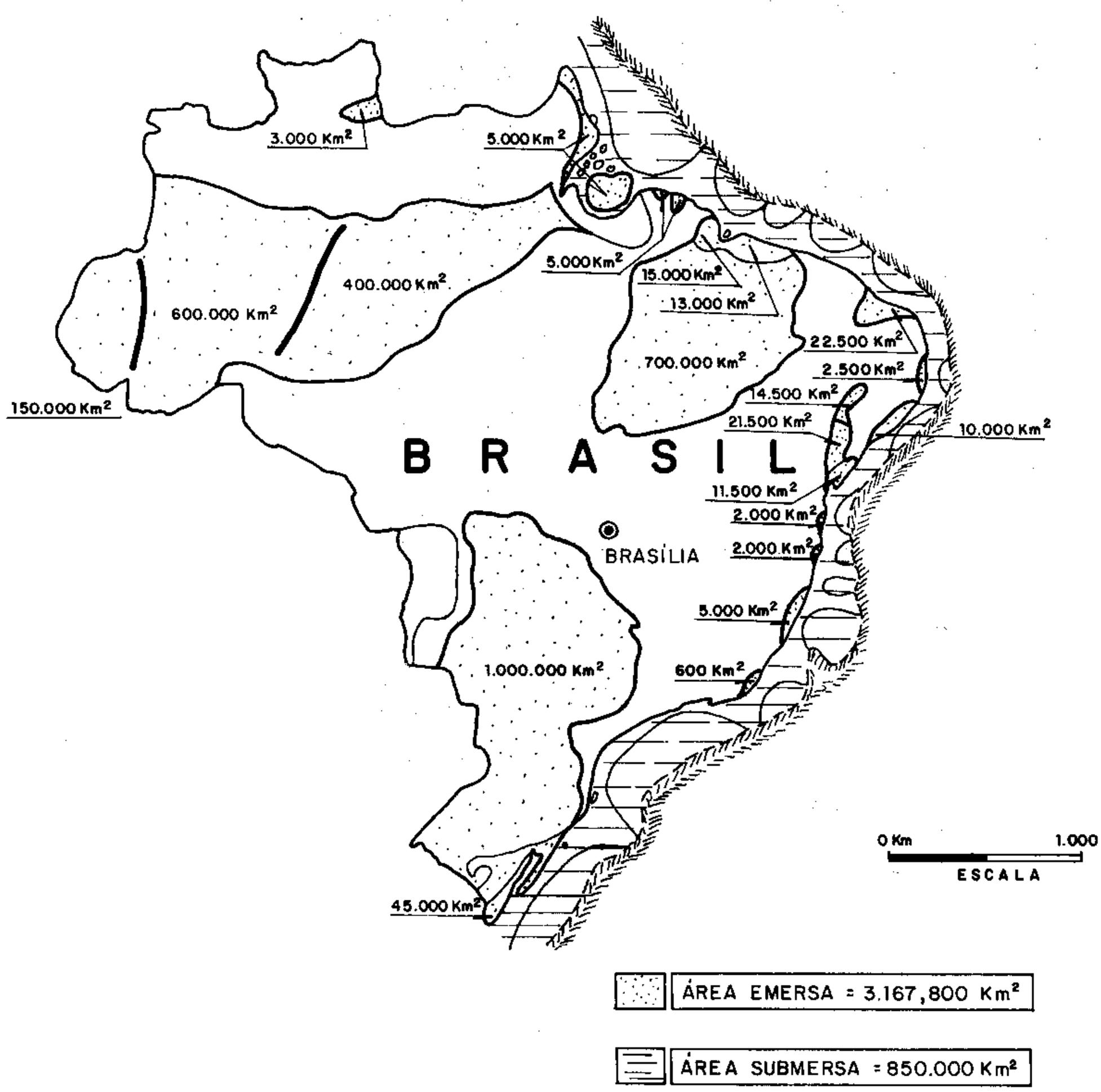
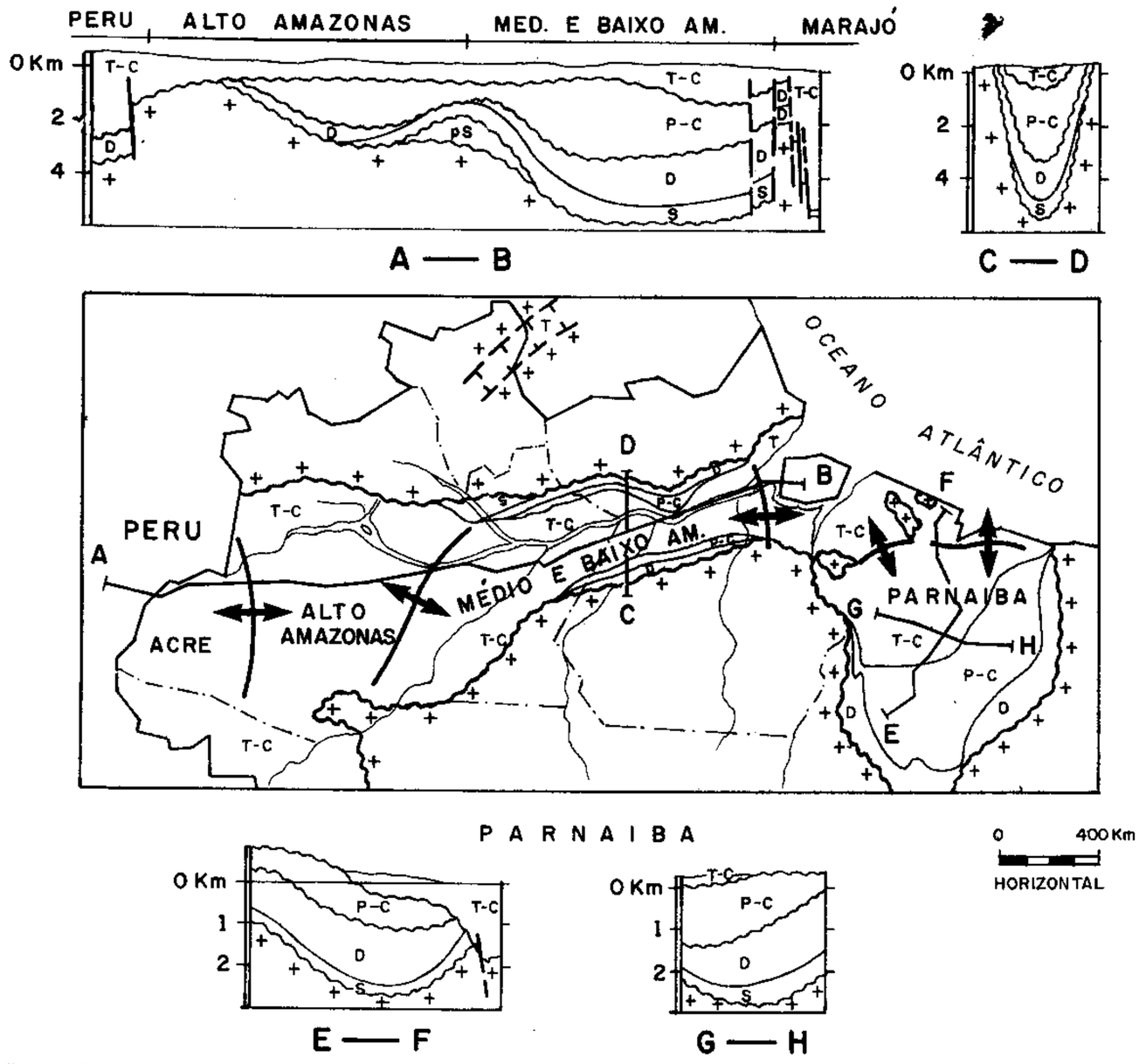


Fig.-6

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA



ARCABOUÇO ESTRUTURAL

- T-C — TERCIÁRIO
- P-C — PERMO CARBONÍFERO
- D — DEVONIANO
- S — SILURIANO
- pS — pré SILURIANO
- + + — EMBASAMENTO

Fig.- 7

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

ESTRATIGRAFIA

BACIAS DO AMAZONAS E PARNAIBA

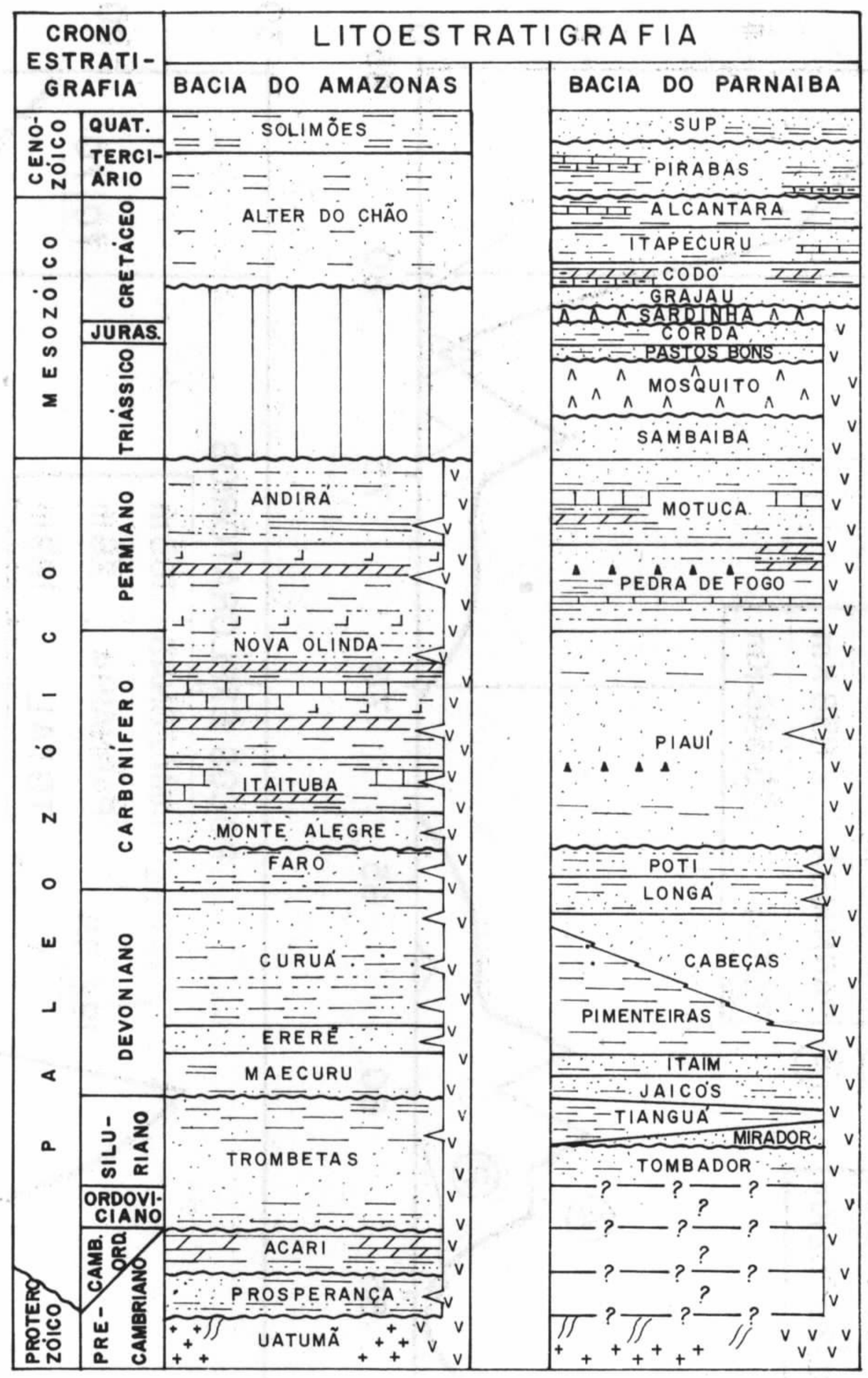


Fig.-8

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO

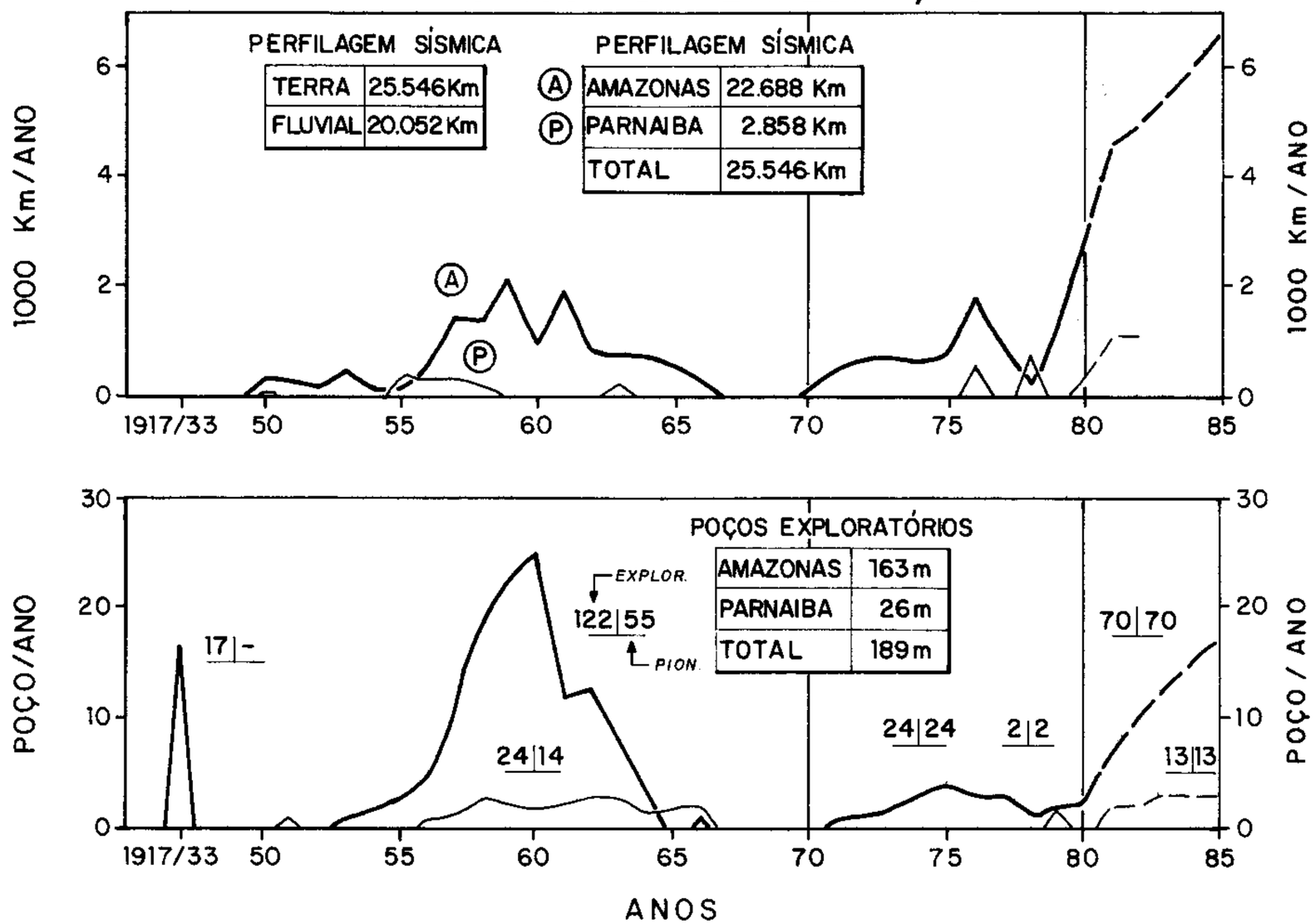


Fig. - 9

PERFILAGEM SÍSMICA

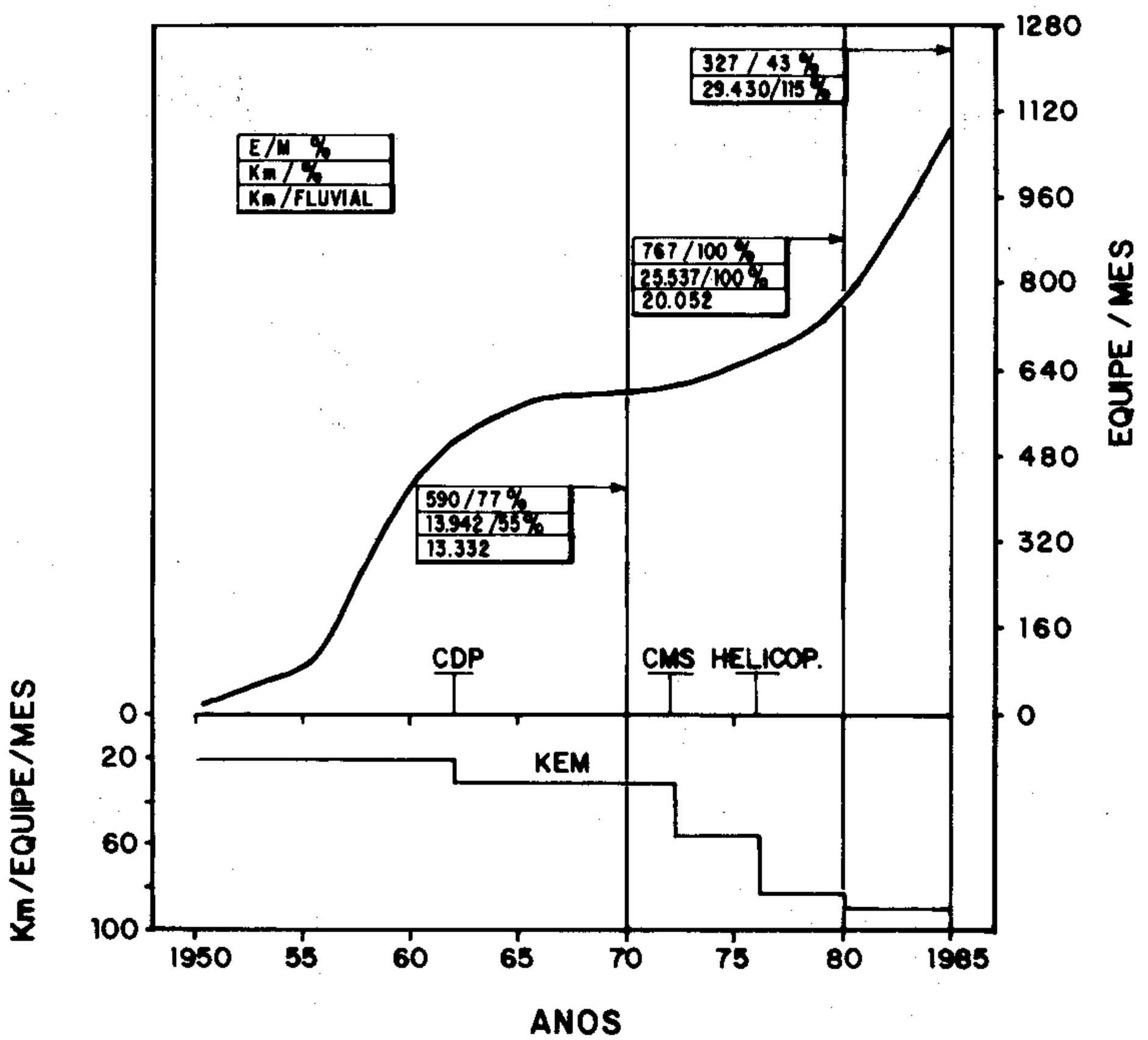


Fig.-10

POÇOS EXPLORATÓRIOS E METRAGEM PERFURADA

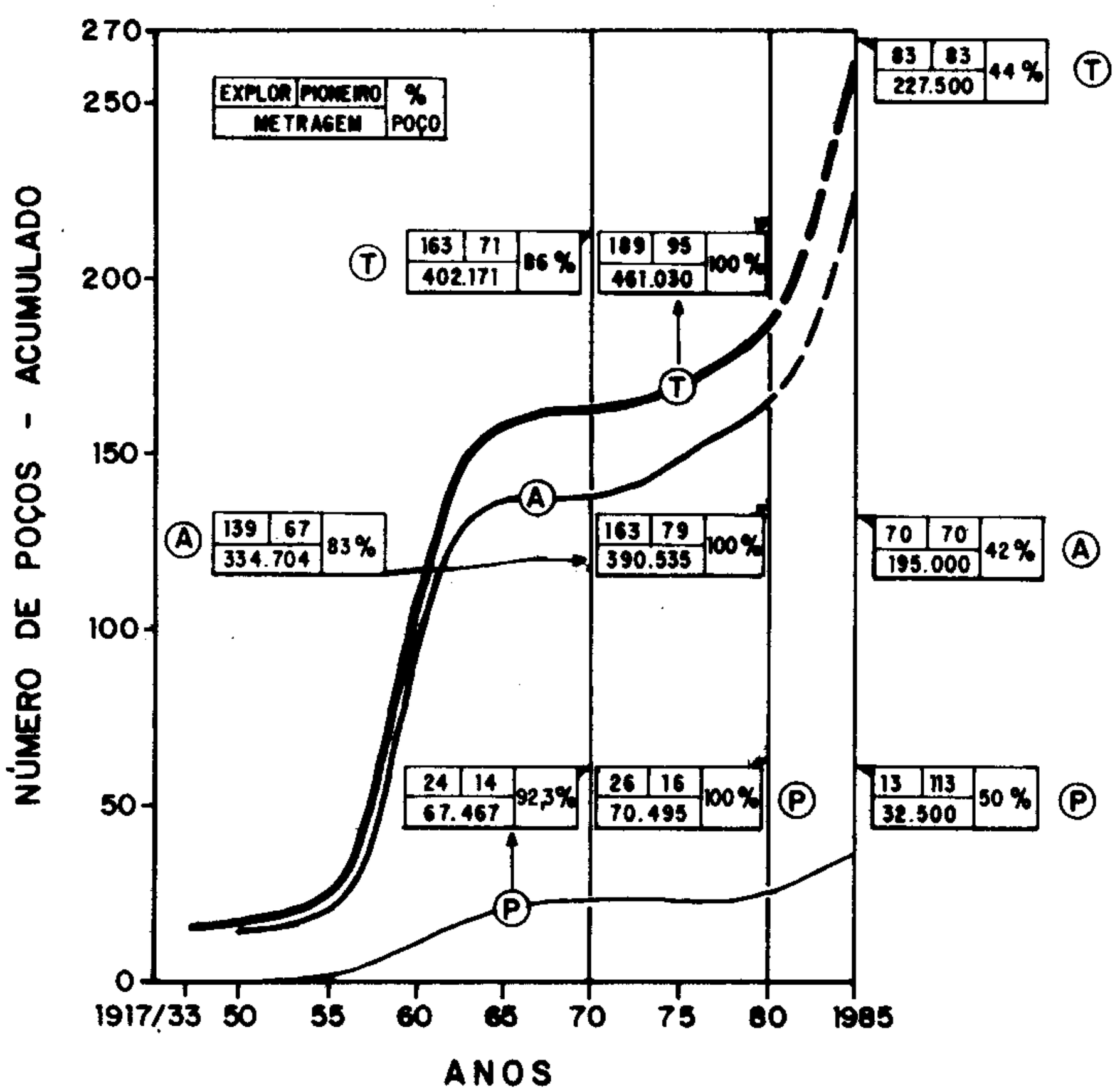


Fig.-11

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

RESULTADOS E PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS

ÁREA JURUÁ

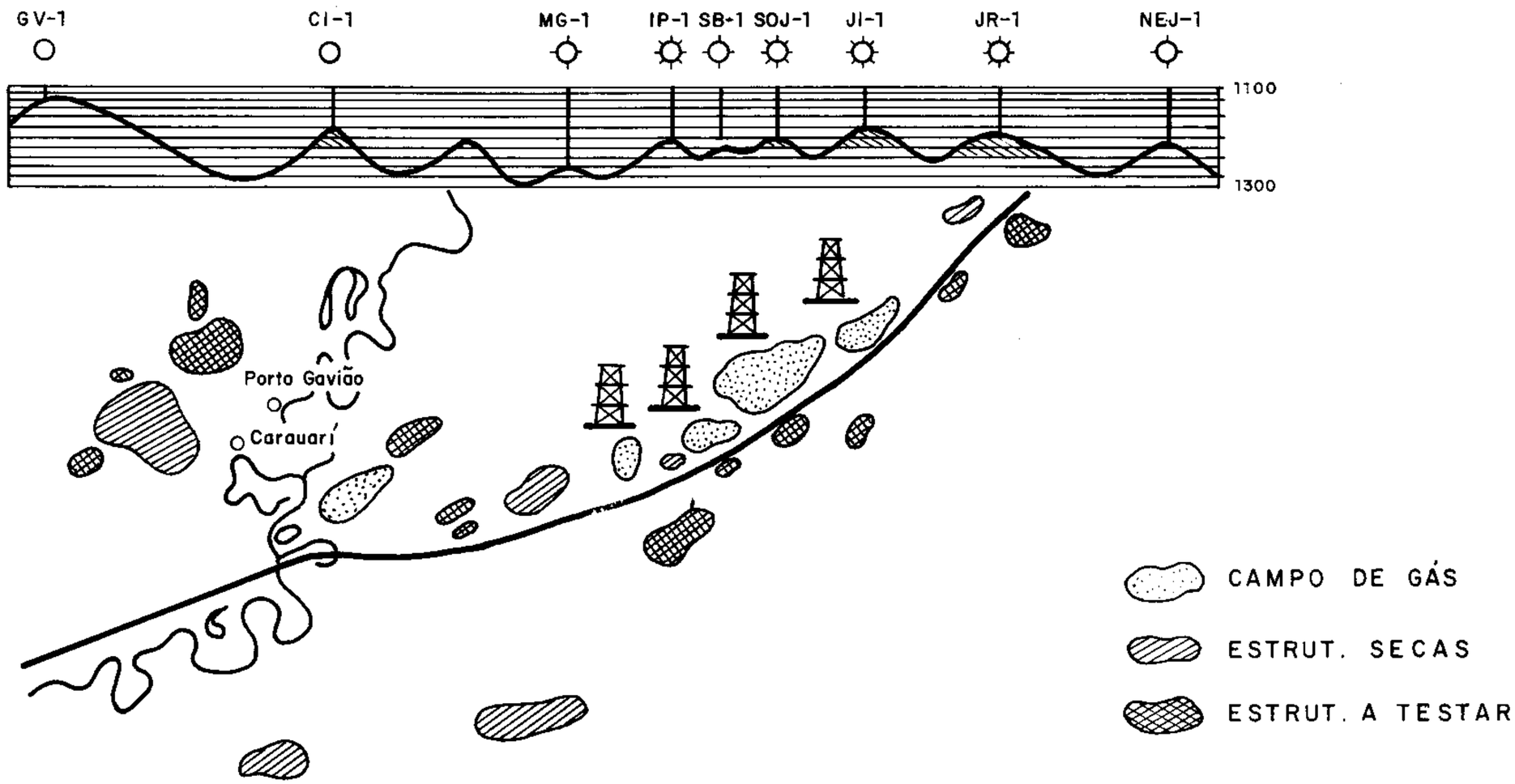


Fig.-12

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA: BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA – CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTO

Raul Guimarães Carneiro

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A. PETROBRÁS/Belém

ABSTRACT

The most important results of Petrobrás exploratory effort in Amazonia, are the discoveries of gas in Juruá - Upper Amazonas, where expressive structures of postpermian age were mapped.

Except these structures along the Juruá trend, the other known features in these basins are not, apparently, associated to alignments, existing doubts indeed, that they are really true closed structures. Invariably, such anomalies, when tested, turn out to be whithout hydrocarbons.

Besides the scarcity of expressive structurations in the Amazonas and Parnaíba basins, the presence of diabase and high velocity beds makes the seismic investigation difficult. The mapped structures, deep on the objectives, sometimes can not represent the reality. In this case, they would be due to velocity variations in the superior section intervals, originating false structures related to reflection time anomalies.

There is still the problem of the structuration age. Some structures could have been formed in a little propicious time to trap hydrocarbons originated of the Paleozoic sediments.

The Amazonas and Parnaíba basins show favorable geologic conditions to stratigraphic traps but they are of difficult delimitation, and to define them conveniently we need a correct interpretation of the deposicional models of involved units, which is only possible with seismic data of a very good quality.

Because they represent a high exploratory risk, the stratigraphic traps, in general, are not object of systematic and specific mapping, as the structures. Stratigraphic traps searches are recommendable when already confirmed the existence, and the potentiality of this kind of accumulation.

The subcomercial occurrences of Nova Olinda, Maués, Autás Mirim and Cuminá, in the Medium Amazonas, are related, mainly to stratigraphic trapments.

INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba (Fig.1) abrangem, aproximadamente, 1.700.000 km^2 e são preenchidas essencialmente por sedimentos paleozóicos - do Siluriano ao Permiano alcançando de 3.000 a 5.000 m de espessura máxima.

As formas que compõem o arcabouço estrutural dessas bacias paleozóicas, foram desenvolvidas, basicamente, em decorrência de movimentos verticais no craton, devido a subsidência diferencial e/ou eventos epirogenéticos ocorridos durante fases de reajustamentos mais ativos. As principais estruturações consistem de amplos arqueamentos interiores, falhamentos de gravidade de pequeno rejeito e ondulações com padrões variáveis, geralmente de relevo estrutural suave.

A conceituação atual sobre a tectônica das bacias desse tipo é baseada nas modernas classificações das bacias sedimentares, de acordo com suas características geológicas globais. Neste contexto, as bacias do Amazonas e do Parnaíba enquadram-se como do tipo I (Klemme, 1971), intracratônica de interior remoto de regiões estáveis (Weeks, 1952), ou ainda, como autogeossinclíneos (Dewey & Bird, 1970).

As bacias intracratônicas de interior estável são caracterizadas como depressões isoladas dentro do craton, subsidindo como bacia circular, elíptica ou em forma de calha, não associadas à cadeias de montanhas. Apresentam ciclo sedimentar simples, e, normalmente, localizam-se nas áreas do escudo pré-cambriano.

Sob o ponto de vista de petróleo, as bacias intracratônicas são de baixa produção de hidrocarbonetos por unidade de volume (milha cúbica) de sedimentos (Klemme, 1971). Nas bacias produtoras deste tipo, as acumulações de hidrocarbonetos representam apenas cerca de 1% da reserva mundial.

Desde o início da prospecção de petróleo no Brasil, as bacias do Amazonas e do Parnaíba, sempre foram valorizadas, principalmente pela potencialidade de geração e reservatórios da seção Siluro-devoniana-eocarbonífera (Fig.2).

Esforços intensivos foram aplicados pela Petrobrás no sentido de serem localizadas acumulações comercialmente produtivas. Apenas ocorrências subcomerciais foram constatadas nas áreas de Nova Olinda (1954), Autás Mirim (1959), Cuminã (1962) e Maués (1962), com exceção das descobertas recentes do Juruá-Alto Amazonas (1978) que efetivamente constituem campos de gás de importância comercial.

Neste artigo, focalizam-se de forma generalizada os principais aspectos relacionados as condições para trapeamentos de hidrocarbonetos nas bacias do Amazonas e do Parnaíba.

TRABALHOS EXPLORATÓRIOS

Os principais métodos utilizados na pesquisa de petróleo têm sido aplicados nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, mantendo-se sempre atualizados os critérios para seleção das áreas mais prospectáveis, na medida em que a tecnologia evolui e surgem novos processos de investigação.

As pesquisas realizadas incluem desde os procedimentos clássicos de mapeamentos de superfície até as modernas técnicas geofísicas, sensores remotos, análises estratigráficas de sistemas deposicionais, geoquímica aplicada à prospecção de petróleo, procurando-se os melhores meios para alcançar os objetivos com a perfuração de poços.

Através do esforço exploratório realizado, desenvolveram-se amplos conhecimentos sobre as bacias, definindo-se as sequências litoestratigráficas, distribuição das formações, composição litológica, dados paleontológicos, relacionamentos estruturais/estratigráficos, padrões deposicionais, parâmetros sedimentológicos, potencialidade de geração, enfim, grande acervo de dados valiosos que são utilizados exaustivamente na concepção de modelos e análises regionais sempre reestudados periodicamente.

Os trabalhos desenvolvidos seguiram a sistemática apropriada, sendo orientados conforme as necessidades de informações, realizando-se reconhecimentos em escala regional e programas de detalhe concentrados em áreas previamente selecionadas por apresentarem condições estratigráficas favoráveis.

Os dados sísmicos de reflexão nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, são dificultados, em parte, pela presença de diques e soleiras de diabásio e principalmente pelas camadas de alta velocidade existentes nessas bacias. A qualidade dos registros sísmicos é prejudicada por interferências na propagação e recepção dos sinais, podendo mascarar o caráter estrutural dos horizontes sísmicos e, por conseguinte, limitar o poder de resolução.

A aplicação de técnicas atuais mais sofisticadas, tem proporcionado registros bem superiores aos do passado, porém ainda com limitações para resolver problemas de mapeamento dos objetivos profundos em algumas condições geológicas desfavoráveis.

PROSPECTOS ESTRUTURAIS

As acumulações de hidrocarbonetos relacionadas a trapeamentos estruturais ,

constituem os prospectos exploratórios principais e são evidentemente os de primeira prioridade porque oferecem melhores perspectivas de sucesso e é de onde se pode esperar descobertas de grandes reservas de petróleo.

No processo exploratório das bacias do Amazonas e do Parnaíba, cujo conhecimento geológico atual já é bastante avançado, a grande meta e expectativa na pesquisa, sempre foi encontrar grandes estruturas formadas em tempo geológico adequado e em padrão geométrico capaz de proporcionar trapeamentos para acumulações significativas de hidrocarbonetos.

Nas investigações de trapas estruturais, foram empregados, intensivamente, nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, mapeamentos geológicos de superfície e trabalhos de interpretação fotogeológica-análise morfoestrutural, com a finalidade de localizar feições expressivas à acumulações de petróleo e, objetivando também, selecionar áreas para melhor orientação dos levantamentos geofísicos. Estes, constituem, naturalmente, os métodos mais usados, para obter informações estruturais de subsuperfície.

Os melhores resultados obtidos até o momento, são os mapeamentos que vêm sendo realizados, através de sísmica (reflexão), das estruturas dômicas de idade pós-permiana que formam o alinhamento do Juruá na bacia do Alto Amazonas, onde os poços exploratórios perfurados a partir de 1978 revelaram acumulações de gás compreendendo reservas já comprovadas, acima de 3 bilhões de m3 (Fig.3).

Aspectos dos mais importantes sobre as estruturas do Juruá é que, além de bastantes expressivas, elas fazem parte de um alinhamento estrutural bem definido caracterizando uma condição muito apropriada para trapeamentos de volumes significativos de HC. Admite-se que essa estruturação tenha ocorrido na bacia do Alto Amazonas devido reflexos da orogenia herciniana tardia, atuante no cinturão móvel andino.

Interessante seria que tipos de prospectos estruturais muito bons, semelhantes ao Juruá, surgissem também nas bacias do Médio/Baixo Amazonas e do Parnaíba. Entretanto, o que se tem verificado, apesar da amostragem ainda insuficiente, são tipos de estruturas, em geral, de reduzida extensão em área e pequeno relevo estrutural como as que mostram a Fig.4.

Suspeita-se que a maioria dessas estruturas suaves, sem direções preferenciais definidas, foi formada em tempo tardio, não ocorrendo na ocasião mais adequada para servirem de trapas aos hidrocarbonetos que teriam sido gerados dos sedimentos paleozóicos.

PROSPECTOS ESTRATIGRÁFICOS

De um modo geral, os trapeamentos estratigráficos dependem de inúmeros fatores que variam acentuadamente e de maneira complexa. Para mapear, convenientemente, esses tipos de acumulações, são necessários dados sísmicos de muito boa qualidade a fim de definir os sistemas deposicionais relativos as seqüências sedimentares da bacia e determinar corretamente suas distribuições litofaciológicas.

Nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, os prospectos estratigráficos de maior potencial para petróleo, são as seqüências de clásticos terrígenos de idade siluro devoniana-eocarbonífera as quais apresentam interrelacionamentos de folhelhos e arenitos favoráveis para geração, reservatórios e eventuais trapas de hidrocarbonetos.

Os sistemas deposicionais que originaram, nessas bacias, as diversas unidades litoestratigráficas prospectivas, foram estudados em nível de integrações regionais a partir de investigações petrográficas detalhadas, análises dos processos diagenéticos, interpretação de estruturas sedimentares e conceituação de modelos tecto-sedimentares. Os resultados forneceram mapas paleoambientais (Figs. 5 e 6), distribuição das litofácies e avaliação dos reservatórios com base nos dados de permoporosidade. O potencial para geração de hidrocarbonetos foi definido por análises geoquímicas, estudos de palinofácies e determinação dos indícios de maturação termal.

A seleção dos prospectos prioritários evidenciou diversas situações com possibilidades para eventuais trapas estratigráficas, valorizadas pela presença de reservatórios de permoporosidades adequadas, interdigitados com folhelhos de bom potencial gerador.

Na bacia do Amazonas, podem ser destacados como exemplos de modelos apropriados para acumulações, as situações ilustradas nas Figs.7 e 8 com as seguintes características:

A - Formação Ererê - Esta unidade, como mostra a Fig.7, corresponde, no flanco sul da bacia, a um sistema deltaico apresentando arenitos favoráveis para servir de reservatórios, sobrepostos pelos folhelhos do membro Barreirinhas (Formação Curuá), onde estes, coincidentemente, atingiram as condições adequadas de maturação.

B - Membro Curiri - Para este prospecto são consideradas duas possibilidades, admitindo-se em ambas, permeabilidade para permitir migração lateral de HC, provenientes dos folhelhos marinhos da própria unidade. A primeira possibilidade teria como reservatórios os arenitos de canais fluvio-glaciais no Curiri Inferior (Fig. 8); na segunda possibilidade, a mais importante, os reservatórios seriam os arenitos basais deltaicos do Curiri Superior.

Na Bacia do Parnaíba, as melhores perspectivas para trapeamentos estratigráficos são os tipos de interdigitações mostrados na Fig.9. São arenitos deltaicos da Formação Cabeças (reservatórios em potencial) que acunham, entre folhelhos pró-deltaicos, na direção de mergulho acima, para as margens oeste e sudoeste da bacia.

PROSPECTOS ESTRUTURAIS ESTRATIGRÁFICOS

Alguns tipos de prospectos nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, com condições para trapeamentos de hidrocarbonetos, combinando fatores estruturais e estratigráficos, são as situações de discordâncias e truncamentos que ocorrem no flanco leste-sudeste do Arco Purus e no flanco sul do Arco Ferrer. Nestes casos, valoriza se a pesquisa de hidrocarbonetos, inclusive porque os altos regionais e as bordas das bacias são sítios preferenciais de migração do petróleo. Outro fator também muito positivo para os referidos prospectos, é que, existem inúmeros exemplos de campos petrolíferos associados à discordâncias, as quais são acompanhadas de importantes modificações hidrodinâmicas devido as movimentações com basculamentos nas fases pré-discordância.

O Arco Purus (Fig.10) caracteriza-se como feição de grandes dimensões formando um amplo alto estrutural que separa as bacias do Médio/Baixo Amazonas e do Alto Amazonas. O comportamento estratigráfico das formações da bacia do Amazonas na área do Arco Purus, bem como a estruturação do arco e suas possibilidades petrolíferas foram analisadas devidamente em diversos estudos com definição dos modelos sedimentares e avaliação geoquímica das unidades geradoras.

A Formação Monte Alegre (arenitos do eocarbonífero) que, na bacia, constitui um dos principais objetivos como reservatório, sobrepõe, discordantemente e truncando todas as formações siluro-devonianas, subaflorantes na margem oeste da bacia do Médio Amazonas.

Em termos de prospectividade para hidrocarbonetos, o flanco leste-sudeste do Arco Purus apresenta tanto unidades para servirem de selantes, quanto reservatórios e geradores em potencial.

Entre os modelos de acumulações possíveis para a região do Arco Purus, destacam-se os seguintes:

- mudanças de fácies na Formação Monte Alegre e truncamento das areias pelos capeadores da Formação Itaituba (Fig. 11A);
- ausência das areias da Formação Monte Alegre e recobrimento dos sedimentos capeadores da Formação Itaituba sobrepondo-se aos reservatórios siluro-devonianos (Fig.11B);
- paleo-relevo associado a bloco alto do siluro-devoniano (Fig. 11C).

Quanto ao Arco Ferrer, seu arcabouço geológico apresenta a configuração mostrada na Fig.12 podendo-se observar que o desenvolvimento da feição ocorreu em duas fases principais. Na primeira, a margem norte da bacia do Parnaíba foi soer - guida devido movimentação epirogenética originando a formação parcial do arco e

resultando na discordância angular pré-cretácea que trunca falhamentos e as unidades paleozóicas soerguidas. A segunda fase relaciona-se à sedimentação da seqüência cretácea prevalecendo subsidência diferencial com basculamento para norte e pequenos falhamentos associados.

Prováveis tipos de trapas nos prospectos do Arco Ferrer são os seguintes:

- areias cretáceas basais (Fm.Grajaú) ocupando depressões na superfície erosiva pré-cretácea e capeadas por folhelhos da Formação Codó (Fig.13A);
- truncamento "mergulho acima" de arenitos paleozóicos (Serra Grande e principalmente Cabeças) capeados por folhelhos da Formação Codó (Fig.13B).

CONCLUSÕES

A pesquisa de petróleo nas bacias do Amazonas e do Parnaíba revelou, até o presente, apenas no Juruá-Alto Amazonas, descobertas significantes de gás. Nestas ocorrências, os trapeamentos são em estruturas expressivas, formadas provavelmente, em conseqüência de manifestações da orogenia herciniana tardia, atuante no cinturão móvel andino.

As ocorrências subcomerciais de Nova Olinda, Autás Mirim, Cuminá e Maués são acumulações muito pequenas e suas condições de trapeamentos estão condicionadas a fatores estruturais-estratigráficos sendo de difícil prospecção e, normalmente, envolvem grandes riscos de exploração com reduzidas possibilidades de proporcionarem reservas apreciáveis de hidrocarbonetos.

Acredita-se que os esforços exploratórios não corresponderam as reais expectativas, devido principalmente a ausência de estruturas formadas em tempo geológico adequado e em padrão geométrico capaz de garantir trapeamentos para acumulações de grande porte.

As áreas mais favoráveis à existência de estruturas foram pesquisadas intensamente, não se obtendo os resultados esperados. Se existem, nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, feições com apreciáveis volumes de petróleo trapeados, não foram encontradas, ainda, evidências alentadoras que permitam chegar a essa conclusão.

BIBLIOGRAFIA

CARNEIRO,R.G. e NEVES,C.A.O.-1979-Bacia do Maranhão.Revisão de Prospectos. Programas exploratórios. PETROBRÁS.DENOR. Relatório 425-M.

CARNEIRO,R.G. e JUCÁ,G.A.C.-1978-Prospecto Arco Ferrer. Relatório de Progresso. PETROBRÁS.DENOR.Relatório 418-M.

CAROZZI,A.V.,FALKENHEIN,F.U.H.,CARNEIRO,R.C.C.,ESTEVES,F.R. e CONTREIRAS,C.J.A. -1974-Environmental and Synsedimentary Tectonic Evolution Applied to Petroleum Evaluation of the Silurian to Eo-Carboniferous Clastics of the Maranhão Basin. PETROBRÁS.RENOR.Relatório 397-M (SIEX-130-4907).

CAROZZI,A.V.,PAMPLONA,H.P.,CASTRO,J.C. e CONTREIRAS,C.J.A.-1973-Environmental and Synsedimentary Tectonic Evolution Applied to the Petroleum Evaluation of the Paleozoic Clastics of the Middle Amazonas Basin.PETROBRÁS.RENOR.Relatório 666-A. (SIEX-130-4621).

CUNHA,F.M.B.,CARNEIRO,R.G.C. e CAPUTO,M.V.-1971-Estudo geomorfológico preliminar da Bacia do Médio Amazonas. PETROBRÁS.RENOR.Relatório 634-A.

DELLA-PIAZZA,H. e PORTO,R.-1975-Reavaliação das possibilidades petrolíferas do Arco Ferrer.PETROBRÁS.DEXPRO-DIVEX.Relatório 400-M/RENOR.

DEWEY,J.F. e BIRD,J.M.-1970-Plate Tectonics and Geosynclines. Tectonophysics, 10 (5/6): 625-638.

KLEMME,H.D.-1971-The giants and the super-giants.-What giants and their basins have in common. Pt1.Oil Gas Journal,69 (9): 85-90.

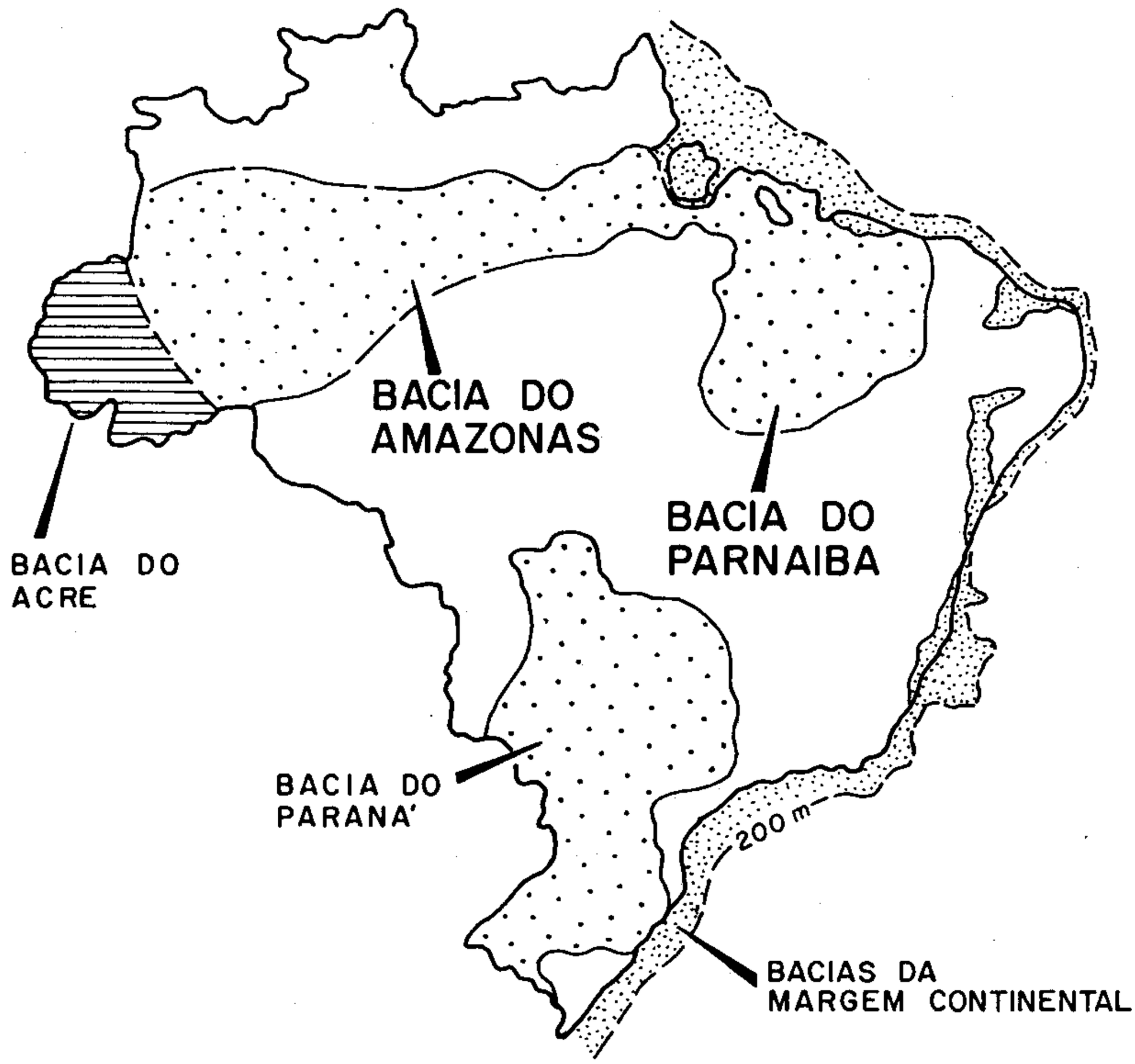
_____.-To find a giant,find the right basin. Pt2. Gas Journal,69 (10).103 - 107,110.

_____.-Look in Permian reservoirs or younnger to find super giants. Pt3.Oil Gas Journal,69 (11): 96-98,100.Extraído: AAPG,1970. Memoir 14:502-555.

LEVORSEN,A.J.-1960-Paleogeologic maps.San Francisco,W.H.Freeman,174 pp.

PORTO,R.,CAPUTO,M.V.,CARNEIRO,R.G.,ARAUJO,J.B.,BRITO,C. e OKADA,A.H.-1975-Arco Purus.Projeto de avaliação e programação.PETROBRÁS.DEXPRO-DIVEX.Grupo do Amazonas.Relatório 699-A (SIEX-103-4969).

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



BACIAS

INTRACRATÔNICAS-INTERIOR ESTÁVEL

TIPO "RIFT" E MARGINAL ABERTA

PLATAFORMA DE EXOGEOSSINCLÍNEO

FIG. 1

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

COLUNA GEOLÓGICA

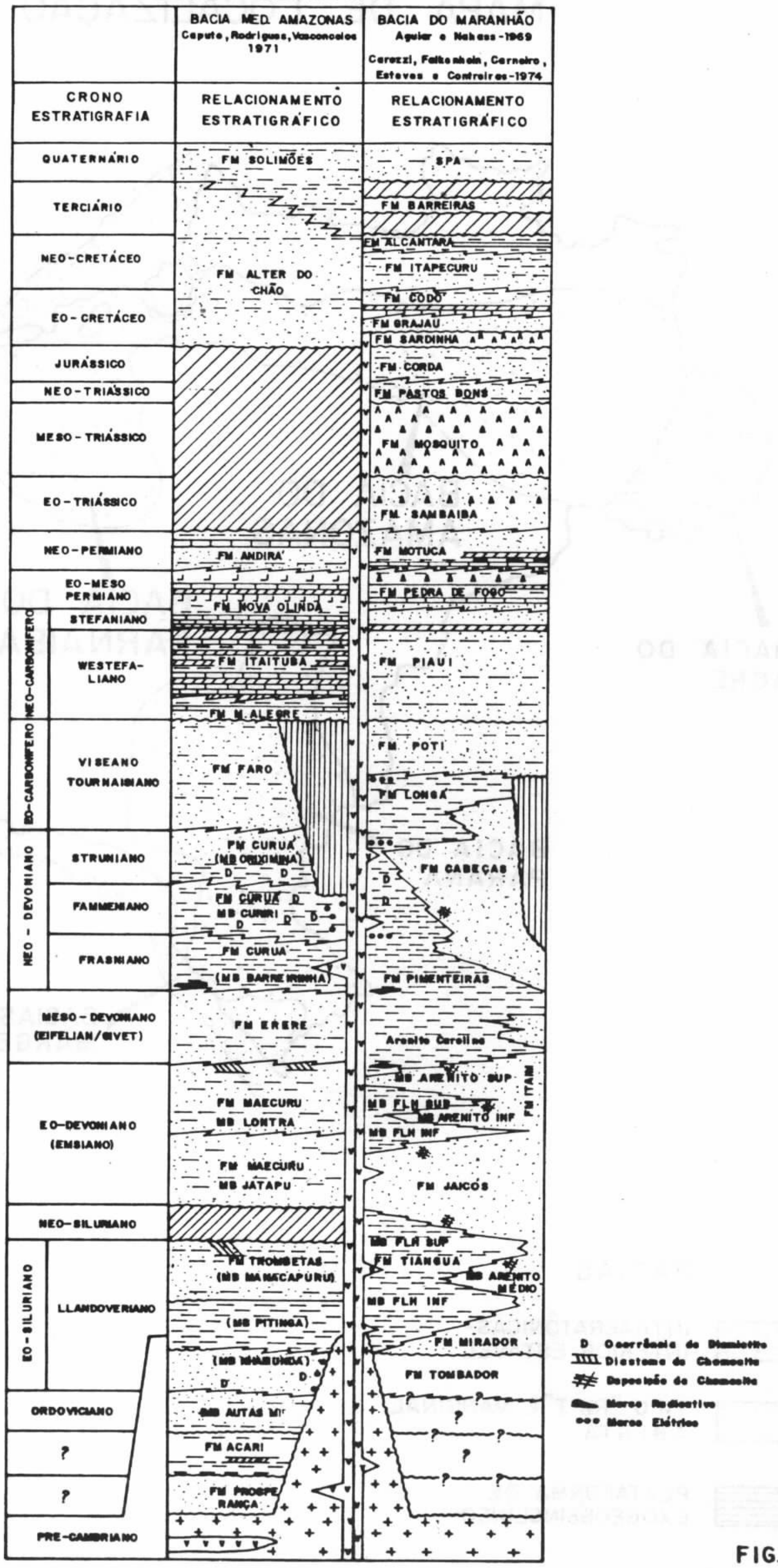
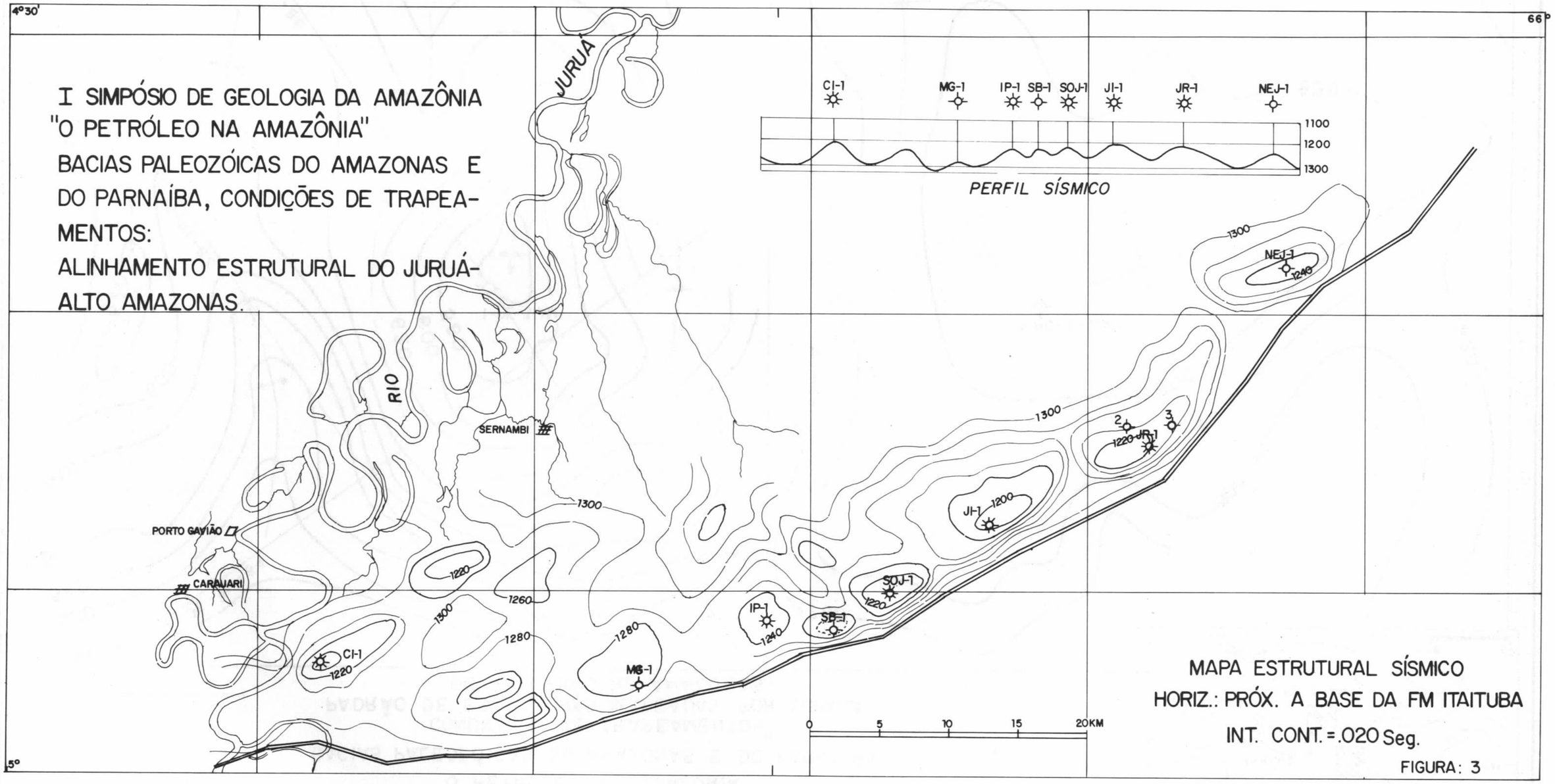


FIG. 2


I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA"
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA, CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS:
ALINHAMENTO ESTRUTURAL DO JURUÁ-ALTO AMAZONAS.
4°30'
66°
5°
JURUÁ
RIO
SERNAMBI
PORTO GAVIÃO
CARAUARI
CI-1
MG-1
IP-1
SB-1
SOJ-1
JI-1
JR-1
NEJ-1
1100
1200
1300
PERFIL SÍSMICO
1300
1240
1220
1200
1260
1280
0
5
10
15
20KM
MAPA ESTRUTURAL SÍSMICO
HORIZ.: PRÓX. A BASE DA FM ITAITUBA
INT. CONT. = .020 Seg.
FIGURA: 3

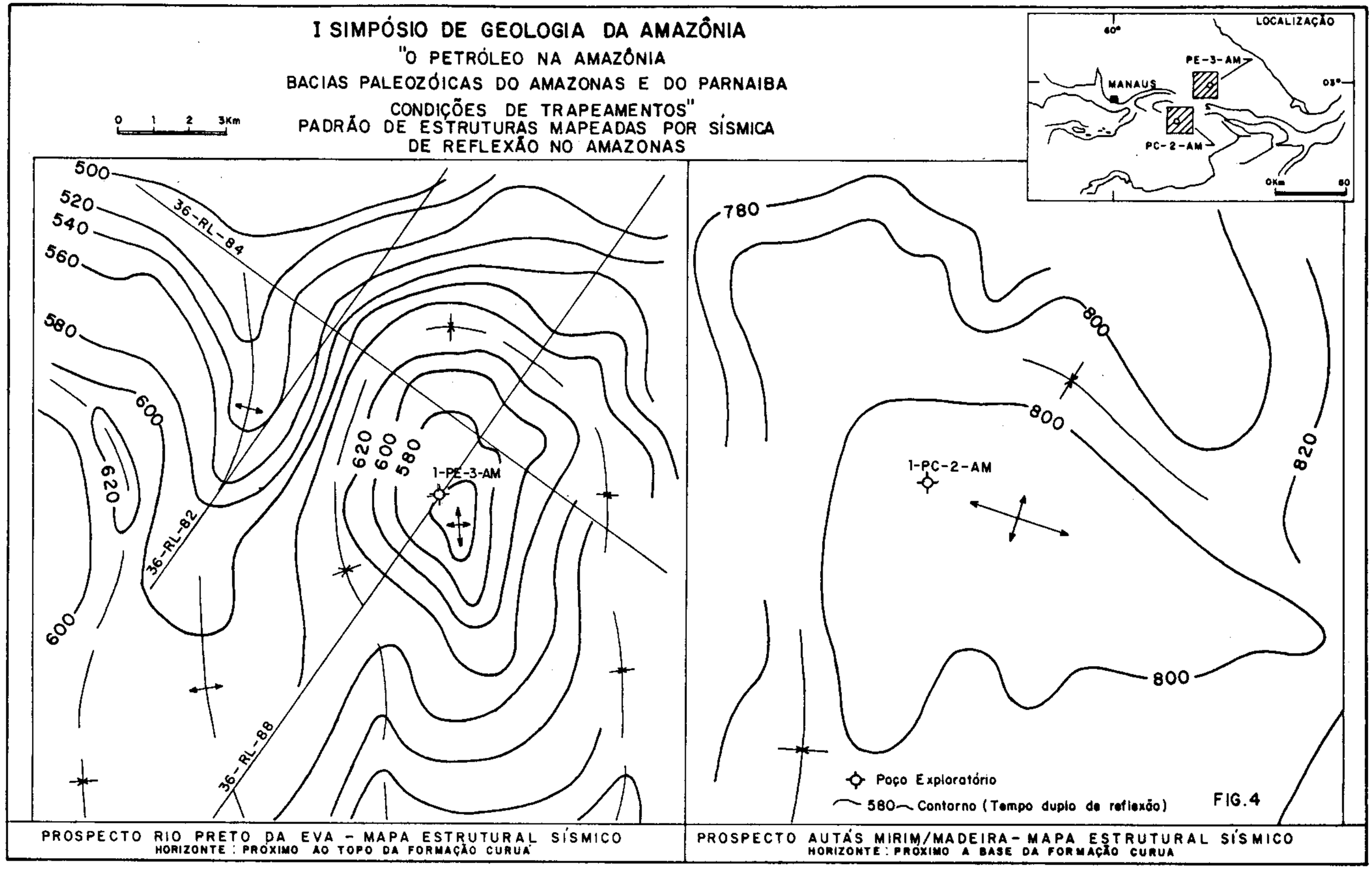
I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA

BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

PADRÃO DE ESTRUTURAS MAPEADAS POR SÍSMICA DE REFLEXÃO NO AMAZONAS



PROSPECTO RIO PRETO DA EVA - MAPA ESTRUTURAL SÍSMICO
HORIZONTE : PRÓXIMO AO TOPO DA FORMAÇÃO CURUÁ

PROSPECTO AUTÁS MIRIM/MADEIRA - MAPA ESTRUTURAL SÍSMICO
HORIZONTE : PRÓXIMO A BASE DA FORMAÇÃO CURUÁ

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA".
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS.

AMBIENTES DEPOSICIONAIS

FORMAÇÃO MAECURU INFERIOR

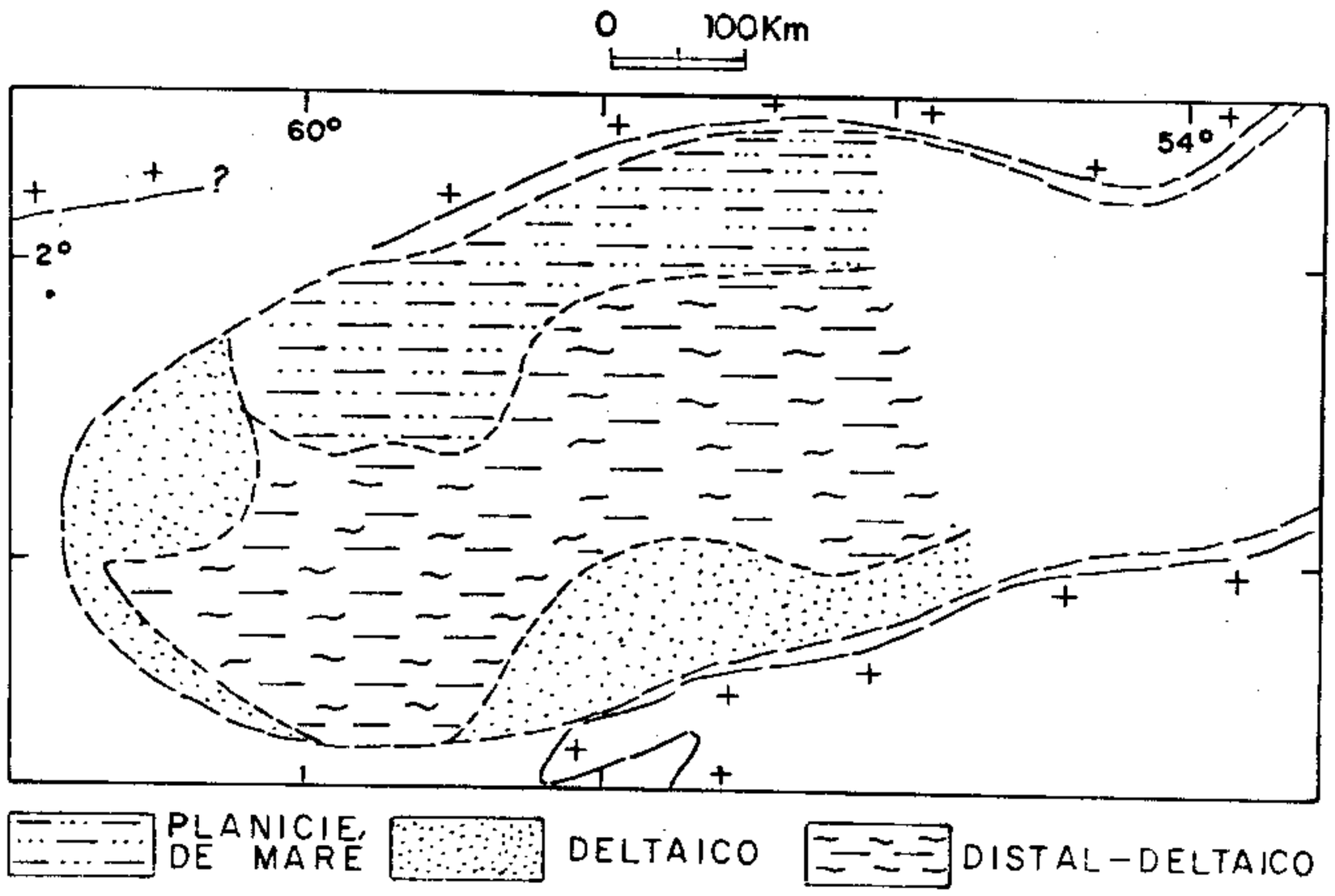
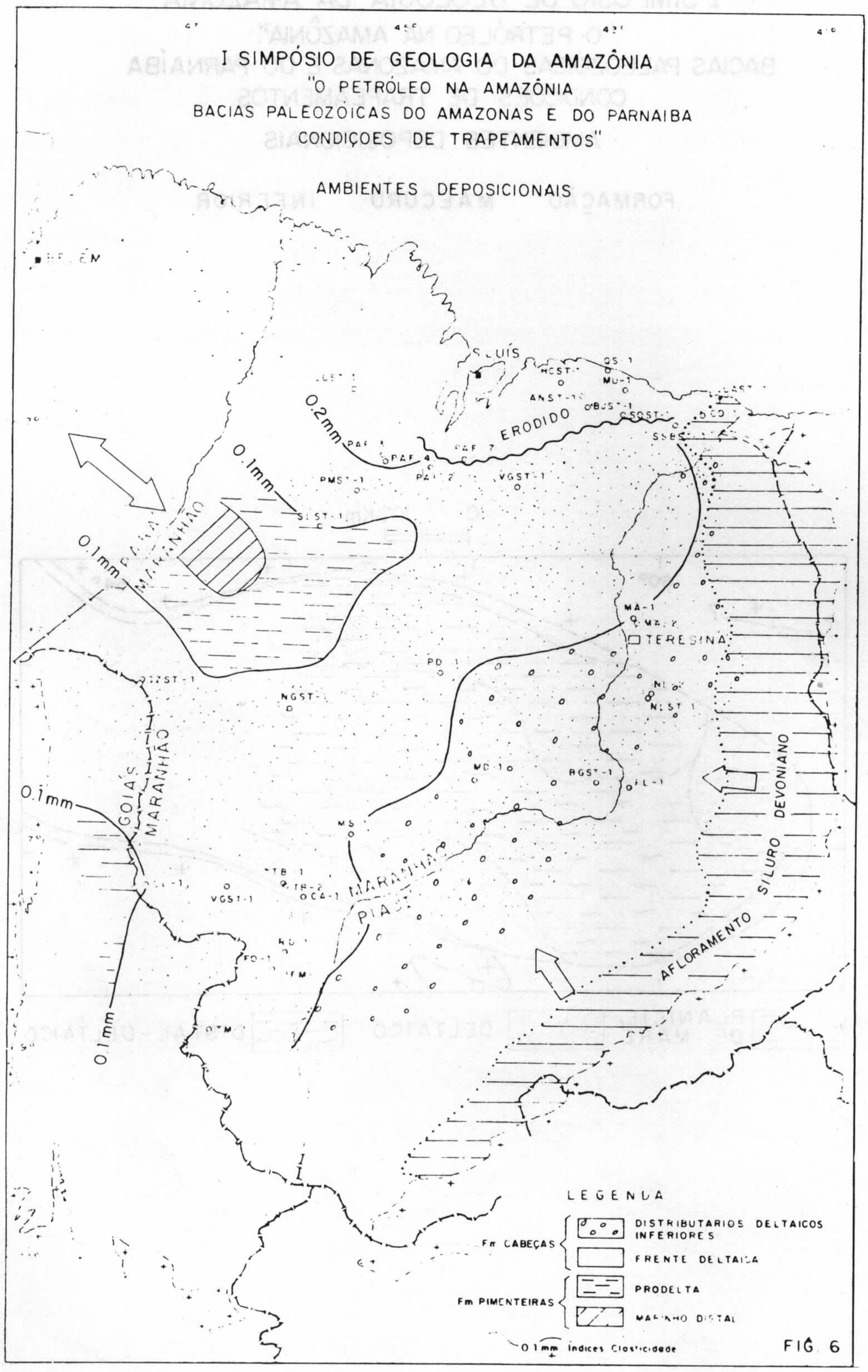
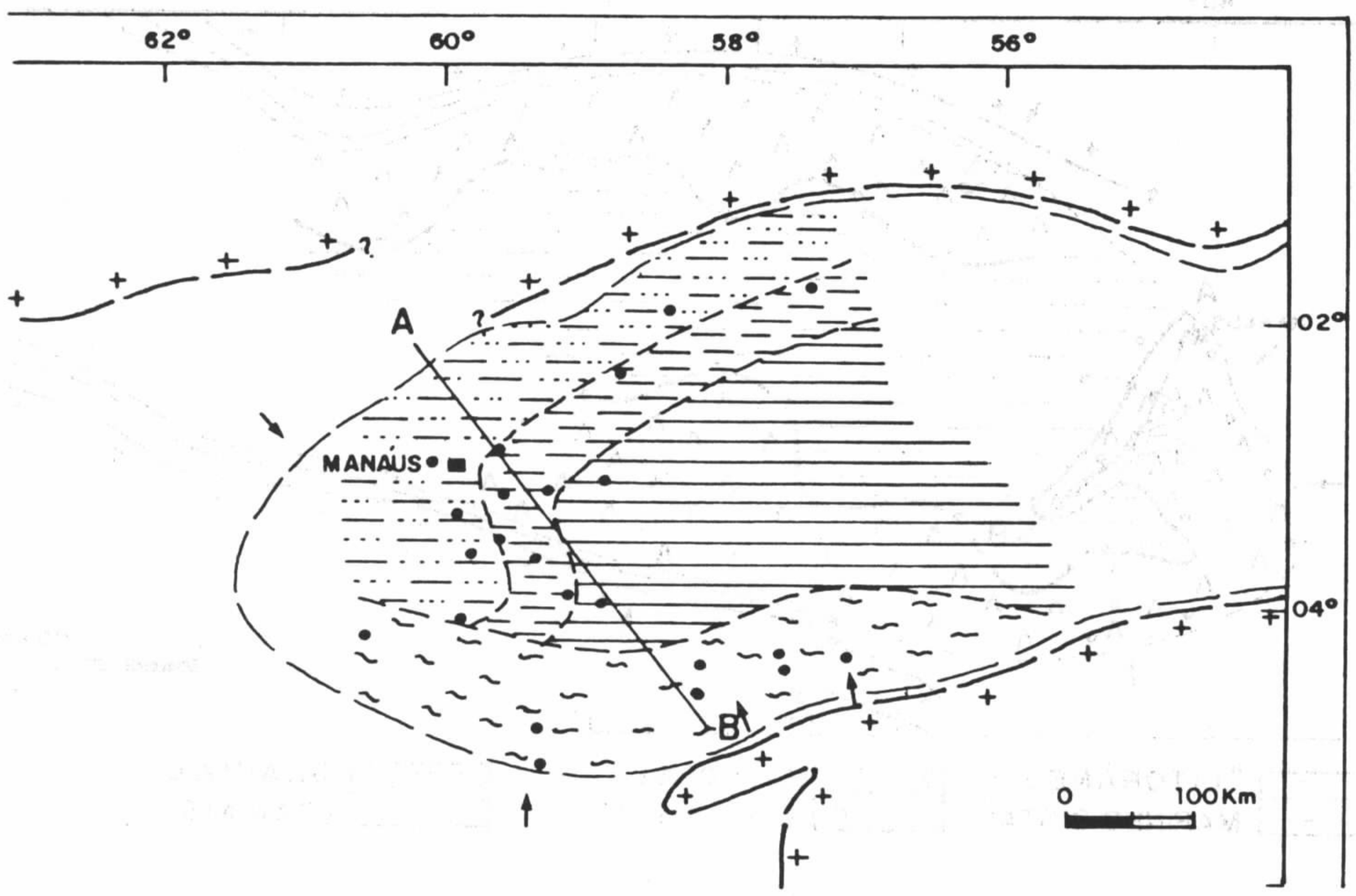


FIGURA: 5


I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇOES DE TRAPEAMENTOS"
AMBIENTES DEPOSICIONAIS
S. LUÍS
TERESINA
0.2mm
0.1mm
ERODIDO
PARÁ MARANHÃO
GOIÁS MARANHÃO
MARANHÃO PIAUÍ
AFLORAMENTO SILURO DEVONIANO
LEGENDA
Fm CABEÇAS
DISTRIBUTARIOS DELTAICOS INFERIORES
FRENTE DELTAICA
Fm PIMENTEIRAS
PRODELTA
MARINHO DISTAL
0.1mm índices Elasticidade
FIG. 6

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

PROSPECTO FORMAÇÃO ERERÊ
DISTRIBUIÇÃO DE FÁCIES



CORTE ESQUEMÁTICO

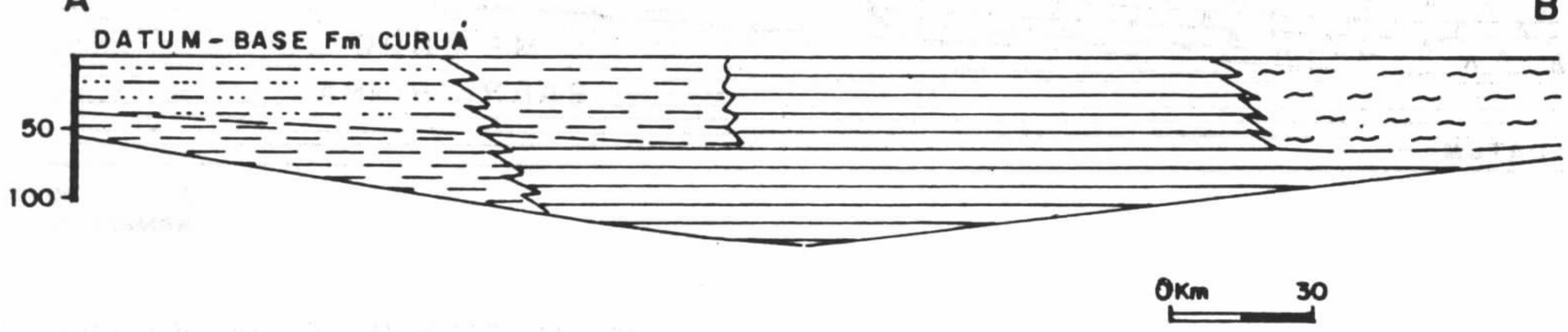
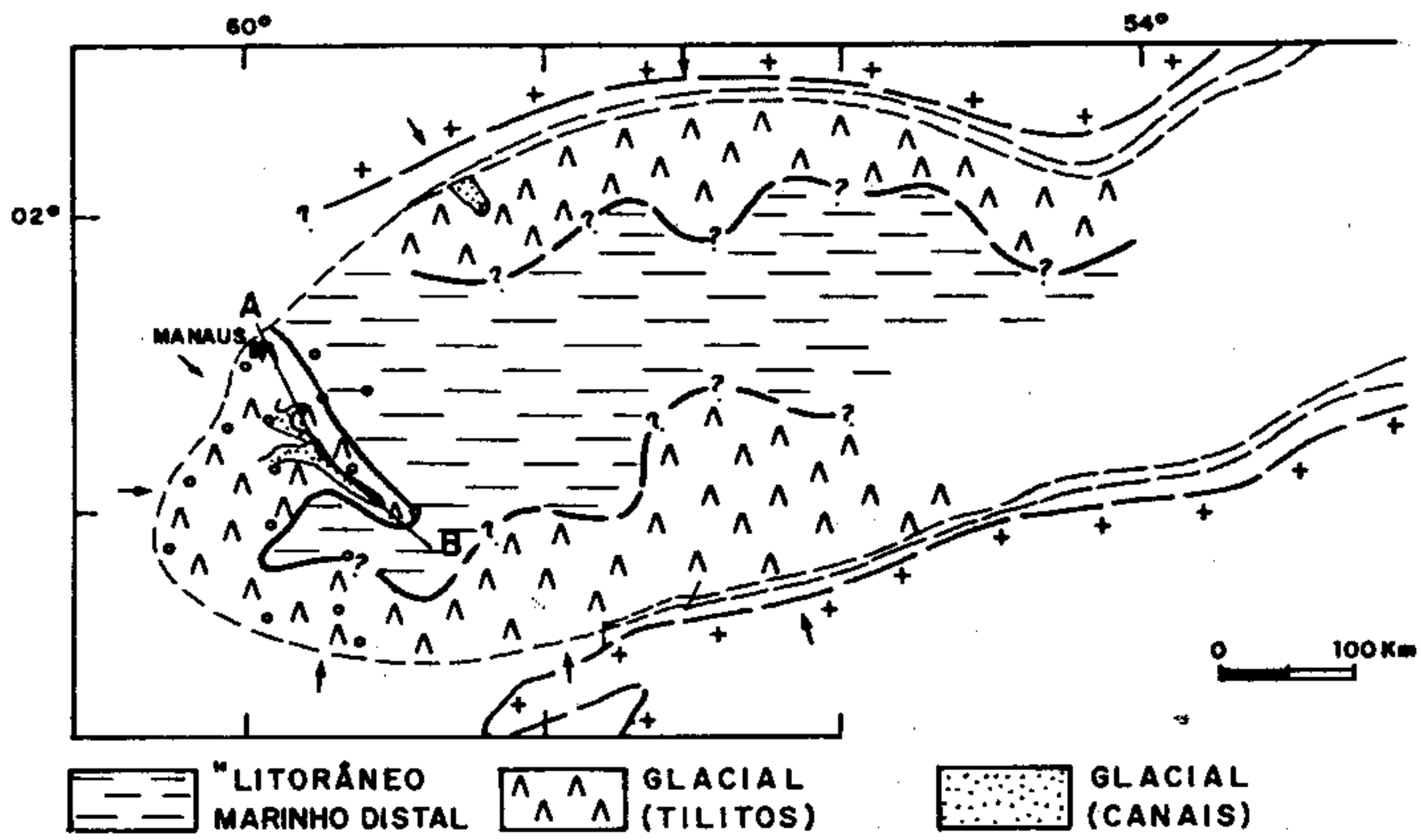
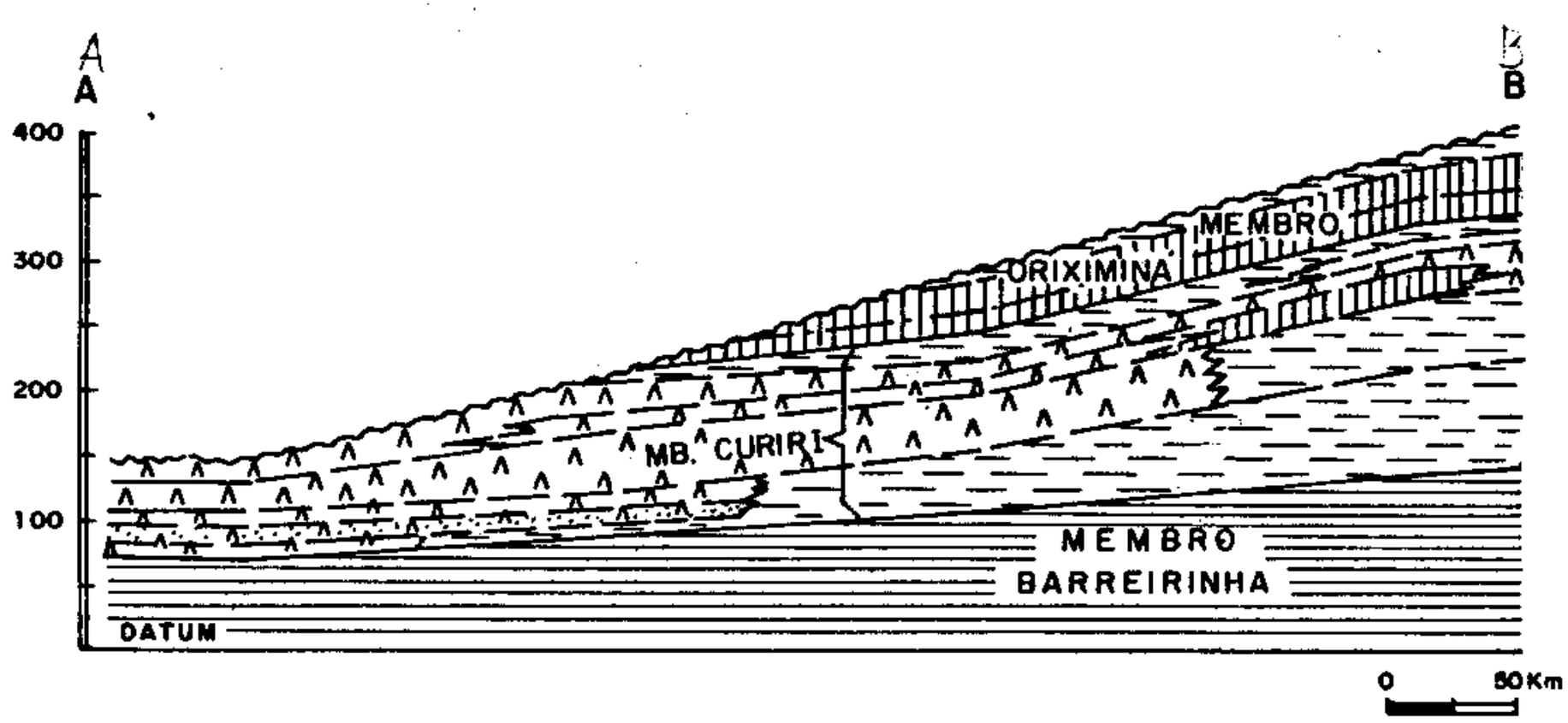


FIG. 7

SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

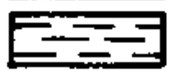
PROSPECTO MEMBRO CURIRI
DISTRIBUIÇÃO DE FÁCIES

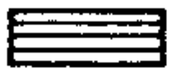




DATUM: BASE DE FOLHELHO RADIOATIVO

FLUVIAL / DELTÁICO


"LITORÂNEO"


MARINHO DISTAL

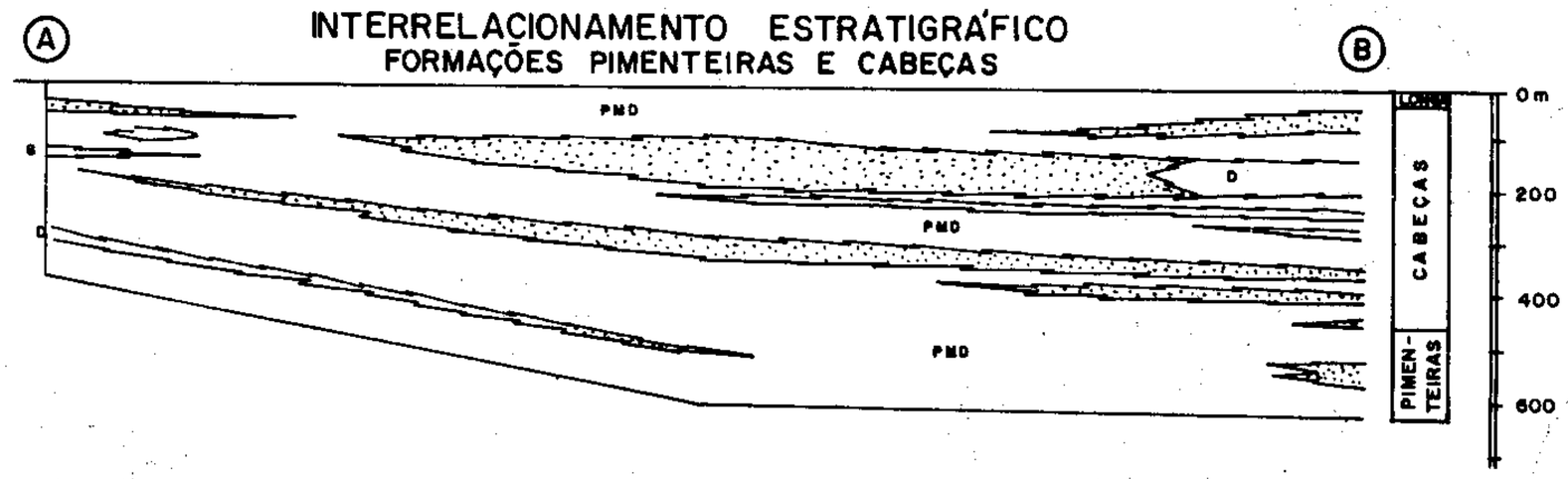
GLACIAL (TILITOS)

CANAIS GLACIAIS

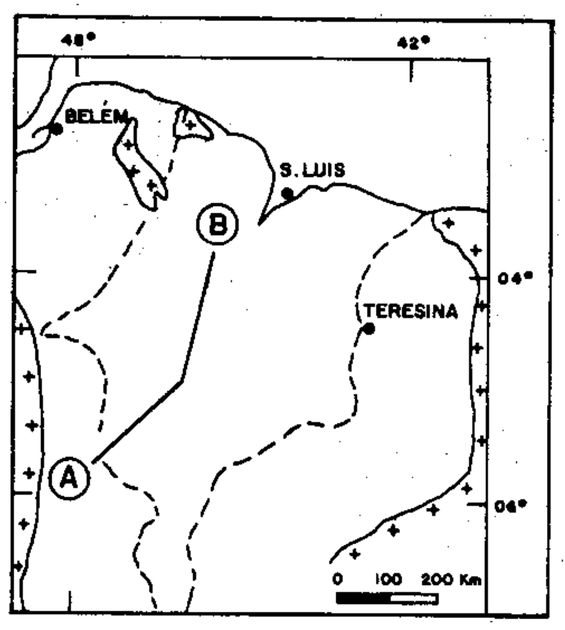
FIG. 8

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

INTERRELACIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO
FORMAÇÕES PIMENTEIRAS E CABEÇAS



LOCALIZAÇÃO



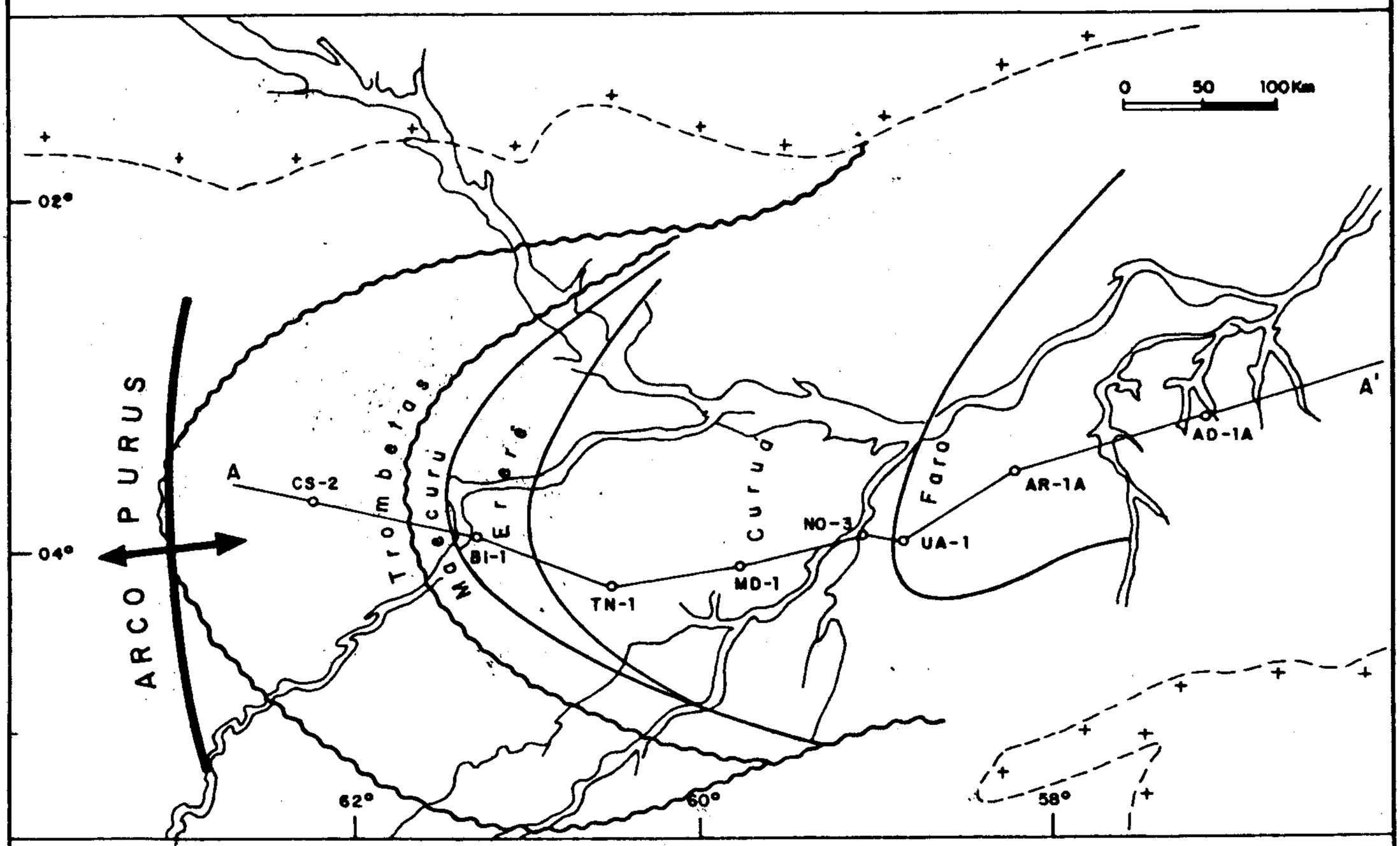
LEGENDA

D	DISTRIBUTÁRIOS DELTÁICOS
	FRENTE DELTÁICA
PMD	PRODELTA E MARINHO DISTAL
G	GLACIAL - DIAMITITOS

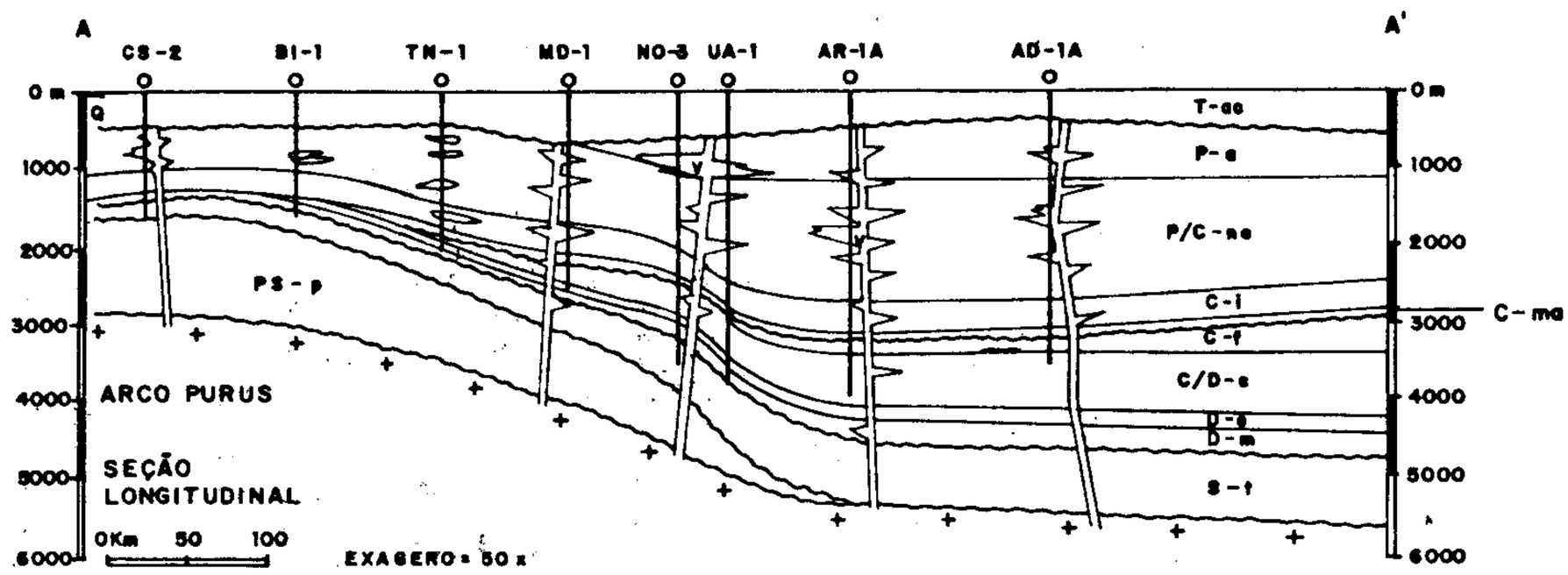
FIG. 9

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

ARCO PURUS - ARCABOUÇO ESTRUTURAL - ESTRATIGRÁFICO



SUB AFLORAMENTO AO NÍVEL DA DISCORDÂNCIA PRÉ-MONTE ALEGRE (ESC = 1:5.000.000)



LEGENDA

Q	Quaternário	C/D-c	Curuá
T-ac	Alter do Chão	D-e	Ererê
P-a	Andirá	D-m	Maecuru
P/C-no	Nova Olinda	S-t	Trombetas
C-i	Itaituba	PS-p	Prosperança
C-ma	Monte Alegre		Diabásio
C-f	Faro		Embasamento

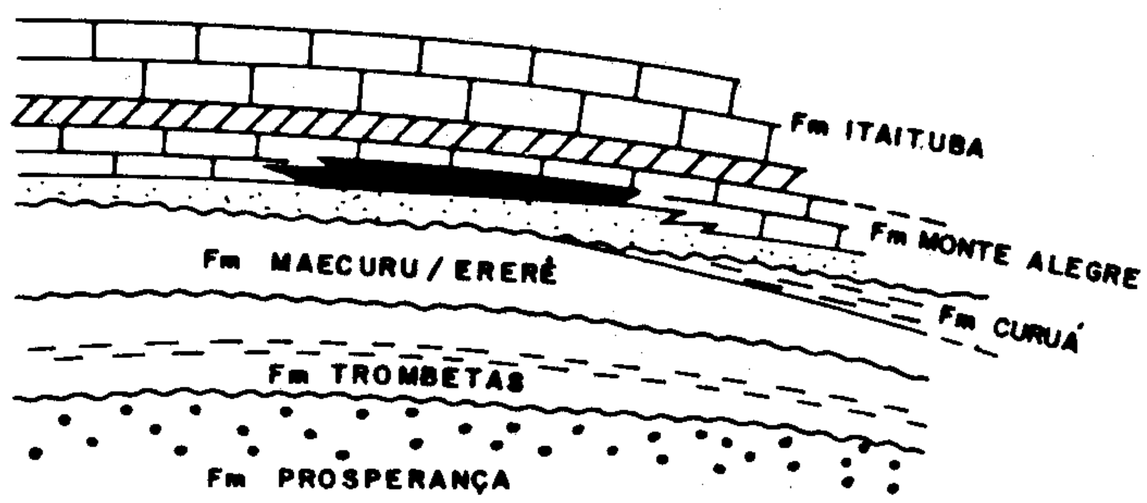
FIG. 10

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

TIPOS DE POSSÍVEIS TRAPAS ASSOCIADAS AO ARCO PURUS

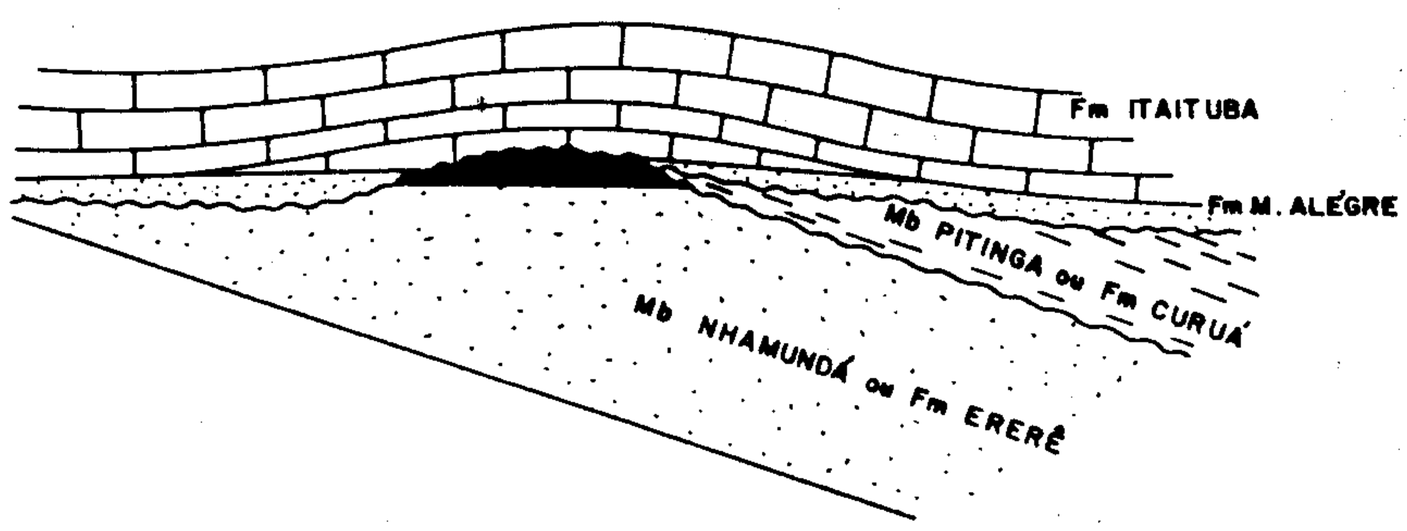
A

PROSPECTO Fm MONTE ALEGRE
(Mudanças de Facies na Fm Monte Alegre)



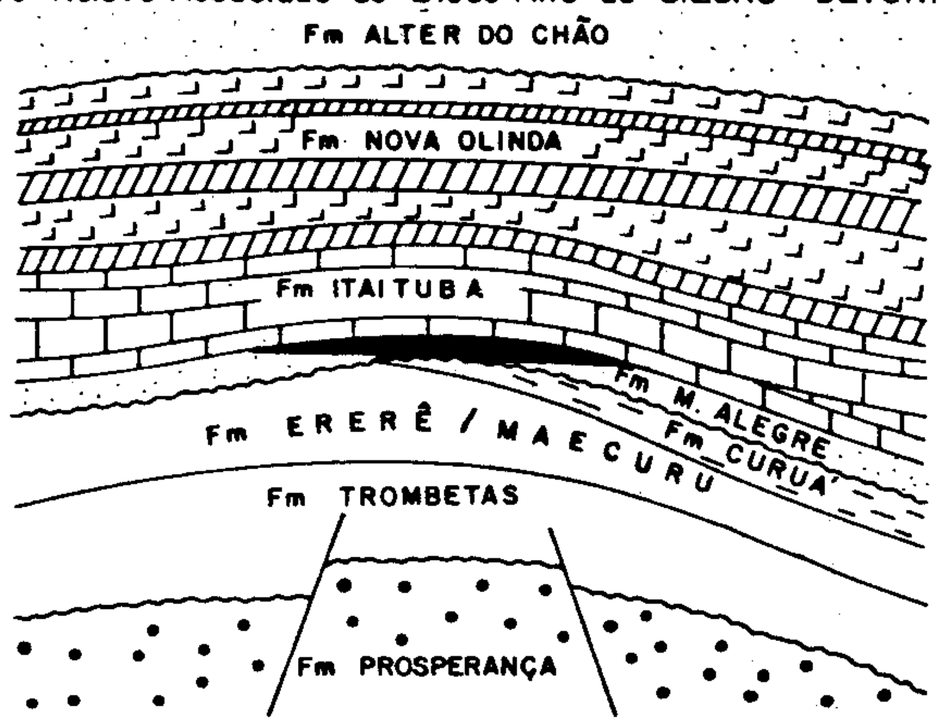
B

PROSPECTO Fm NHAMUNDÁ
(PALEO – RELEVO NA DISCORDÂNCIA)



C

PROSPECTO Fm MONTE ALEGRE
(Paleo-Relevo Associado ao Bloco Alto do SILURO – DEVONIANO)



D

PROSPECTO Fm MONTE ALEGRE -(Afinamentos)
TRAPA ESTRUTURAL - ESTRATIGRÁFICA

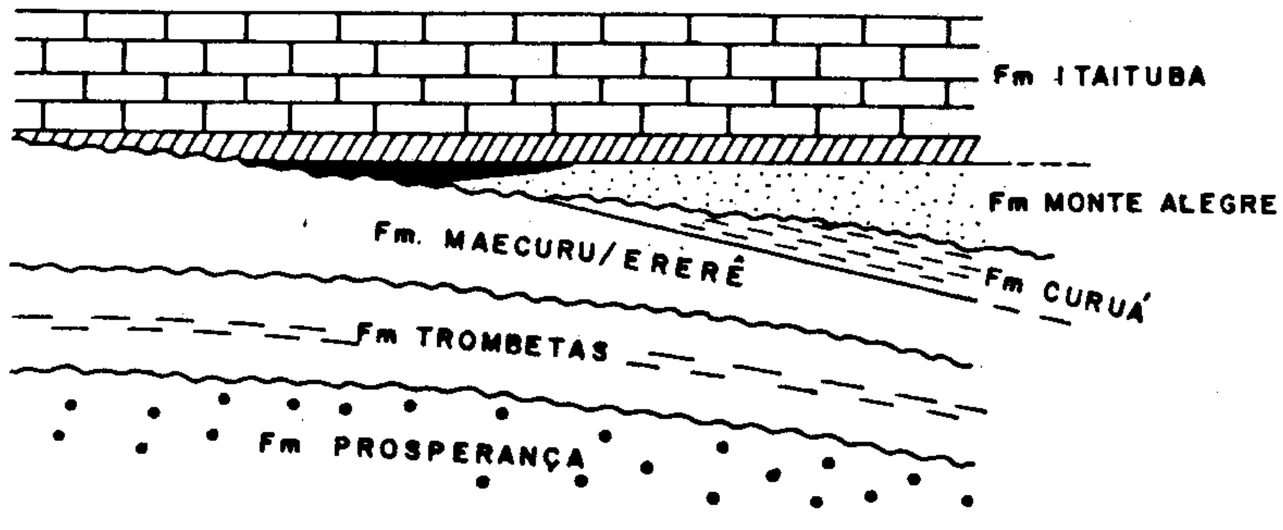


FIG. 11

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

ARCABOUÇO ESTRUTURAL - ESTRATIGRÁFICO
ARCO FERRER (Corte Esquemático)

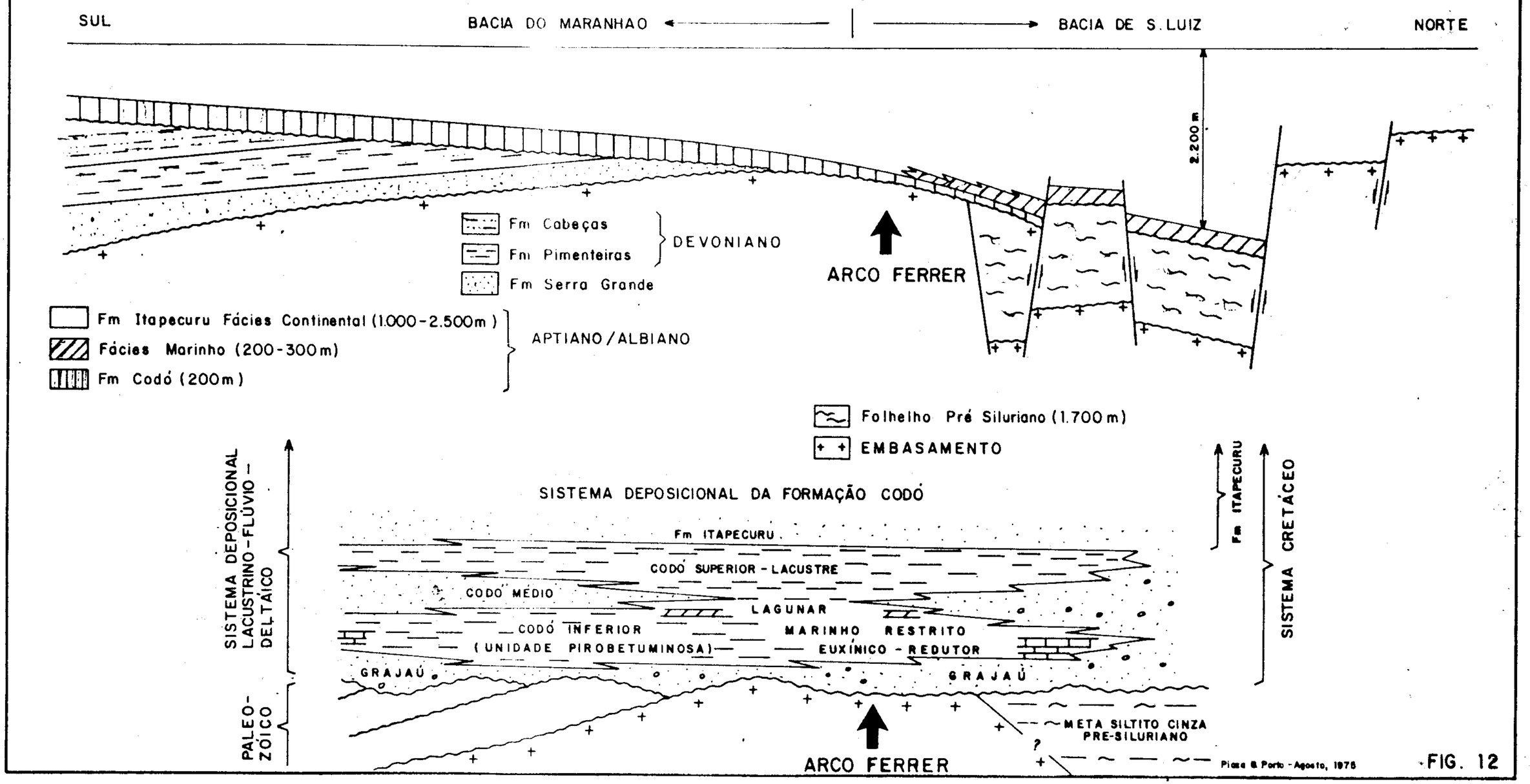


FIG. 12

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
"O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA
CONDIÇÕES DE TRAPEAMENTOS"

TIPOS DE POSSÍVEIS TRAPAS ASSOCIADAS
AO ARCO FERRER

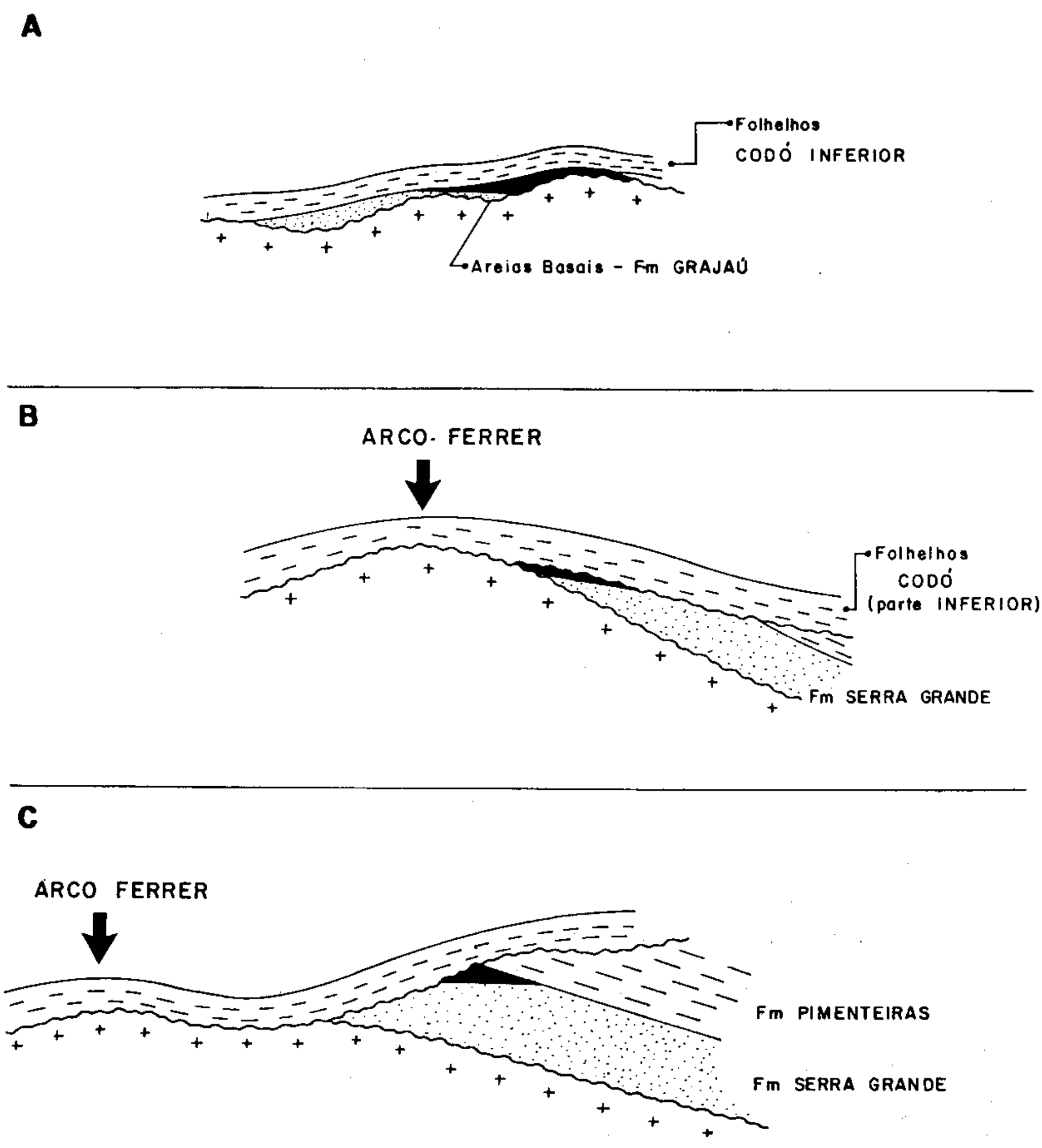


FIG. 13

O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA: BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAÍBA – ROCHAS GERADORAS E RESERVATÓRIOS.

Carlos Alberto de Oliveira Neves

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A. PETROBRÁS/Belém

ABSTRACT

The sedimentary column of the simple intracratonic basins (type I, Klemme) - with thicknesses ranging from 3.500 to 6.000 meters, is characterized for lithostratigraphic units that extend for hundreds of kilometers, with uniform lithology and presenting insignificant thickness variations.

The most interesting units concerning the hydrocarbons generation are the Curuá and Monte Alegre Formations in Amazonas Basin and the Itaim, Pimenteiras, Cabeças and Longá in Parnaíba Basin. In these formations of siluro-devonian-carboniferous age, are recognized characteristic facies of marine, deltaic, fluvial, lacustrine, glacial and eolian environments.

Source rocks characteristics are presented on shales of Curuá Formation - Barreirinhas Member, on shales of Monte Alegre Formation (Amazonas Basin) and on those of Tianguá, Pimenteiras and Longá Formations in Parnaiba Basin. As regard to the reservoir rocks, the terrigenous clastics (sandstones) of Curuá Formation -Curiri Member and of Monte Alegre Formations in Amazonas Basin, and Mirador, Itaim and Cabeças Formations in Parnaiba Basin, are the ones that display the best permoporosity conditions and also suitable stratigraphic relations with the potential source rocks as evaluated by geochemical analysis.

The quantification of these factors that control the hydrocarbons occurrence, allows us to select areas of high prospectivity in both basins, despite the small amount of data gathered.

1 - INTRODUÇÃO

Contando com uma área sedimentar de $1,7x10^6$ km^2, dos quais $1x10^6$ pertencentes à Bacia do Amazonas e $7x10^5$ à Bacia do Parnaíba (Fig.1), estas duas províncias geológicas recebem hoje, por parte da Petrobrás, um esforço exploratório jamais atingido nestes 30 anos de pesquisa na região. O baixo índice de amostragem que se verifica, 1 poço para cada 5.600km^2 na Bacia do Amazonas (178 poços) e 1:20.000 na Bacia do Parnaíba (29 poços), é um indicativo de que muito ainda se terá que realizar para que haja uma definição da real potencialidade petrolífera destas bacias. A análise qualitativa/quantitativa do binômio rocha geradora-rocha reservatório, nos poços disponíveis, justifica plenamente o incremento das atividades desenvolvidas a partir de meados da década de 70.

De u'a maneira geral, para que uma determinada rocha clástica possa ser considerada como reservatório de boa qualidade, ela necessita preencher os seguintes requisitos: porosidade intergranular superior a 15%, permeabilidade maior do que 20 mD, baixo teor de matriz-cimento e não ter sido submetido a efeitos diagenéticos '

intensos. Da mesma maneira, uma rocha potencialmente geradora, deve conter uma quantidade mínima de matéria orgânica (1%), ter sido submetida a uma ação térmica adequada (mínimo de 50ºC para bacias paleozóicas - Tissot, 1978) e soterramento Vide Fig. 2 em anexo.

2 - BACIA DO PARNAÍBA

2.1 - ROCHAS GERADORAS

No relatório de Carozzi et all (Março, 1974), está contida uma análise detalhada do potencial gerador da bacia, o qual é o resultado do estudo dos parâmetros : teor de matéria orgânica, índice de alteração térmica, tipo da matéria orgânica(organopalinofácies) e cromatografia das parafinas. Baseados nestes dados, os autores identificam como unidades geradoras, as Formações Tianguá, Jaicós, Itaim e Pimenteiras (Fig.3),apresentando esta última grande expressão regional para a geração de hidrocarbonetos líquidos. De u'a maneira geral, o tôpo da zona matura situa-se a partir de 900 metros de profundidade. O teor médio da matéria orgânica fica em tôrno de 1%, eventualmente atingindo 2%, constituído por 50% de matéria lenhosa(mais propícia para geração de gás) e 50% de matéria herbácea amorfa (propícia para geração de hidrocarbonetos líquidos). A análise destes parâmetros (Figs. 4 à 6) , qualifica as formações acima referenciadas como de bom potencial gerador, principalmente para gás.

2.2 - ROCHAS RESERVATÓRIOS

A análise de parâmetros tais como: porosidade, permeabilidade e estágio diagenético, nos clásticos terrígenos (arenitos) das Formações Mirador, Itaim e Cabeças, permite que se classifiquem os mesmos em reservatórios potenciais. Através do estudo sedimentológico de Carozzi et al. (Março, 1974), consegue-se identificar os Sistemas Deposicionais Fluvial e Deltáico como os mais predominantes na época da deposição destas formações. A distribuição das fácies relacionadas a estes ambientes e mais os parâmetros acima citados, são exibidos nas Figs. 7 à 13 (em anexo) , onde se conseguem vislumbrar as áreas mais promissoras para a pesquisa de petróleo.

2.3 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A razão do insucesso na Bacia do Parnaíba, pode ser atribuído à precaridade dos prospectos estruturais testados, tendo em vista que os fatores reservatório e geração podem ser considerados como satisfatórios. Através dos mapas contidos neste artigo, observa-se que as áreas noroeste e nordeste da bacia, são as que reunem as melhores possibilidades no que concerne à rochas geradoras e reservatórios.

3 - BACIA DO AMAZONAS

3.1 - ROCHAS GERADORAS

A análise geoquímica global das Bacias do Alto, Médio e Baixo Amazonas,permite que se identifique os clásticos finos (folhelhos) do Membro Barreirinhas (ambiente marinho transgressivo) da Formação Curuá, como as rochas mais propícias à geração de hidrocarbonetos, principalmente os líquidos. Esta característica dos folhelhos Barreirinhas, acentua-se ainda mais quando se caminha para o terço oriental da bacia, onde os mesmos exibem teores de matéria orgânica comparativamente mais elevados, em relação aqueles detectados em seu flanco ocidental.

A avaliação do potencial gerador dos folhelhos da Formação Monte Alegre, revela uma predominância do conteúdo de matéria orgânica do tipo lenhosa (propícia à geração de hidrocarbonetos gasosos), com os teores ficando gradativamente mais baixos (0,1%) em direção à borda leste da bacia. Os maiores teores são observados na Bacia do Alto Amazonas, área do Juruá, aos quais são atribuídos a efetiva geração do gás daquela região (campos de Jaraqui e Sudoeste do Juruá dentre outros). De acordo com os dados de IAT (índice de alteração térmica) e Cromatografia dos gases, a matéria orgânica na citada área, encontra-se provavelmente em um estágio senil de maturação (condição propícia somente à geração de gás).

3.2 - ROCHAS RESERVATÓRIO

Com valores de porosidade que variam de 15 à 22% e permeabilidade de até 150 mD, os arenitos da Formação Monte Alegre são os objetivos principais da Bacia do Alto Amazonas. A análise sedimentológica dos mesmos, possibilitou a individualização de quatro fácies sedimentares principais, as quais representam respostas a processos fluviais,eólicos, de suspensão e lacustres (Della Fávera et al., julho-1980). Vide Fig.14.

O Membro Curiri da Formação Curuá, composto por diamictitos de origem glacial (Fig.15) e arenitos fluvio-glaciais (preenchimento de canais), representa conjuntamente com a Formação Monte Alegre, as unidades com maiores possibilidades de armazenamento de hidrocarbonetos, na Bacia do Médio Amazonas. Ressalte-se que esta última formação, exibe caracteres permoporosos inferiores aos constatados nas Bacias do Alto e Médio Amazonas, em direção à borda oriental da bacia.

3.3 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A Bacia do Amazonas representa hoje, uma área que se pode classificar como altamente promissora no que concerne à pesquisa de hidrocarbonetos. A incidência e localização de regiões promissoras, identificadas tão somente pelo binômio rocha geradora-rocha reservatório, sugere, que através de levantamentos sísmicos complementares em busca do terceiro e decisivo item da exploração, que é a trapa (estrutural e/ou estratigráfica), poder-se-á chegar à descobertas comerciais de hidrocarbonetos em breve período de tempo.

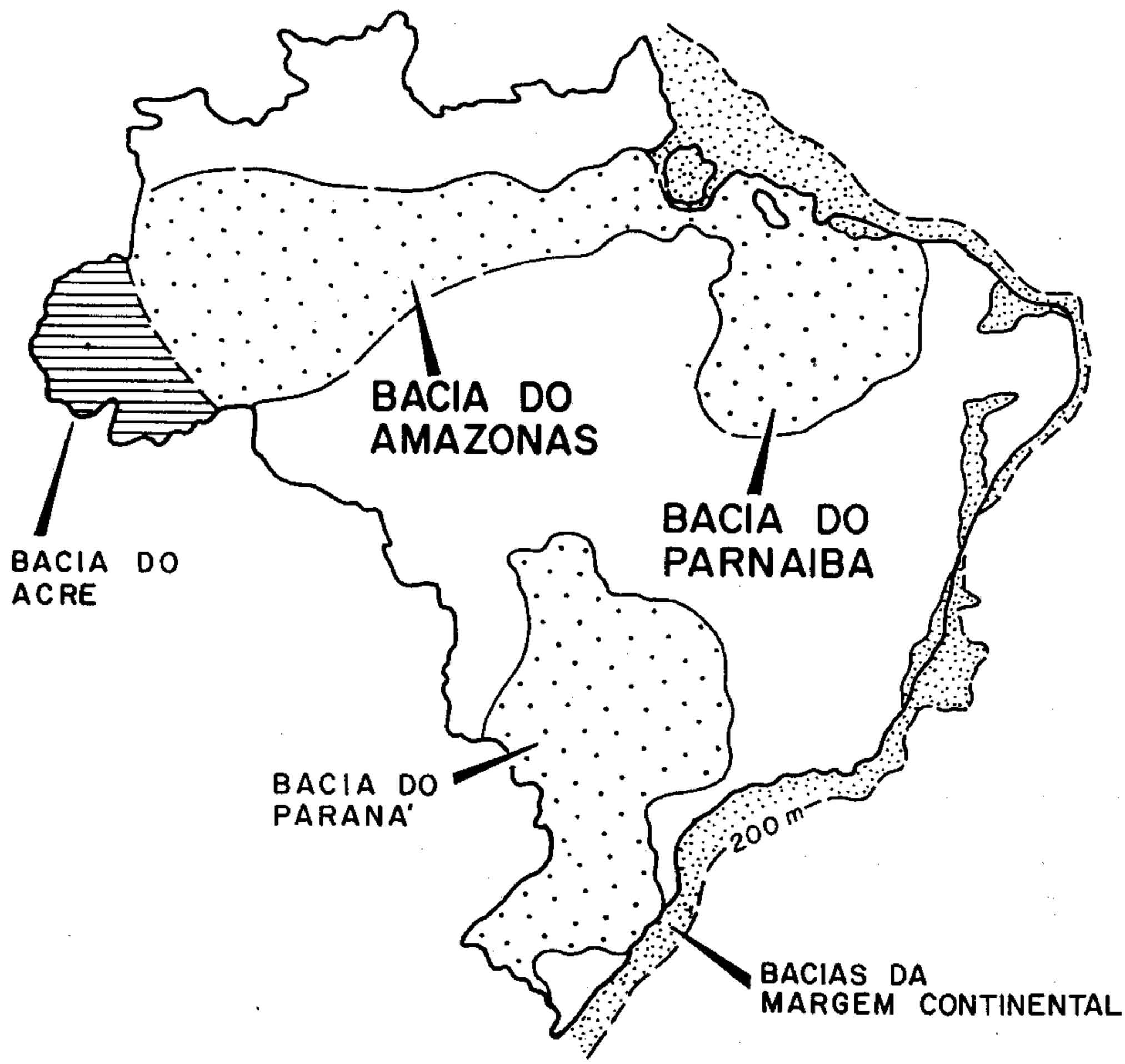
4 - BIBLIOGRAFIA

CAROZZI,A.V. et al.-1974-Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS.Relatório Interno.

FÁVERA,J.C.D. et al.-1980-Estudo sedimentológico da Formação Monte Alegre-Área de Juruá-Bacia do Alto Amazonas.PETROBRÁS. Relatório Interno.

TISSOT,B.P. e WELTE,D.H.-1978-Petroleum Formation and Occurrence. A New Approach to Oil and Gas Exploration. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



BACIAS

INTRACRATÔNICAS-INTERIOR ESTÁVEL

TIPO "RIFT" E MARGINAL ABERTA

PLATAFORMA DE EXOGEOSSINCLÍNEO

FIG. 1

HISTÓRIA DO SOTERRAMENTO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE

POÇO 1-XY-1-AM BACIA ALTO AMAZONAS

MR 91 m BAP 84 m PROF. FINAL -2.737 m

G. Geotérmico 24,75° c/Km

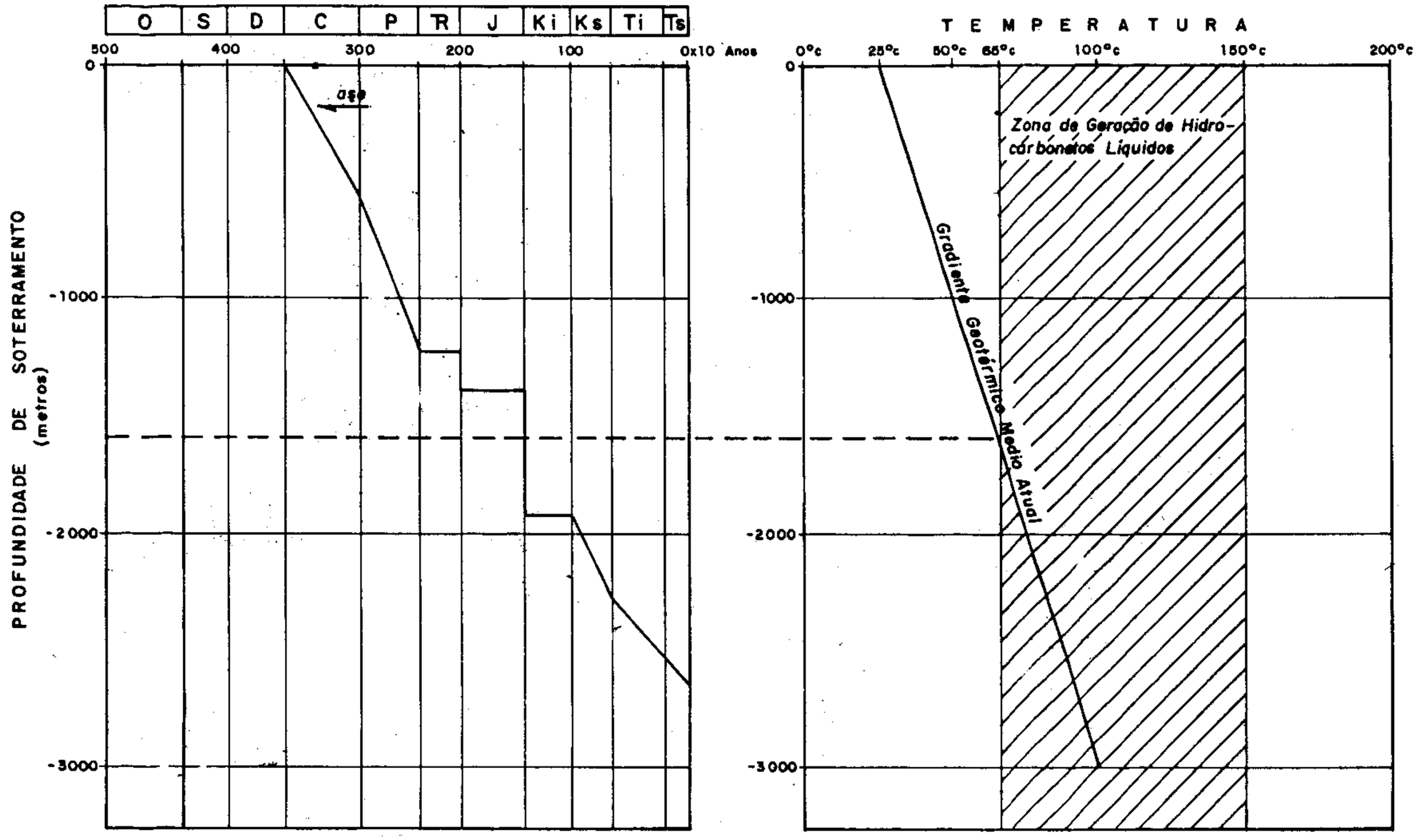


FIG. 2

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
O PETRÓLEO NA AMAZÔNIA
BACIAS PALEOZÓICAS DO AMAZONAS E DO PARNAIBA

COLUNA GEOLÓGICA

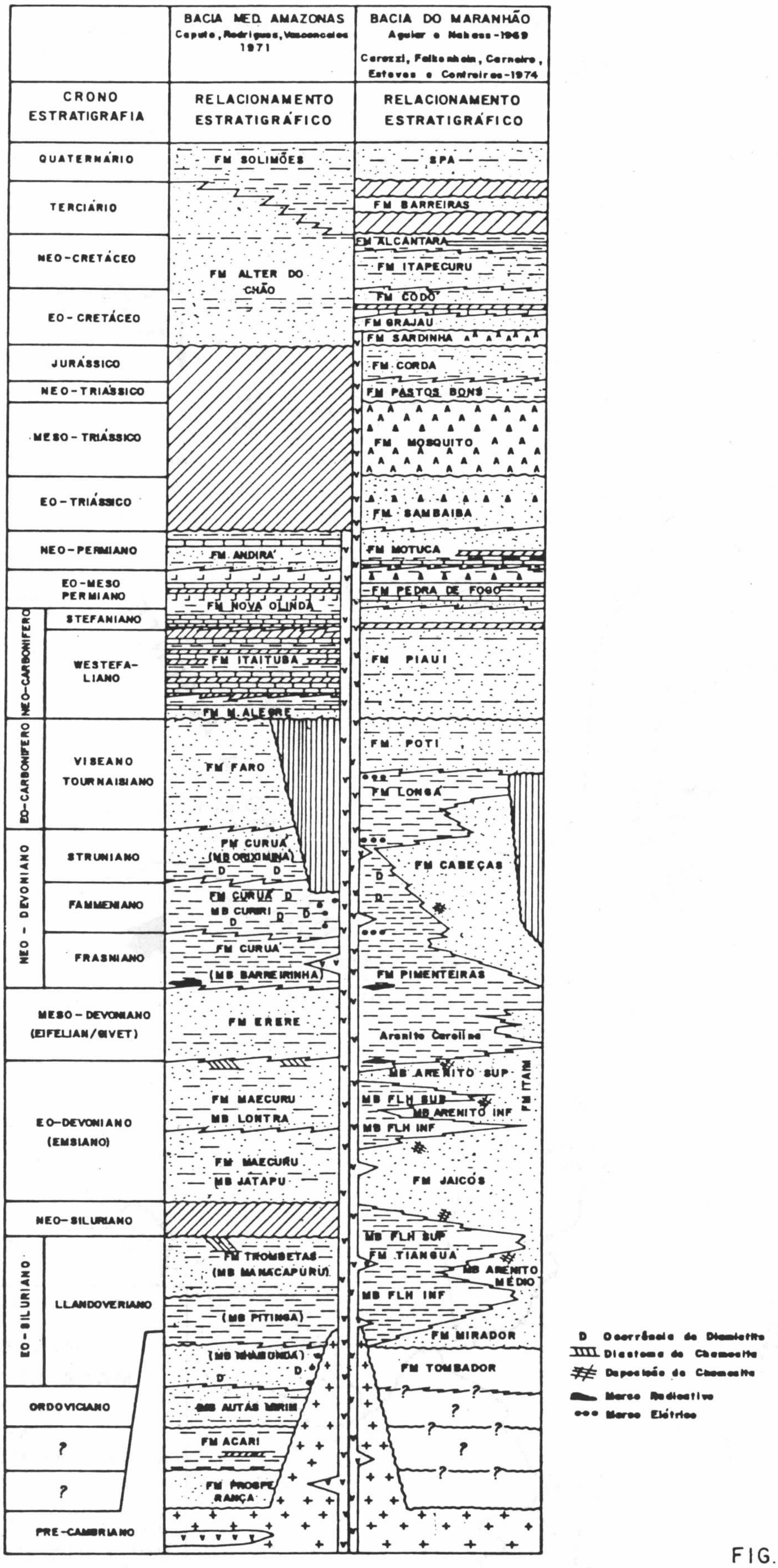
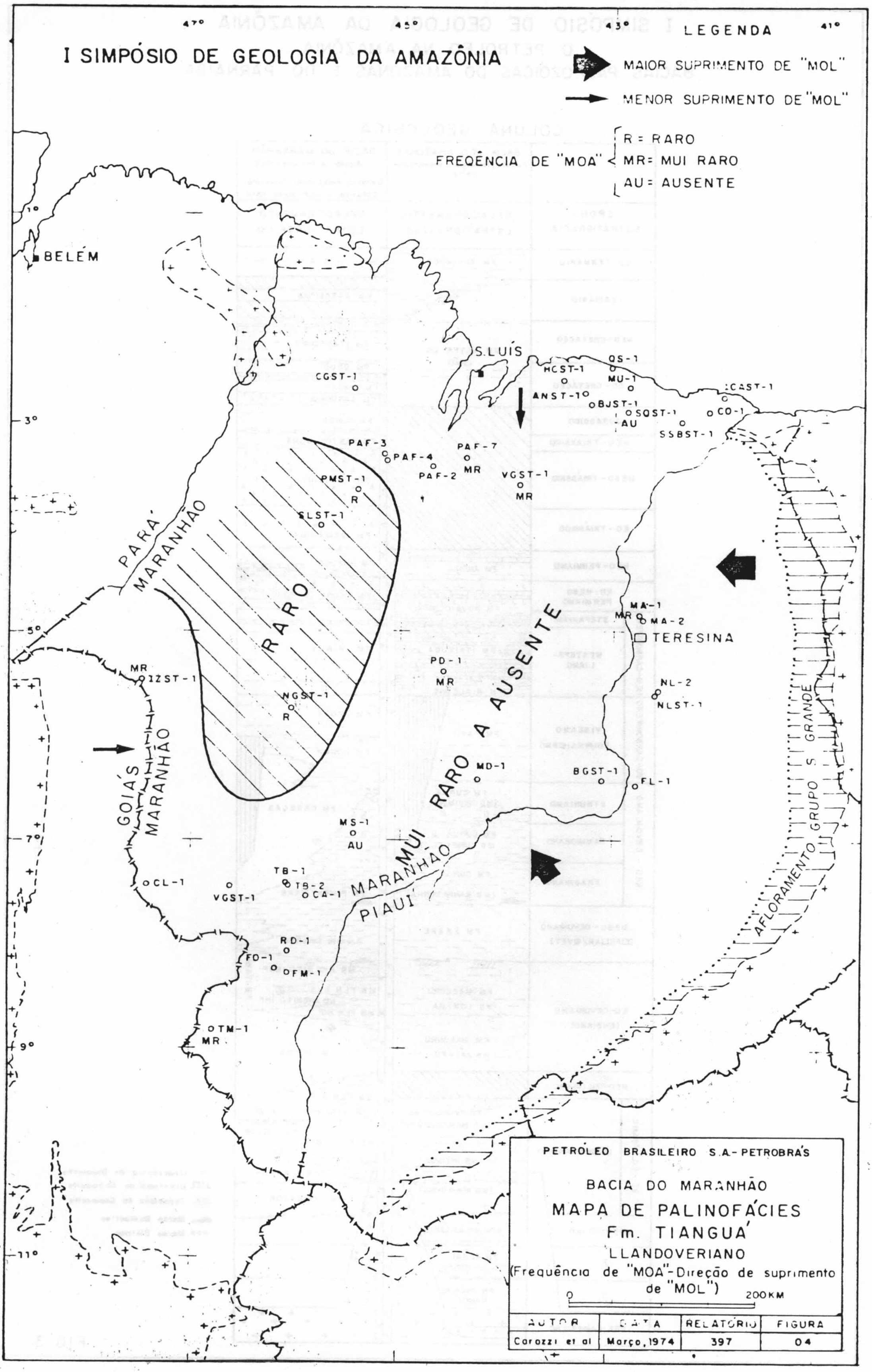
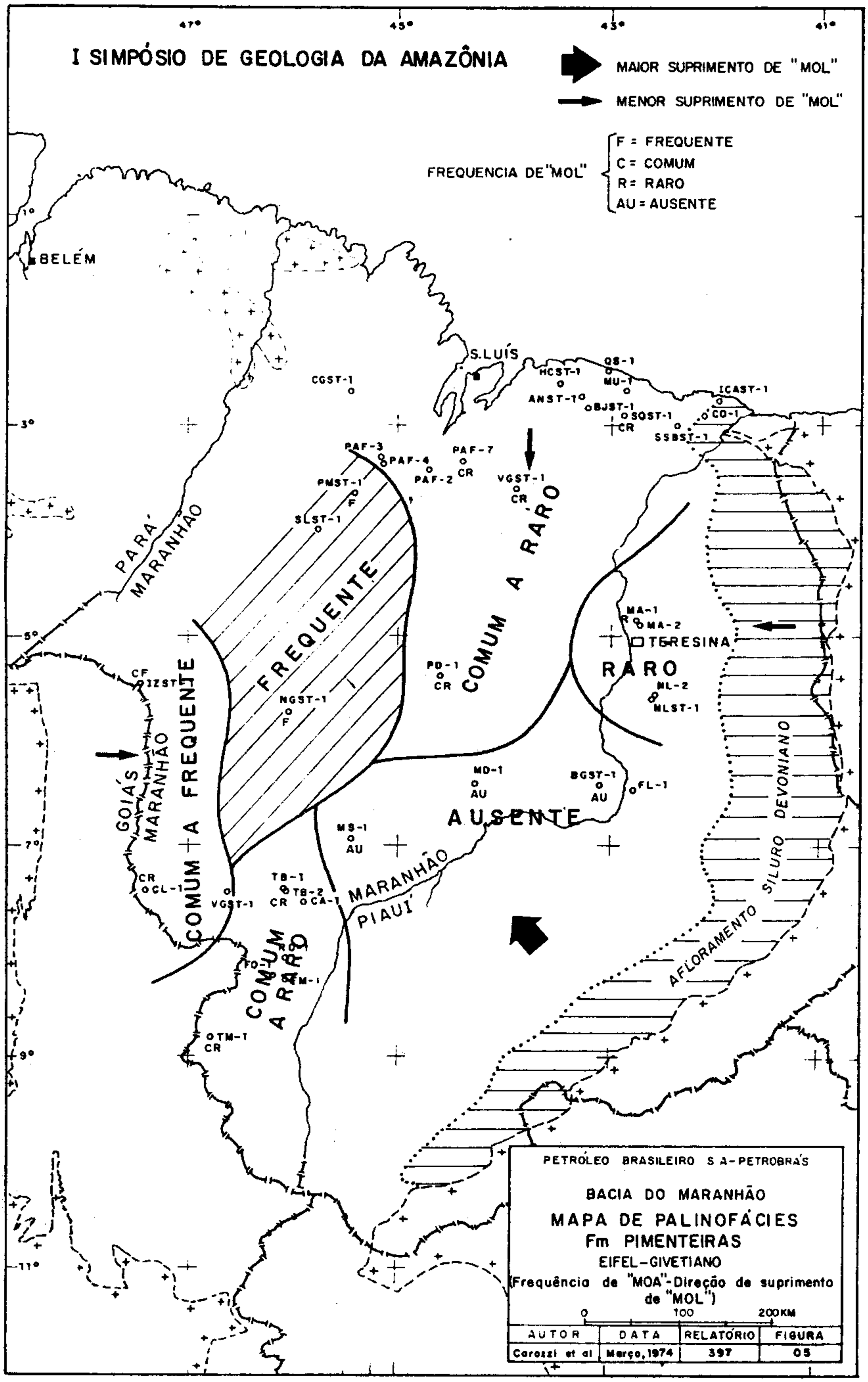
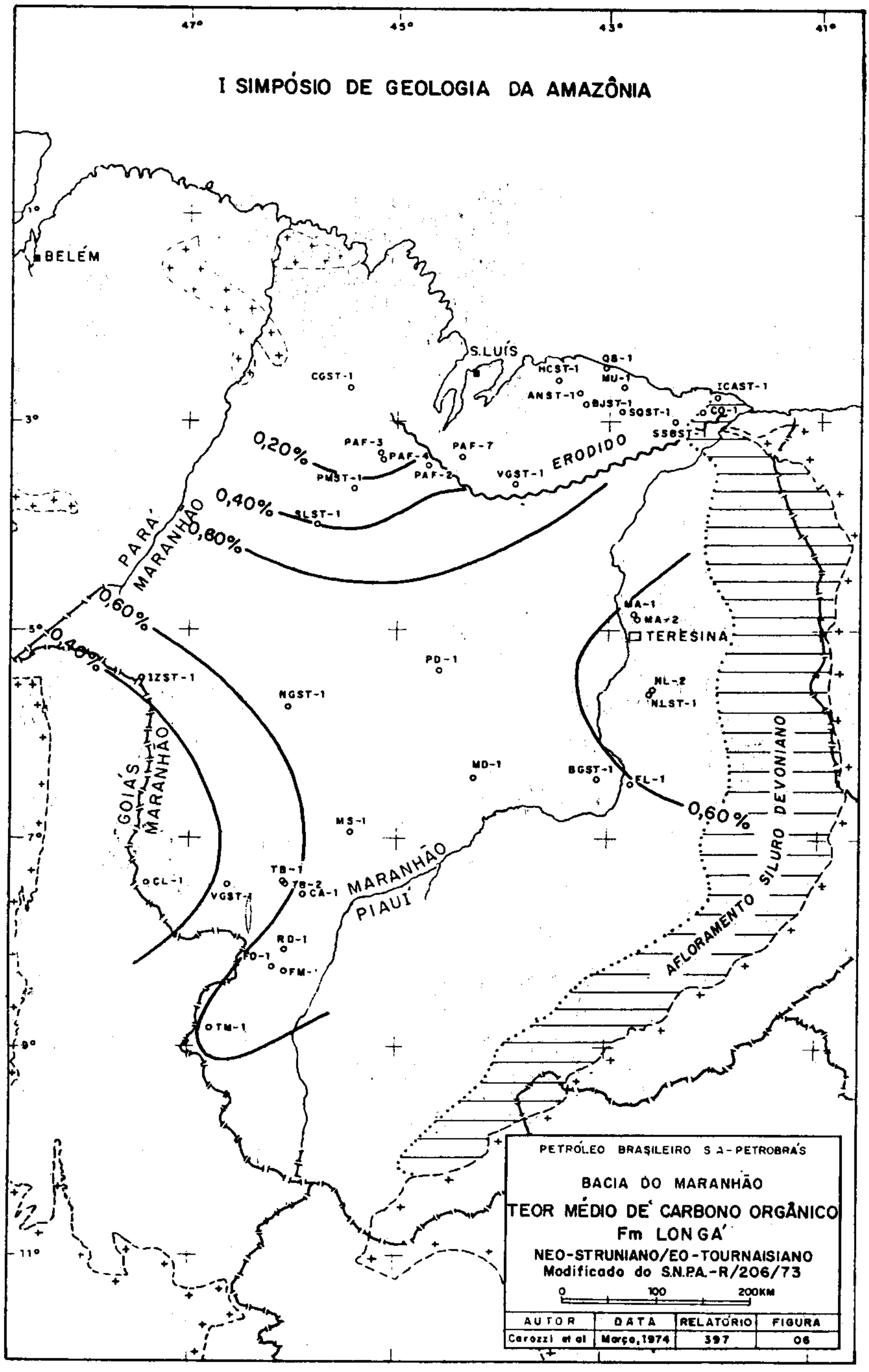
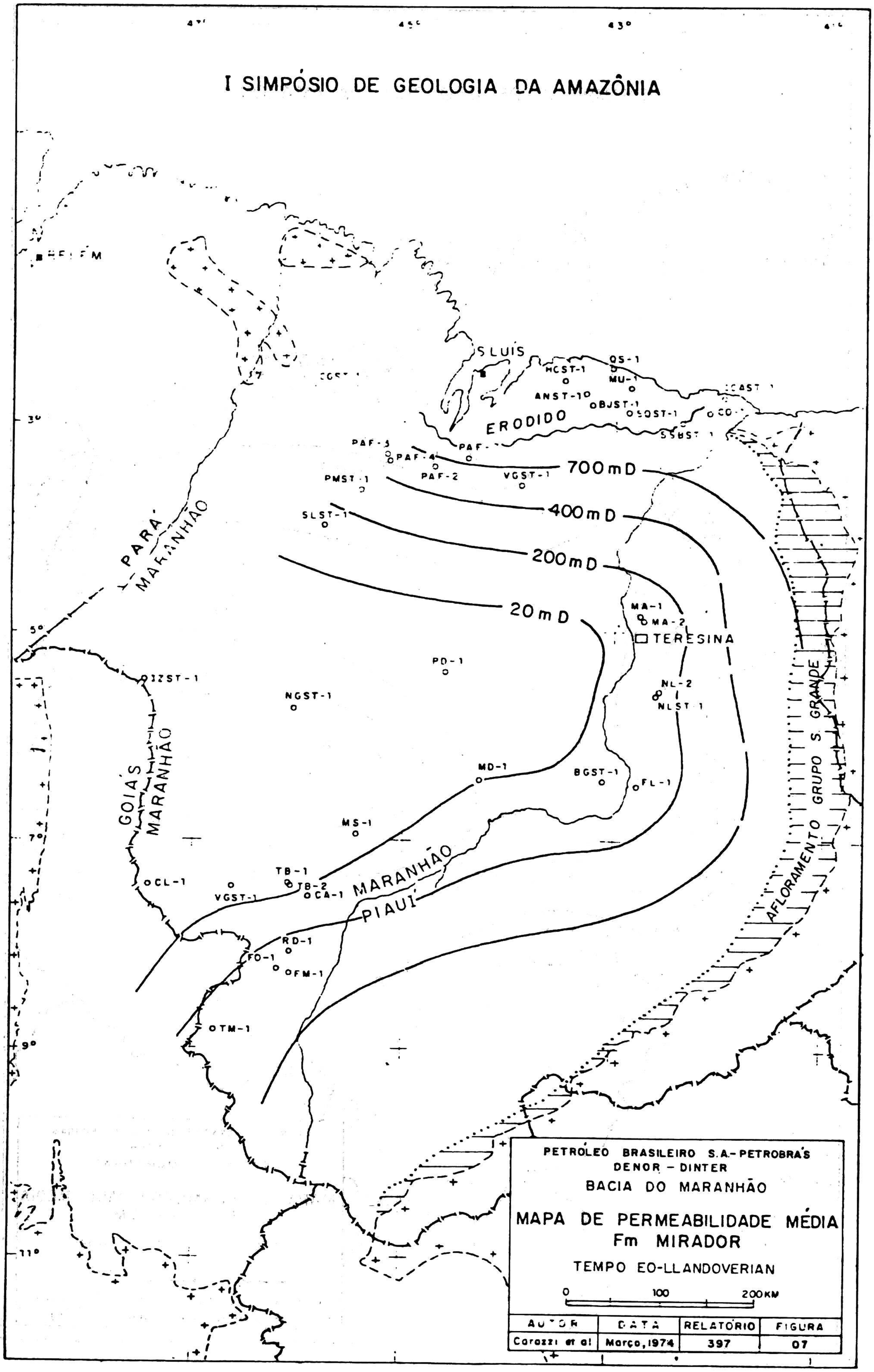


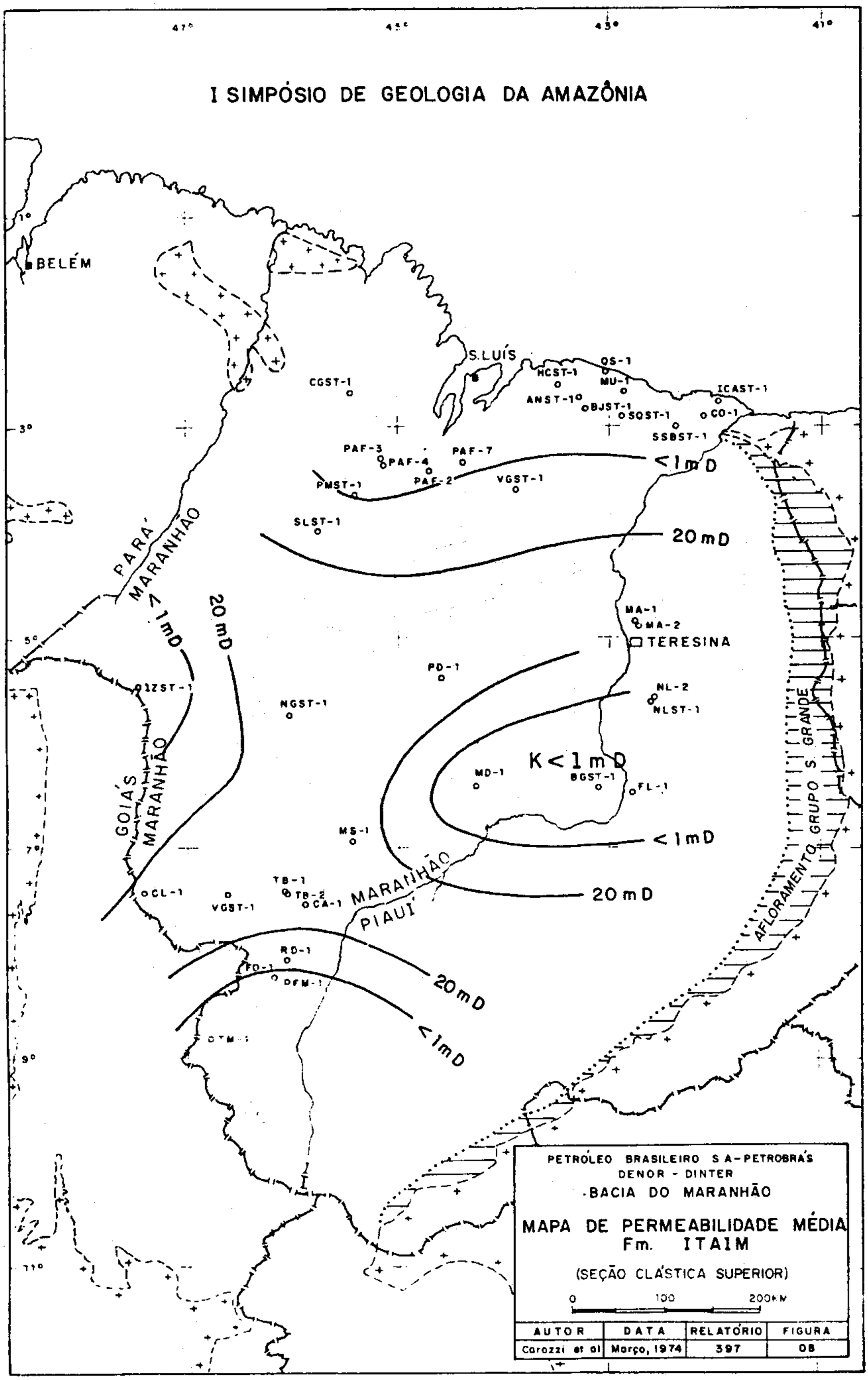
FIG. 3

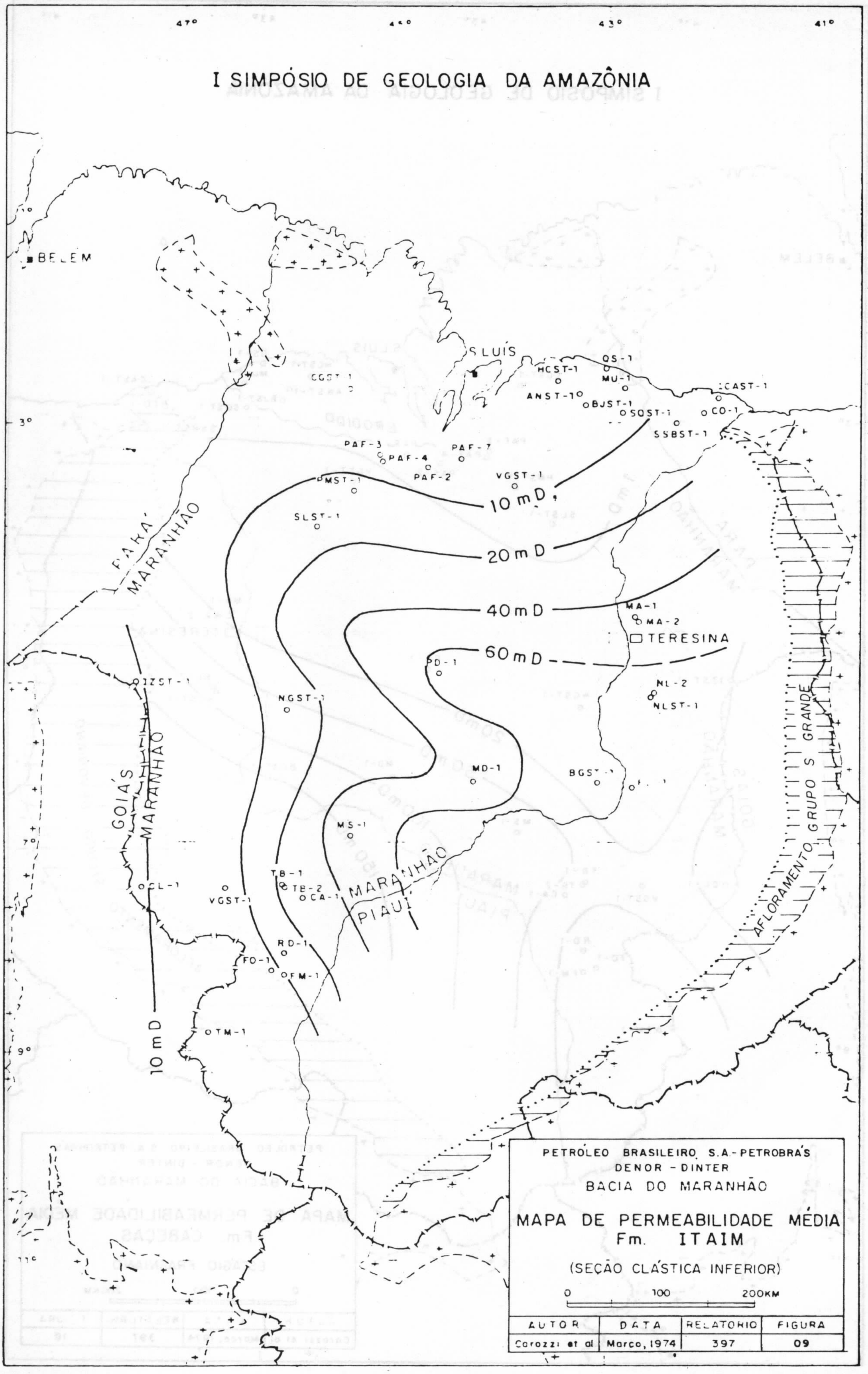

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
LEGENDA
MAIOR SUPRIMENTO DE "MOL"
MENOR SUPRIMENTO DE "MOL"
FREQÊNCIA DE "MOA"
R = RARO
MR = MUI RARO
AU = AUSENTE
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
PIAUÍ
RARO
AUSENTE
MUI RARO
AFLORAMENTO GRUPO S. GRANDE
CGST-1
HCST-1
QS-1
MU-1
ANST-1
OBJST-1
SQST-1
CAST-1
CO-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-2
PAF-7
VGST-1
PMST-1
SLST-1
MA-1
MA-2
PD-1
IZST-1
NGST-1
NL-2
NLST-1
MD-1
BGST-1
FL-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
RD-1
FO-1
OFM-1
OTM-1
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRÁS
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PALINOFÁCIES
Fm. TIANGUÁ
LLANDOVERIANO
(Frequência de "MOA"-Direção de suprimento de "MOL")
0
200KM
AUTOR
DATA
RELATÓRIO
FIGURA
Carozzi et al
Março, 1974
397
04

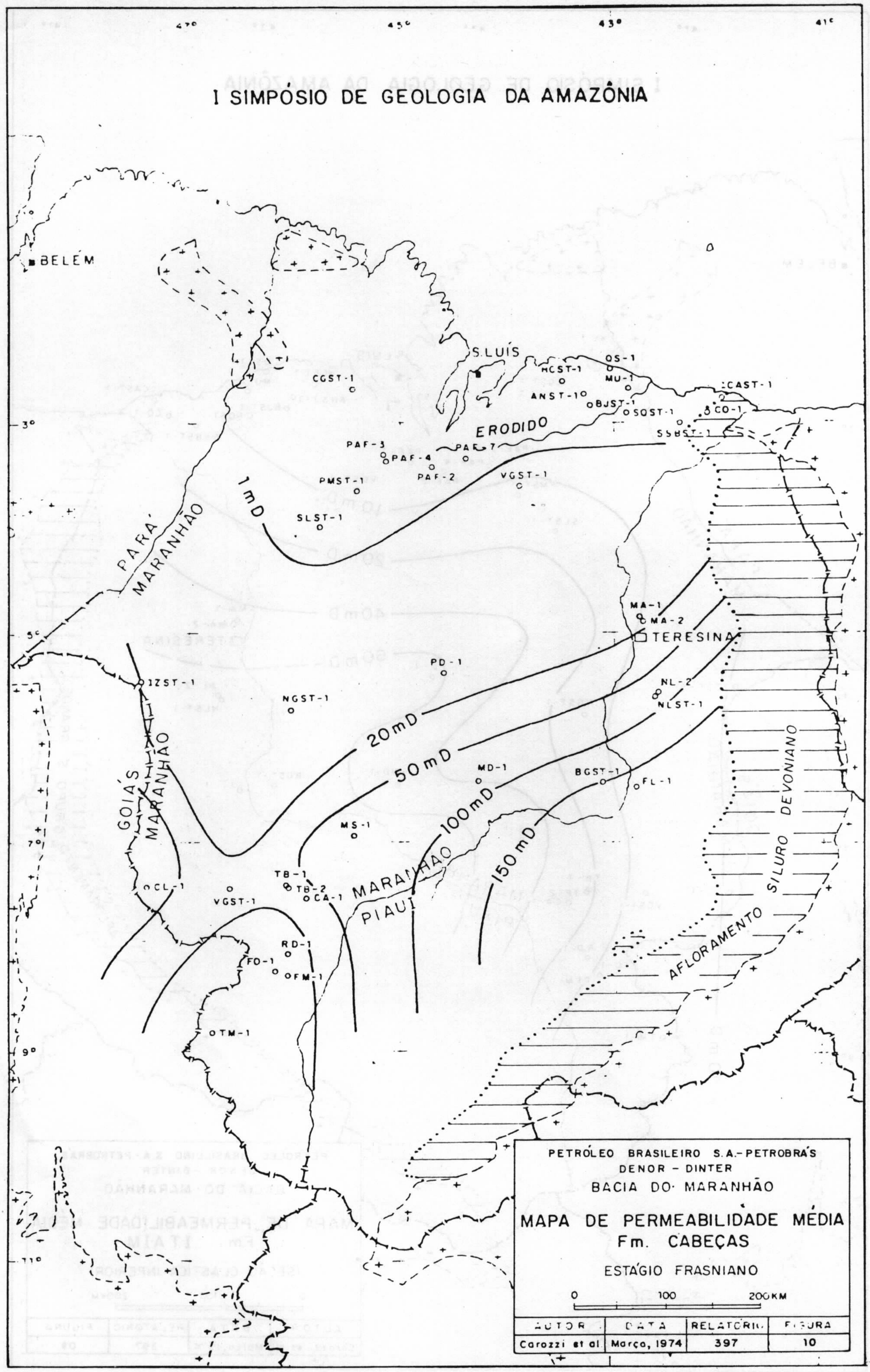

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
MAIOR SUPRIMENTO DE "MOL"
MENOR SUPRIMENTO DE "MOL"
FREQUENCIA DE "MOL"
F = FREQUENTE
C = COMUM
R = RARO
AU = AUSENTE
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
PIAUÍ
FREQUENTE
COMUM A RARO
COMUM A FREQUENTE
AUSENTE
RARO
AFLORAMENTO
SILURO DEVONIANO
CGST-1
HCST-1
ANST-1
OS-1
MU-1
BJST-1
SOST-1
ICAST-1
CO-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-2
PAF-7
PMST-1
SLST-1
VGST-1
MA-1
MA-2
PD-1
NGST-1
ML-2
MLST-1
MD-1
BGST-1
FL-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
TM-1
CF
IZST
PETRÓLEO BRASILEIRO S A-PETROBRÁS
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PALINOFÁCIES
Fm PIMENTEIRAS
EIFEL-GIVETIANO
(Frequência de "MOA"-Direção de suprimento de "MOL")
0 100 200KM
AUTOR | DATA | RELATÓRIO | FIGURA
Carozzi et al | Março, 1974 | 397 | 05

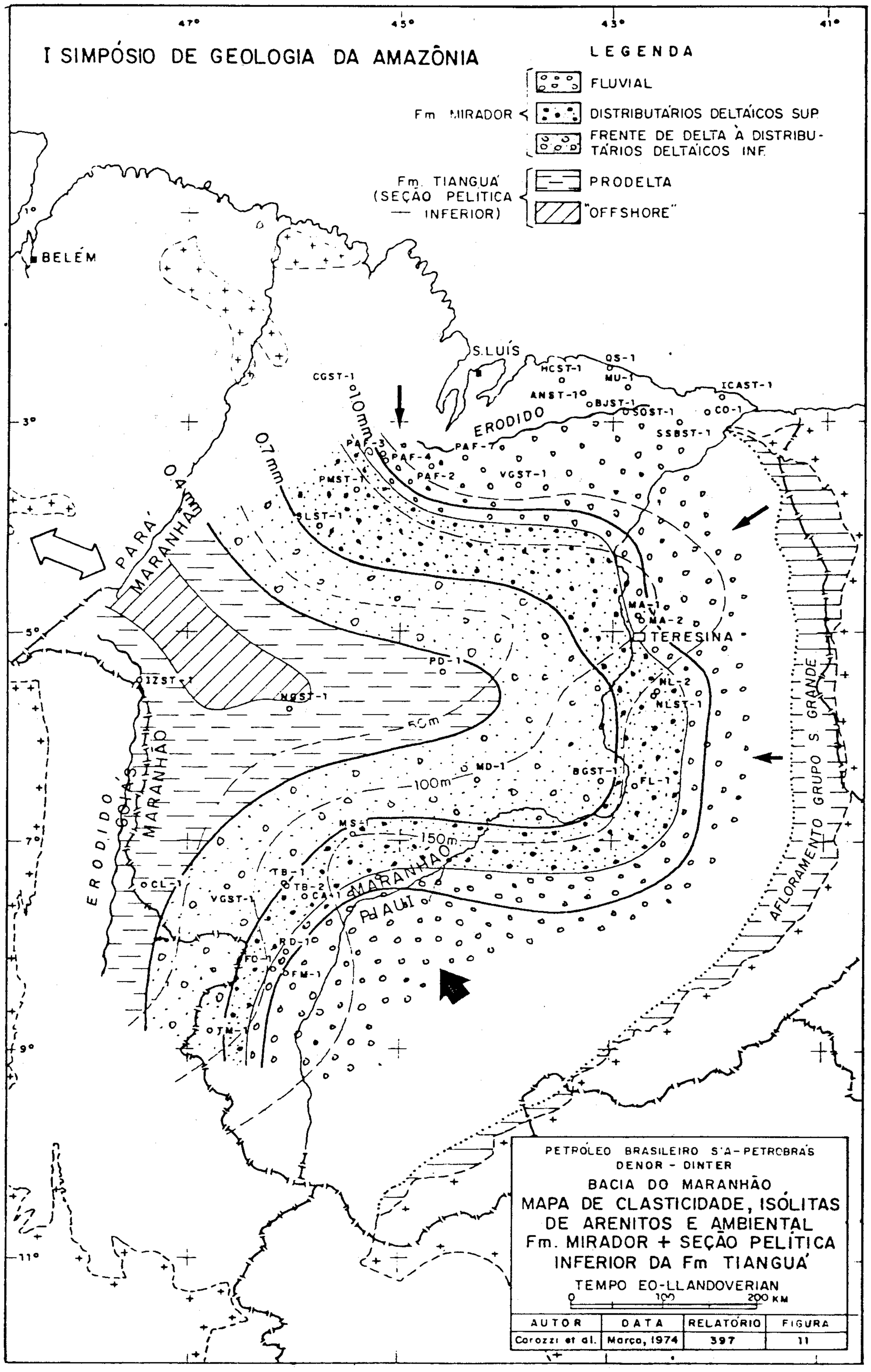

47°
45°
43°
41°
1°
3°
5°
7°
9°
11°
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
CGST-1
HCST-1
QS-1
MU-1
ANST-1
BJST-1
SQST-1
ICAST-1
CQ-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-7
PAF-2
PMST-1
VGST-1
SLST-1
0,20%
0,40%
0,60%
ERODIDO
PARÁ-MARANHÃO
MA-1
MA-2
PD-1
NL-2
NLST-1
NGST-1
MD-1
BGST-1
EL-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
RD-1
FD-1
OFM-1
OTM-1
GOIÁS
MARANHÃO
PIAUÍ
AFLORAMENTO SILURO DEVONIANO
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRÁS
BACIA DO MARANHÃO
TEOR MÉDIO DE CARBONO ORGÂNICO
Fm LONGÁ
NEO-STRUNIANO/EO-TOURNAISIANO
Modificado do S.N.P.A.-R/206/73
0 100 200KM
AUTOR
DATA
RELATÓRIO
FIGURA
Carozzi et al
Março, 1974
397
06

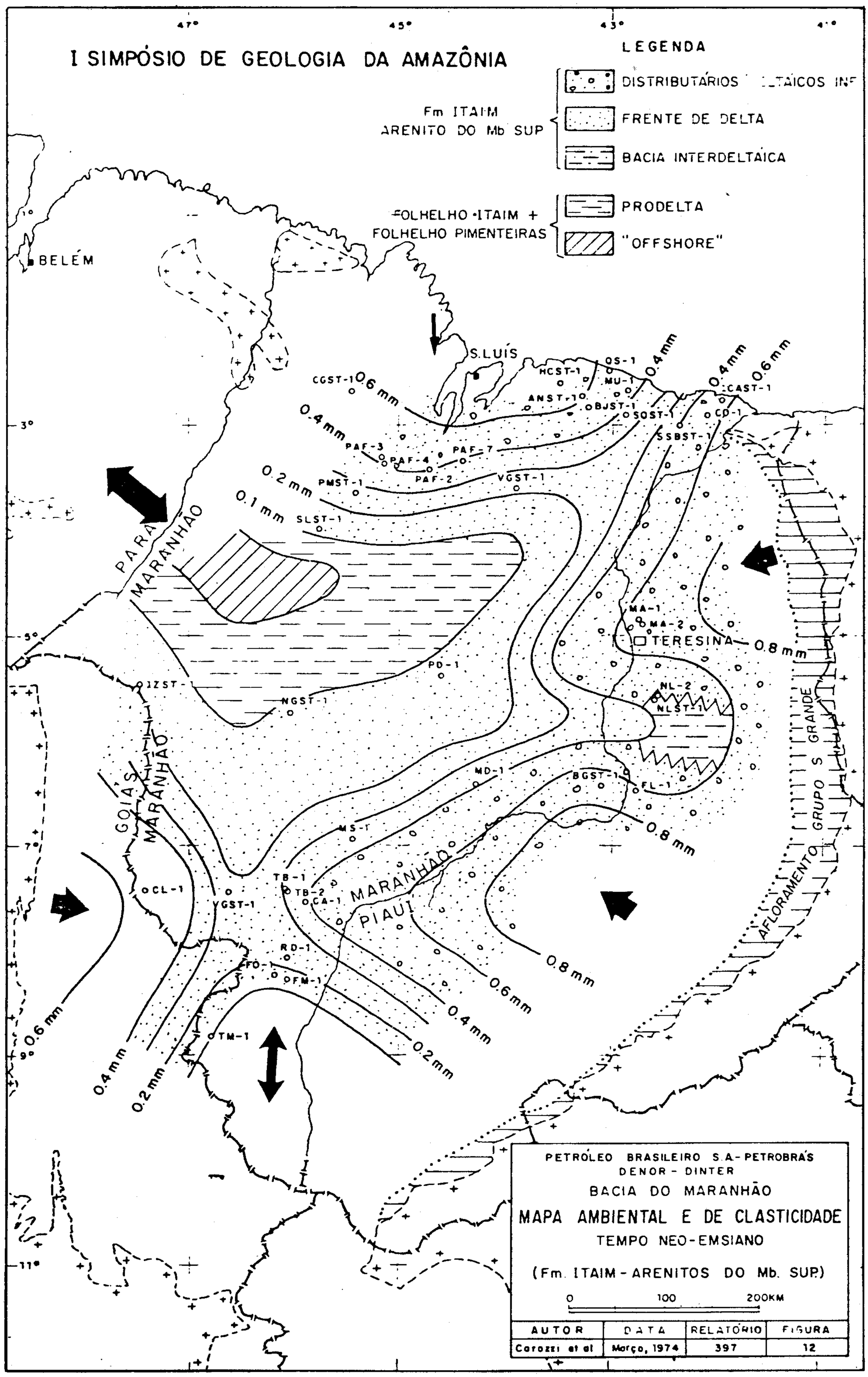

S LUIS
ERODIDO
700 mD
400 mD
200 mD
20 mD
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
MARANHÃO
MARANHÃO
PIAUÍ
TERESINA
AFLORAMENTO GRUPO S. GRANDE
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.- PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PERMEABILIDADE MÉDIA
Fm MIRADOR
TEMPO EO-LLANDOVERIAN
0 100 200KM
AUTOR | DATA | RELATÓRIO | FIGURA
Corazzi et al | Março, 1974 | 397 | 07

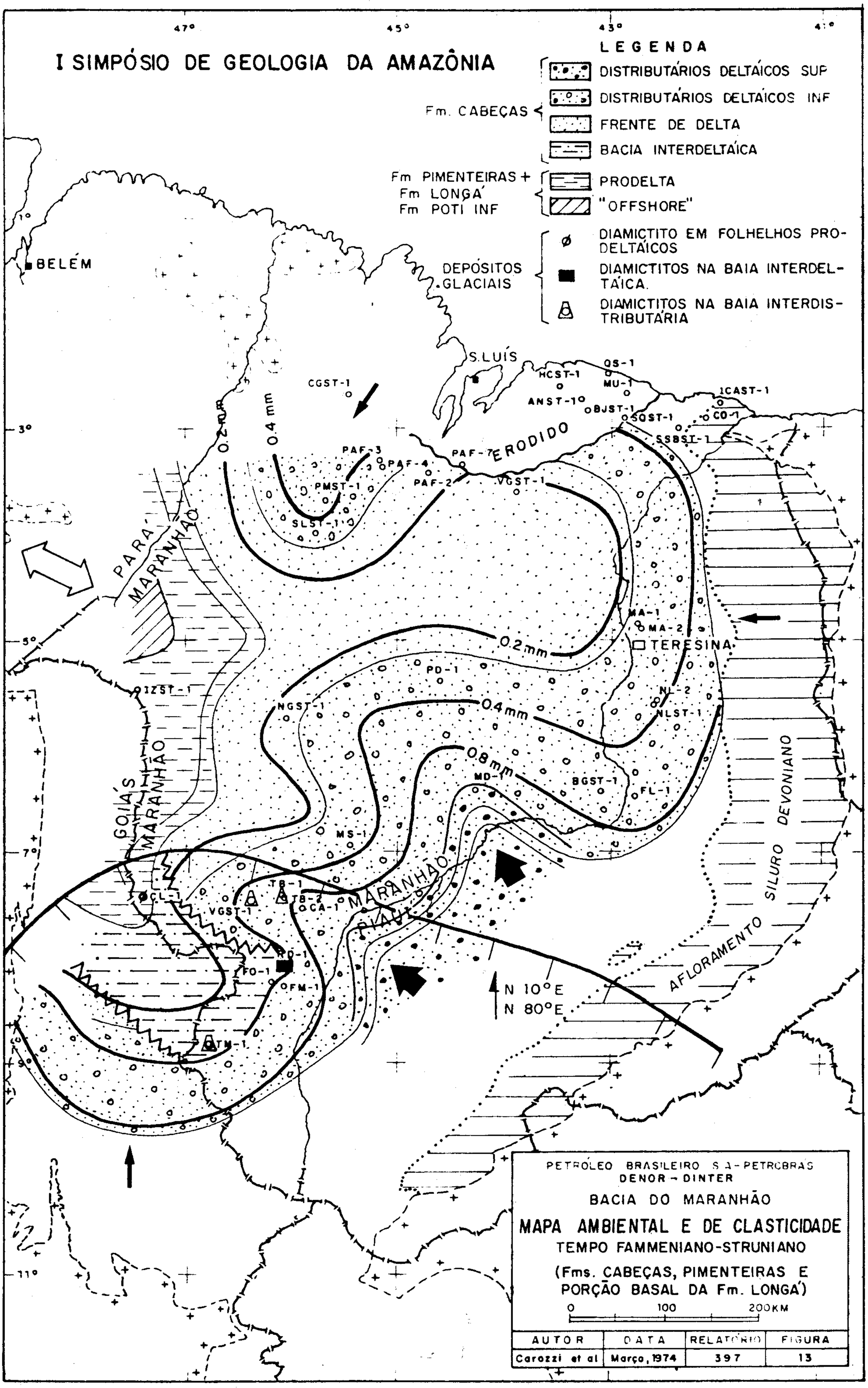

47°
45°
43°
41°
1°
3°
5°
7°
9°
11°
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
CGST-1
HCST-1
OS-1
MU-1
ANST-1
OBJST-1
SQST-1
ICAST-1
CO-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-7
PAF-2
PMST-1
VGST-1
SLST-1
<1mD
20mD
PARÁ
MARANHÃO
<1mD
20mD
MA-1
MA-2
PD-1
NL-2
NLST-1
NGST-1
K<1mD
MD-1
BGST-1
FL-1
GOIÁS
MARANHÃO
MS-1
<1mD
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
VGST-1
MARANHÃO
PIAUÍ
20mD
RD-1
FD-1
DFM-1
20mD
<1mD
AFLORAMENTO GRUPO S. GRANDE
PETRÓLEO BRASILEIRO S A - PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PERMEABILIDADE MÉDIA
Fm. ITAIM
(SEÇÃO CLÁSTICA SUPERIOR)
0
100
200KM
AUTOR
DATA
RELATÓRIO
FIGURA
Carozzi et al
Março, 1974
397
08


47°
45°
43°
41°
3°
7°
9°
11°
BELÉM
S LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
MARANHÃO
MARANHÃO
PIAUÍ
AFLORAMENTO GRUPO S GRANDE
10 mD
20 mD
40 mD
60 mD
10 mD
CGST-1
HCST-1
QS-1
MU-1
ANST-1
OBJST-1
SQST-1
CAST-1
CO-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-2
PAF-7
VGST-1
MST-1
SLST-1
MA-1
MA-2
PD-1
NL-2
NLST-1
NGST-1
MD-1
BGST-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
VGST-1
RD-1
FO-1
FM-1
TM-1
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PERMEABILIDADE MÉDIA
Fm. ITAIM
(SEÇÃO CLÁSTICA INFERIOR)
0 100 200KM
AUTOR
DATA
RELATÓRIO
FIGURA
Carozzi et al
Março, 1974
397
09


BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
MARANHÃO
MARANHÃO
PIAUÍ
ERODIDO
AFLORAMENTO
SILURO
DEVONIANO
1mD
20mD
50mD
100mD
150mD
CGST-1
HCST-1
OS-1
MU-1
ANST-1
OBJST-1
SOST-1
CAST-1
CO-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-2
PAF-7
PMST-1
VGST-1
SLST-1
MA-1
MA-2
PD-1
IZST-1
NL-2
NLST-1
NGST-1
MD-1
BGST-1
FL-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
VGST-1
RD-1
FO-1
OFM-1
OTM-1
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE PERMEABILIDADE MÉDIA
Fm. CABEÇAS
ESTÁGIO FRASNIANO
0 100 200KM
AUTOR
DATA
RELATÓRIO
FIGURA
Carozzi et al.
Março, 1974
397
10


LEGENDA
FLUVIAL
Fm MIRADOR
DISTRIBUTÁRIOS DELTÁICOS SUP.
FRENTE DE DELTA À DISTRIBUTÁRIOS DELTÁICOS INF.
Fm. TIANGUÁ (SEÇÃO PELITICA INFERIOR)
PRODELTA
"OFFSHORE"
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
ERODIDO
AFLORAMENTO GRUPO S. GRANDE
PIAUÍ
0.7 mm
1.0 mm
50m
100m
150m
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A-PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA DE CLASTICIDADE, ISÓLITAS DE ARENITOS E AMBIENTAL Fm. MIRADOR + SEÇÃO PELÍTICA INFERIOR DA Fm TIANGUÁ
TEMPO EO-LLANDOVERIAN
0 100 200 KM
AUTOR | DATA | RELATÓRIO | FIGURA
Corozzi et al. | Março, 1974 | 397 | 11


I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
LEGENDA
DISTRIBUTÁRIOS DELTAICOS INF
FRENTE DE DELTA
BACIA INTERDELTAICA
PRODELTA
"OFFSHORE"
Fm ITAIM
ARENITO DO Mb SUP
FOLHELHO ITAIM +
FOLHELHO PIMENTEIRAS
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
PARÁ
MARANHÃO
GOIÁS
PIAUÍ
AFLORAMENTO GRUPO S GRANDE
0.6 mm
0.4 mm
0.2 mm
0.1 mm
0.8 mm
CGST-1
HCST-1
OS-1
MU-1
ANST-1
OBJST-1
SOST-1
CAST-1
CD-1
SSBST-1
PAF-3
PAF-4
PAF-2
PAF-7
PMST-1
VGST-1
SLST-1
MA-1
MA-2
PD-1
NL-2
NLST-1
NGST-1
MD-1
BGST-1
FL-1
MS-1
TB-1
TB-2
CA-1
CL-1
GST-1
RD-1
FO-1
FM-1
TM-1
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRÁS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA AMBIENTAL E DE CLASTICIDADE
TEMPO NEO-EMSIANO
(Fm. ITAIM - ARENITOS DO Mb. SUP.)
0 100 200KM
AUTOR | DATA | RELATÓRIO | FIGURA
Corozzi et al | Março, 1974 | 397 | 12


I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
LEGENDA
Fm. CABEÇAS
DISTRIBUTÁRIOS DELTÁICOS SUP
DISTRIBUTÁRIOS DELTÁICOS INF
FRENTE DE DELTA
BACIA INTERDELTÁICA
Fm PIMENTEIRAS + Fm LONGÁ Fm POTI INF
PRODELTA
"OFFSHORE"
DEPÓSITOS GLACIAIS
DIAMICTITO EM FOLHELHOS PRODELTÁICOS
DIAMICTITOS NA BAIA INTERDELTÁICA.
DIAMICTITOS NA BAIA INTERDISTRIBUTÁRIA
BELÉM
S.LUÍS
TERESINA
0.2 mm
0.4 mm
0.8 mm
ERODIDO
PARÁ MARANHÃO
GOIÁS MARANHÃO
MARANHÃO PIAUÍ
AFLORAMENTO SILURO DEVONIANO
N 10°E
N 80°E
PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.-PETROBRAS
DENOR - DINTER
BACIA DO MARANHÃO
MAPA AMBIENTAL E DE CLASTICIDADE
TEMPO FAMMENIANO-STRUNIANO
(Fms. CABEÇAS, PIMENTEIRAS E PORÇÃO BASAL DA Fm. LONGÁ)
0 100 200KM
AUTOR | DATA | RELATÓRIO | FIGURA
Carozzi et al | Março, 1974 | 397 | 13

BACIA DO ALTO AMAZONAS

AMBIENTES DEPOSICIONAIS RECONHECIDOS NA ÁREA DO JURUÁ

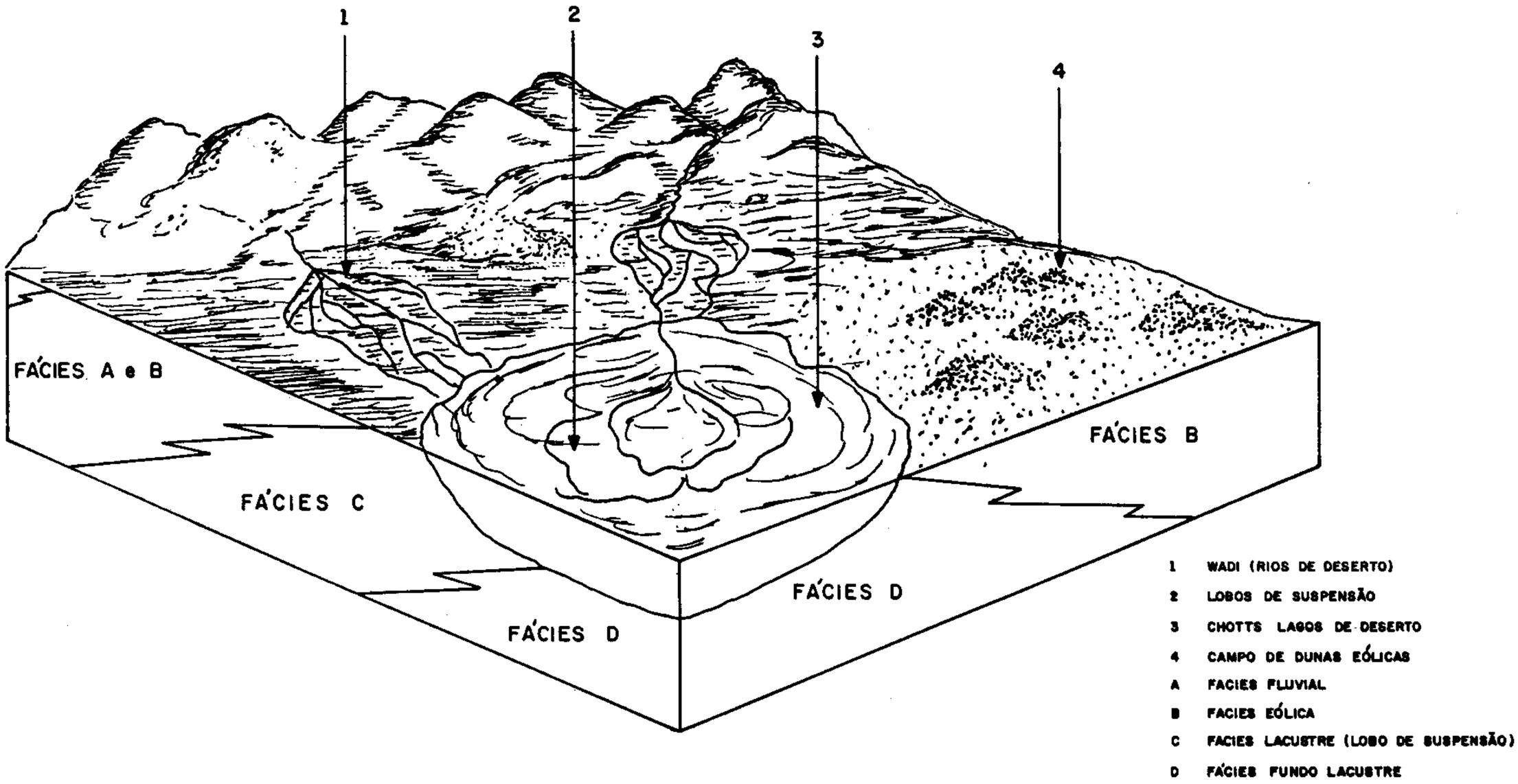


FIG. 14

AMBIENTES DEPOSICIONAIS

FORMAÇÃO CURUÁ — MEMBRO CURIRÍ

NEO - DEVONIANO - FAMMENIANO

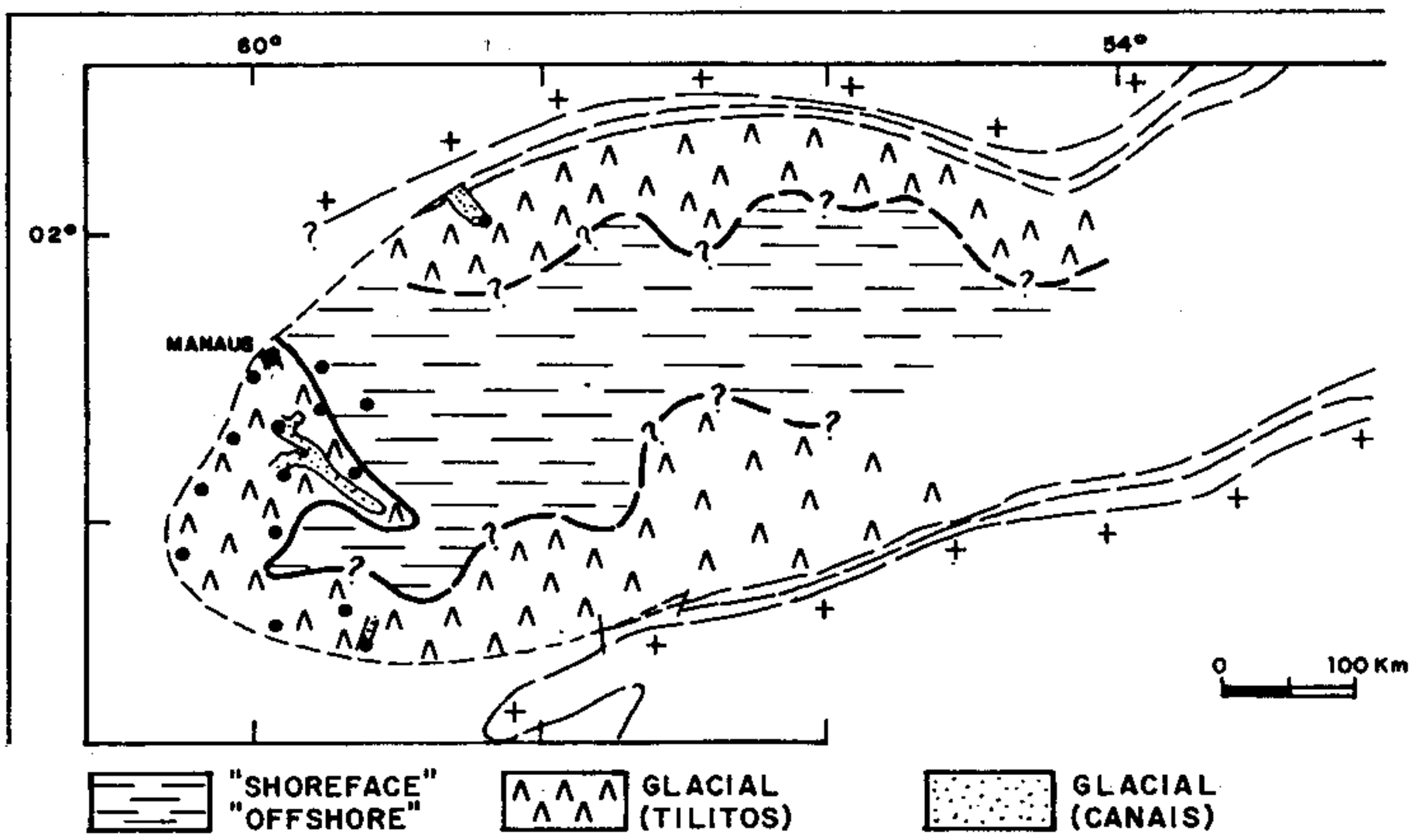


FIG. 15

– SEÇÕES TÉCNICAS

HIDROGEOLOGIA

HIDROGEOLOGIA DE BRAGANÇA

Vitor Hugo Serra
Antonio Carlos F. N. S. Tancredi

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL DO ESTADO DO PARÁ – IDESP

ABSTRACT IDESP carries out groundwater studies in Bragança (PA). The survey includes airphotography studies, hidrogeologic and electrical prospecting.

The regional geology presents granites, chlorites, schists, and phyllites corresponding to the precambrian basement. It has white sandstone and graywackes refered to as Eapaleozoic. It has many outcrops in the area of the limestones of Pirabas Formation;overlying these rocks and in great part of the regions appears the Barreiras Group rocks formed by clays, silts, sands, gravels and laterites. The Quaternary is representes by alluvium with clays, silts, sands and gravels.

In Bragança, the morphology shows a plateau and near the Caeté River, its flood plain. The beds of sand, and gravel ploitation. In the subsurface these beds are irregular; the water table is about 7,0 m deep in the plateau area.

The data on electrical prospecting has the possibility of showing more favorable zones to drill wells.

The water quality, in general, is good, but is has high contents of iron solution, in some samples.

INTRODUÇÃO A cidade de Bragança constitui-se um dos maiores centros populacionais da Região Nordeste do Pará, atravessando atualmente uma demanda muito grande de água para abastecimento. Até a década de 60, grande parte da população utilizava água de poços escavados de pequenas profundidades. Com o prosseguimento da implantação da rede de abastecimento, a maior parte desses poços foram abandonados.

O IDESP tem desenvolvido pesquisas de água subterrânea nessa região, visando contribuir para a utilização desses recursos.Os trabalhos têm sido conduzidos com inventário hidrogeológico, fotointerpretação hidrogeológica, prospecção elétrica com o método da eletroresistividade, execução de ensaios de bombeamento e estudos de qualidade da água.

A área da cidade de Bragança situa-se entre os paralelos de 0º45' S e 1º15' S e entre os meridianos de 46º45' W e 47º0' W distando 210 km de Belém pelas rodovias BR-316 e PA-242.

ASPECTOS GERAIS A região da cidade de Bragança possui relevo relativamente plano com baixos platôs recortados por pequenos vales, e a planície de inundação do Rio Caeté. Situa-se na microrregião de clima equatorial úmido com duas estações distintas: verão de junho a novembro e inverno de dezembro a maio. Em alguns locais da zona urbana

ainda se notam alguns vestígios de árvores de médio a grande porte.

GEOLOGIA As rochas de composição granítica aflorantes nas localidades de Tauaré, Mirasselvas e Tracoateua e no alto curso do Rio Piriá e médio a alto curso do Rio Guamá, representam o Pré-Cambriano mais antigo. São rochas compostas essencialmente de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, muscovita,zircão, apatita, titanita e granada.

Os filitos e mica-xistos aflorantes na BR-316, Rio Piriá e Rio Guamá, são referidos à Série Gurupi e assentam-se discordantemente sobre o Pré-Cambriano indiviso da área (IDESP, 1973).

Tem sido datado do Eo-Paleozóico um arenito branco, duro com diaclasamento vertical. São considerados de mesma idade as grauvacas aflorantes na BR-316 e no Rio Piriá próximo a sua confluência com a rodovia.

Ao longo da rodovia BR-010 ocorrem os sedimentos compostos essencialmente de argilas e arenitos com estratificação cruzada pertencentes à Formação Ipixuna referida ao Terciário Inferior.

Ocorrendo em vários locais da área estão os calcários ricamente fossilíferos, alternados com areia e argila pertencentes à Formação Pirabas do Mioceno Inferior. Em alguns pontos essa Formação assenta direta e discordantemente sobre as rochas do embasamento.

Sobrejacentes à Formação Pirabas estão os sedimentos do Grupo Barreiras, afossilífera composta de argilas, siltes, arenitos, seixos de quartzo e por um arenito ferruginoso ocorrendo em níveis soltos e descontínuos chamados grês do Pará.

O Quaternário recente (Holoceno) é representado por sedimentos inconsolidados atuais e subatuais localizados na orla litorânea e nos vales dos Rios e Igarapés que se dirigem ao Atlântico, baixo Guamá e nas dunas. Os extensos areiais encontrados nas Zonas Bragantina e Salgado também são referidos, com certa dúvida, ao Quaternário recente (IDESP, 1973).

Localmente afloram areias quartzosas, argilas e seixos de quartzo, atuais e subatuais.

Em subsuperfície, ocorrem também argilas, seixos e areias, predominantemente, estas: os perfis dos poços 4 BR-01-PA e 4 BR-02-PA, ambos com cerca de 150 metros e perfurados pela CPRM, para a COSANPA mostram bem essa seqüência sedimentar.

HIDROGEOLOGIA Na região de Bragança tanto em superfície como em subsuperfície, até as profundidades detectadas pelas sondagens elétricas têm sido reveladas formações sedimentares, de onde se tem extraído toda a água do abastecimento da cidade.

Os poços escavados com profundidade máxima de 12 m via de regra atingiram ou atingem areias grosseiras e/ou cascalhos, e embora, construídos primitivamente fornecem grande quantidade de água, devido a alta permeabilidade desses sedimentos. Atualmente grande parte desses poços encontram-se abandonados. O nível estático varia de 4 a 10 metros, sendo jorrantes em alguns locais.

Alguns testes de bombeamento foram executados pelo IDESP,e embora de curta duração, mostraram transmissividades de ordem superior a 2 m^2/h e de 25 m^2/h, o que permite a obtenção de grandes vazões em poços pouco profundos, da ordem de 50 a 100 metros, na Região. Em alguns locais essas camadas altamente transmissoras, são encontradas a menores profundidades, como por exemplo a cerca de 1 km da cidade, na rodovia Belém-Bragança.

As águas obtidas, são de boa qualidade físico-química , as análises efetuadas nos laboratórios do IDESP, evidenciariam esse fato, havendo restrições apenas aos valores de pH, que são ácidos e aos teores de ferro, alguns acima dos padrões especificados pela OMS (Organização Mundial de Saúde).

GEOFÍSICA Durante os trabalhos de campo foram efetuadas sondagens elétricas, adotando-se dispositivo Schlumberger, com linha AB máxima de 1 km, o que permitiu investigações da ordem de até 250 m de profundidade.

Os resultados das sondagens elétricas permitiram selecionar os comprimentos de linha de envio de corrente AB de 2 m, 40 m e 300 m para a confecção de mapas de resistividades (figuras 1, 2 e 3). No mapa de resistividade AB = 2 m (fig. 1) evidencia-se as zonas mais resistentes de maior infiltração de águas pluviais e também podendo ser correlacionada a maior vulnerabilidade a poluição e as zonas condutoras mais argilosas, de maior permeabilidade ocupando esta a parte central da área.

O mapa de resistividade AB = 40 m (fig. 2) apresenta a distribuição das resistividades nas camadas aqüíferas passíveis de implantação de poços de cerca de 20 m de profundidade. As resistividades são fortemente influenciadas pelos valores de superfície e a parte central é a de menor resistência. O mapa de resistividade com linha AB = 300 m (fig. 3) apresenta a distribuição das resistividades, sendo que há uma mudança da zona resistente e da zona condutora, esta situada na parte oeste e centro-sul. As camadas situadas em profundidades maiores de 40 m marcam sua influência nos valores desas resistividades.

Esses mapas serão correlacionados com a natureza desses aqüíferos e orientarão na implantação de poços.

CONCLUSÕES Os trabalhos de hidrogeologia efetuados pelo IDESP em Bragança encontram-se interrompidos devido a escassez de recursos, entretanto os dados obtidos até o presente permite-nos concluir o seguinte:

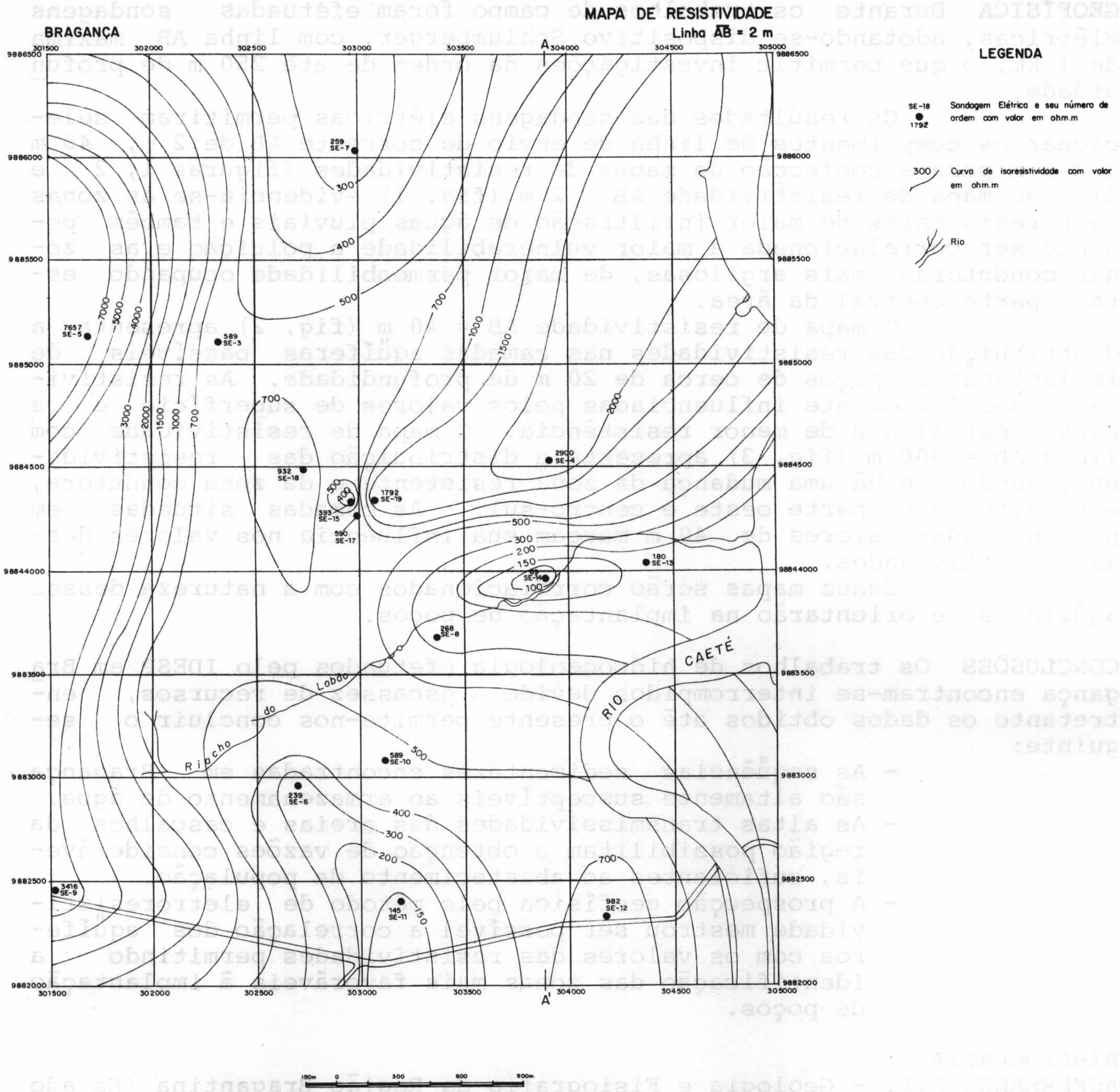
- As seqüências sedimentares encontradas em Bragança são altamente susceptíveis ao armazenamento de água.
- As altas transmissividades das areias e cascalhos da região possibilitam a obtenção de vazões consideráveis, suficientes ao abastecimento da população.
- A prospecção geofísica pelo método de eletroresistividade mostrou ser possível a correlação dos aqüíferos com os valores das resistividades permitindo a identificação das zonas mais favoráveis à implantação de poços.

BIBLIOGRAFIA

ACKERMANN, F.L. - Geologia e Fisiografia da Região Bragantina (Estado do do Pará) Manaus, INPA, 1964.

ACKERMANN, F.L. - Esboço para a Geologia entre a Cidade de Belém, Rio Gurupi e Atlântico - Rio Guamá, Belém. UFPa. 1969.

PARÁ - IDESP - Plano de Desenvolvimento Integrado das Microrregiões Homogêneas Guajarina, Salgado e Bragantina. Vol. II. Belém. IDESP, 1973.



PERFIL DE RESISTIVIDADE APARENTE
Linha AB = 2 m

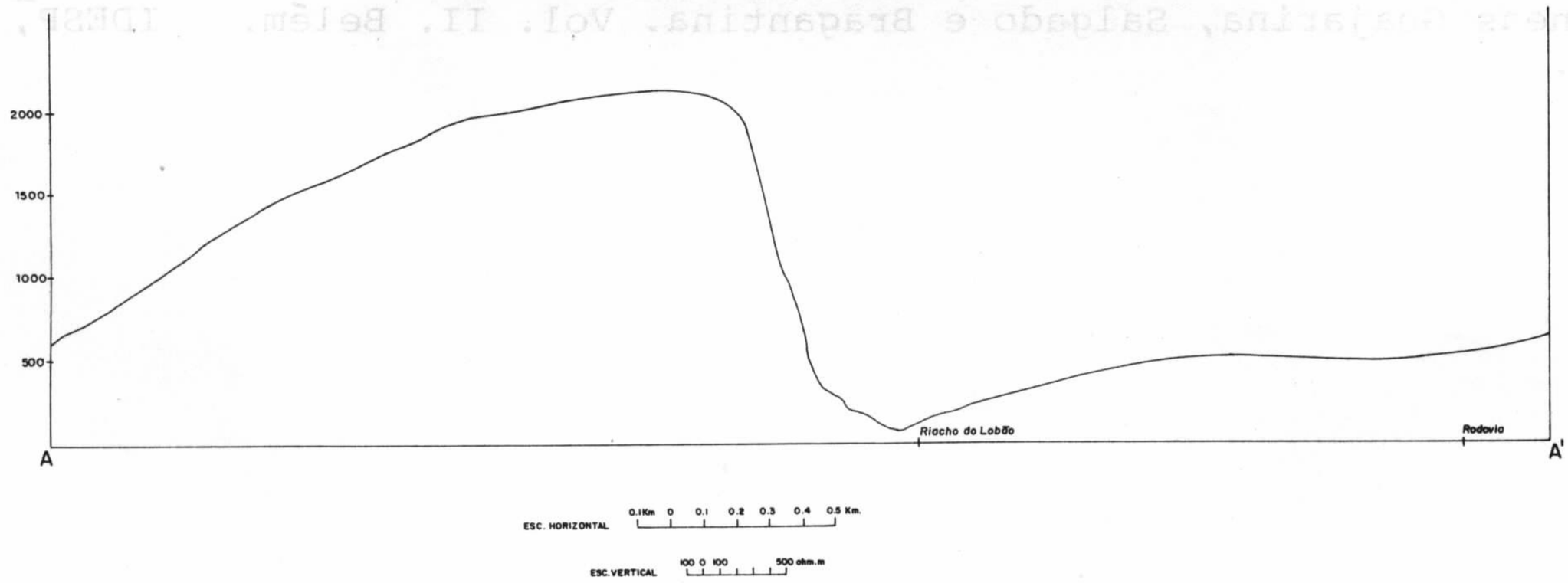
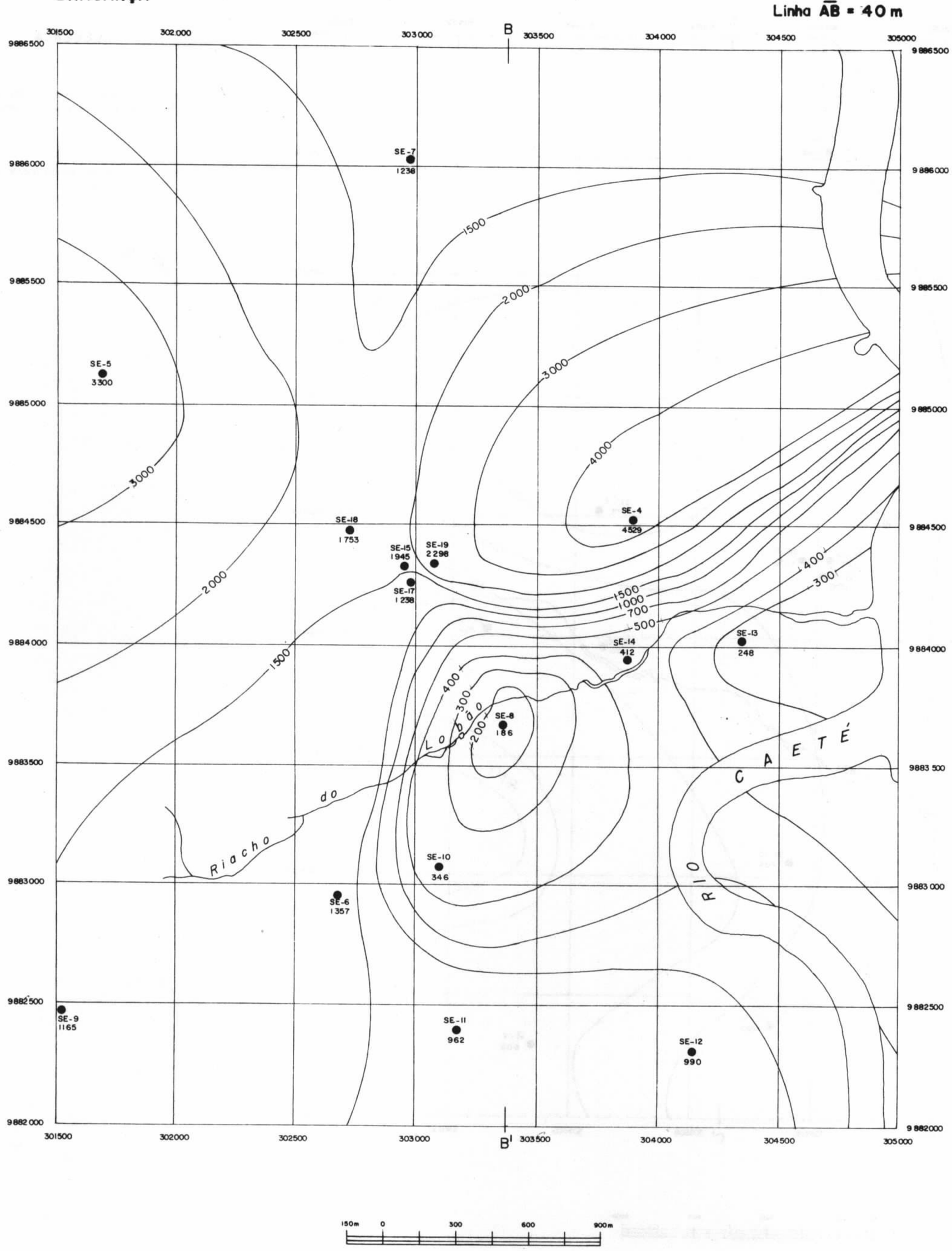


Fig. 1

BRAGANÇA

MAPA DE RESISTIVIDADE

Linha $\overline{AB}$ = 40 m



LEGENDA

SE-18 ○ 1753 — Sondagem Elétrica e seu número de ordem com valor em ohm.m

2000 — Curva de isoresistividade com valor em ohm.m

Rio

PERFIL DE RESISTIVIDADE APARENTE

Linha $\overline{AB}$ = 40 m

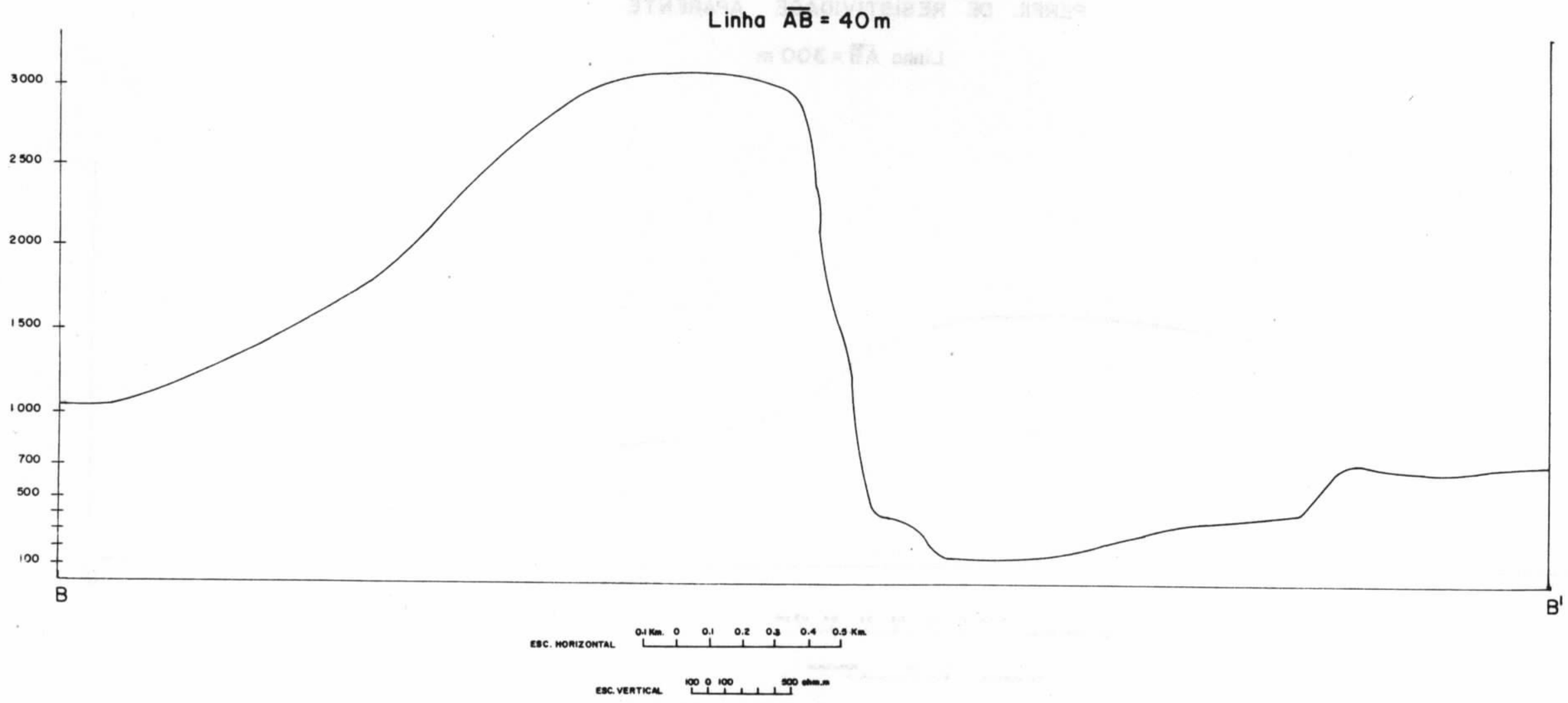
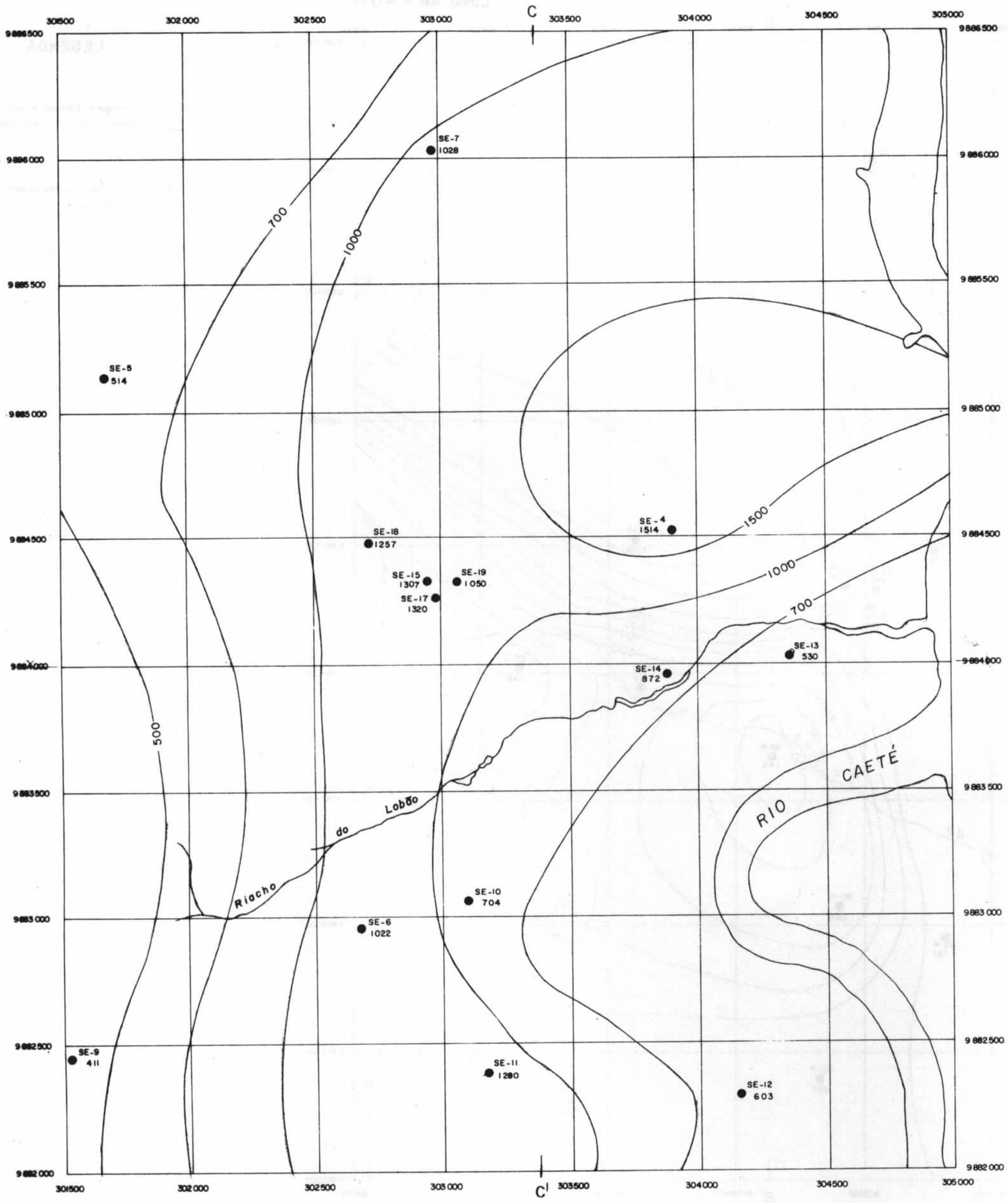


Fig. 2

MAPA DE RESISTIVIDADE

Linha $\overline{AB}$ = 300 m

BRAGANÇA



LEGENDA

SE-13 ● 530 — Sondagem Elétrica e seu número de ordem com valor em ohm.m

700 — Curva de isoresistividade com valor em ohm.m

Rio

150m 0 300 600 900m

PERFIL DE RESISTIVIDADE APARENTE

Linha $\overline{AB}$ = 300 m

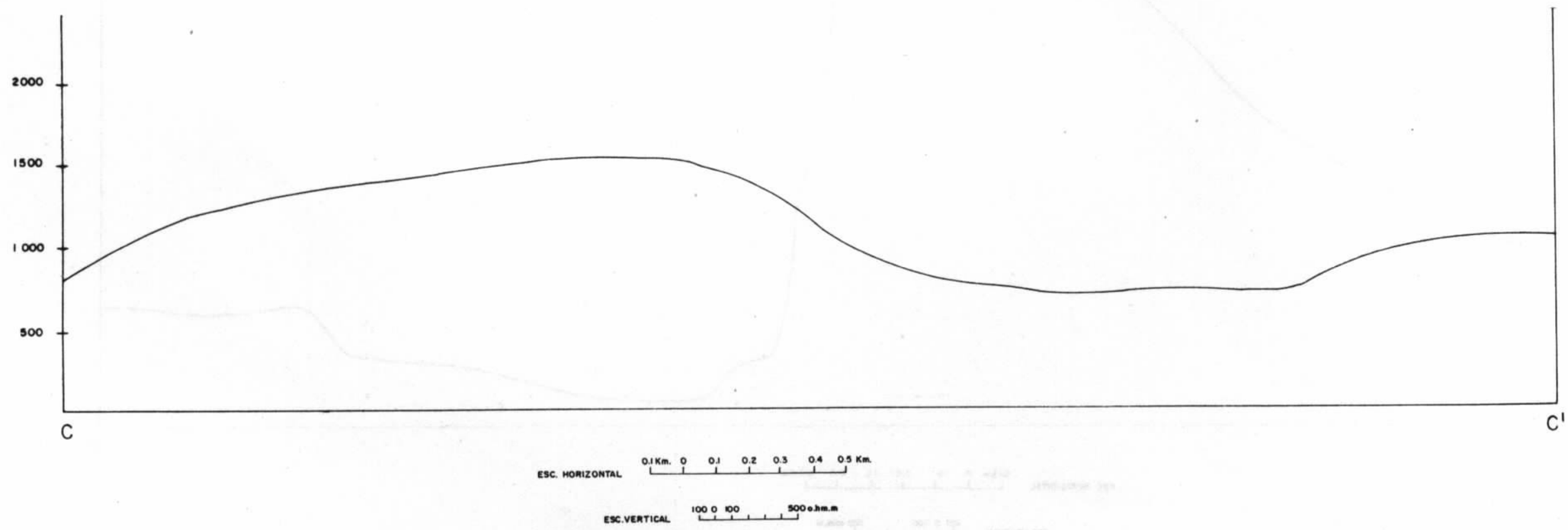


Fig. 3

ESTUDOS HIDROGEOLÓGICOS DA ILHA DE MARAJÓ

Vitor Hugo Serra
Antonio Carlos F. N. S. Tancredi

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL DO ESTADO DO PARÁ – IDESP

ABSTRACT IDESP carries out groundwater studies in the eastern region of the Marajó Island. The main purpose is to evoluate and use of groundwater resources.

This region is in a vast plain and the geology of the upper portions show clay, silt, sand and laterite, related to the Pará Group.

In the hydrogeological survey, geophysical prospecting by mean of the electrical resistivity method was used. The relationship between the resistivity values and the aquifers indicates that the resistant zone corresponds to a dominance of sand with fresh groundwater, whereas the conductive zone os related to a dominance of clayey components, in very low values to saline groundwater.

In the south and south-east side if the area the aquifers are formed by sand intercalated with clay. The groundwater is good quality. In the north and central part, the aquifers are formed of fine sand, calyey sand, with intercatation of clay. The groundwater has in some places very much salt dissolved contents. In all of this area there is an underying aquifer about one hundred meters deep where quality is better.

The transmissivity values, comprise from 2,0 m^2/h to 40,9 m^2/h in some pumping tests.

The contents of dissolved salts in the groundwater has a very large range; the TDS is between 16 to 10.782 ppm and the NaCl is the main compound in the solution.

INTRODUÇÃO A Ilha de Marajó situa-se na foz do Rio Amazonas compreendida entre os meridianos de 48º W a 51º W e entre os paralelos de 0º a 02º S, com uma superfície aproximada de 49.000 km^2 (figura 1).

A Ilha de Marajó possui duas regiões fisiográficas bem definidas, a região de matas, situadas na parte ocidental com cerca de 2/3 de sua superfície e a região dos campos naturais, na parte oriental com 1/3 de área.

Anualmente ocorrem cheias e secas acentuadas, o que ocasiona grandes prejuizos à economia da Ilha, especialmente a pecuária. No final da estação seca, a maior parte dos mananciais de águas superficiais ficam esgotadas.

O Instituto do Desenvolvimento Econômico-Social do Pará (IDESP) estruturou a partir de 1968 um projeto de pesquisa de recursos naturais na Ilha, com a participação de diversos órgãos, sendo supervisionado pela Organização dos Estados Americanos (OEA).

Em 1971, em convênio com a Superintendência do Desen-

volvimento da Amazônia (SUDAM) foi iniciado a prospecção geofísica pelo método da resistividade elétrica, aplicada aos estudos hidrogeológicos.

ASPECTOS GERAIS DO MEIO AMBIENTE A região do Marajó possui clima tropical úmido, segundo a classificação do Köppen; entre os tipos Ami e Afi; na região de matas é característico o tipo Afi e na região dos campos naturais o tipo Ami.

A precipitação pluviométrica apresenta índices anuais de 2.700 mm na região dos campos e 3.000 mm na região de matas. A distribuição das chuvas apresenta 80% da precipitação pluviométrica ocorrendo de janeiro a junho e apenas 10% entre agosto e dezembro na região dos campos. Na região de matas 65% da precipitação ocorre de janeiro a junho.

A temperatura média anual é de 27ºC; o índice evaporimétrico é de 1.600 mm na região dos campos naturais e 650 mm na região de matas.

A vegetação constitui-se no mais importante fator de distinção entre as duas regiões características da Ilha, a região dos campos naturais e a região de matas, as quais possuem ecossistemas naturais nitidamente definidos. Na região dos campos a vegetação é constituída de espécies herbáceas com pequenas "ilhas" de vegetação arbustiva. Há ainda a mata cliliar margeando os rios, havendo mangue em geral nos baixos cursos. Na região de matas desenvolve-se uma floresta tropical, destacando-se as de terra firme, as de terrenos inundáveis e a mata secundária.

A pedologia da Ilha apresenta em sua maior extensão dois grandes grupos, solos hidromórficos gleizados e laterita hidromórfica.

As depressões, que constituem as baixadas alagáveis estão relacionadas aos solos hidromórficos; os baixos terraços também sujeitos a inundações porém menos intensamente são representados por glei pouco húmico, laterita hidromórfica e solos salinos em uma pequena parte ao nordeste da Ilha. Os terraços não sujeitos a inundação correspondem a laterita hidromórfica, latossolo amarelo e areias quartzosas.

Com uma superfície expressiva a Ilha de Marajó ocupa grande parte do estuário do Rio Amazonas. As principais massas de água circundantes são constituídas pelo Rio Amazonas, Rio Pará, Rio Tocantins, Baía de Marajó e Oceano Atlântico.

Na parte ocidental do Marajó há um emaranhado de canais interconectados, conhecido sob a denominação de "furos" interligando o Rio Amazonas na parte norte do seu estuário, à parte sul, no Rio Pará e Baía de Marajó.

Entre as principais bacias hidrográficas da Ilha destacam-se as dos Rios Anajás, Ararí, Atuá, Paracauari, Camará e Canaticu.

Estas bacias estão sob a influência da maré e na época de cheias ficam interconectadas. Na parte central da região dos campos naturais as grandes depressões constituem vários lagos, destacando-se o Lago Arari, com uma superfície de 100 km^2 em águas baixas, sendo grande reservatório da bacia do Rio Ararí.

GEOLOGIA Os trabalhos de pesquisas de superfície da PETROBRÁS, na região da foz do Rio Amazonas resultaram na definição da Bacia Sedimentar da foz do Rio Amazonas, a qual é constituída pelos "grabens" de Limoeiro e Mexiana e pelas plataformas do Pará e Amapá.

É delimitada essa bacia a noroeste pelo Escudo das Guianas, a oeste pelo Arco de Gurupá e ao sul pelo Arco do Tocantins e Escudo Brasileiro (figura 2).

As rochas cristalinas situam-se nessa região a grandes profundidades, sendo constituídas por granito-gnaisses, xistos, quart

zitos e filitos.

As rochas sedimentares atingem mais de 5.000 m de espessura. Schaller, Vasconcelos e Castro (1971) propuseram a estratigrafia da bacia (figura 3).

As formações Jacarezinho e Limoeiro são tidas como do neo-cretáceo a paleoceno sendo constituídas respectivamente por conglomerados e por arenitos com níveis conglomeráticos intercalados com argilitos.

A Formação Marajó compõe-se de sedimentos clásticos terciários com arenitos, argilitos e folhelhos, e a Formação Amapá de carbonatos terciários, ocorrendo na plataforma continental.

Os sedimentos clásticos do mioceno ao holoceno que ocorrem na embocadura do Rio Amazonas e se estendem na plaraforma continental foram propostos sob a designação do Grupo Pará. Esses sedimentos são de origem fluvial a paralica no continente e nerítica na plataforma sendo o Grupo Pará subdividido na Formação Pirarucu predominantemente argilosa e a Formação Tucunaré arenosa.

As perfurações realizadas na parte superior dos terrenos da Ilha de Marajó apresentam uma sequência de areias finas, siltes e argilas, com horizontes de laterita. Em superfície há uma predominância de argilas, com paleocanais de areias finas, lentes arenosas, siltes e concreções de laterita. As argilas são de cor creme avermelhada e amarelada e também claras caulínicas, em subsuperfície, há argilas cinza e escuras. Os horizontes de laterita formam espessos blocos na margem da Baía de Marajó e na margem dos rios próximo a baía e em pontos mais afastados.

Essa região pertence a uma extensa planície, sujeita a inundações pelas chuvas ou cheia dos rios. Os trabalhos do Projeto RADAM mostram três feições geomorfológicas, a leste planícies colmatadas, no centro um pediplano plistocenico e a oeste uma região ainda em processo de colmatagem.

Na região dos campos naturais do Marajó as fotografias aéreas e as imagens de radar mostram paleocanais colmatados.

A evolução geomorfológica da Planície Amazônica na região do Marajó está relacionada com a subsidência da fossa Marajoara e a transgressão flandriana.

A topografia suave dessa região apresenta altitudes que não atinge duas dezenas de metros.

HIDROGEOLOGIA A parte oriental da Ilha de Marajó, é sem dúvida, a área da Região Amazônica, onde há relativamente, o maior volume de trabalhos de pesquisas hidrogeológicas.

A utilização da água subterrânea no Marajó pode ser agrupado em abastecimento público, efetuado nas cidades, através de poços tubulares; abastecimento doméstico, realizado pelas fazendas através de poços escavados, em geral com menos de 10 m de profundidade e abastecimento de animais, feito nos meses críticos da estação seca, através de poços escavados e poços tubulares com catavento.

A realimentação da água subterrânea é de origem pluvial, por infiltração direta e/ou diferencial. A flutuação do nível hidrostático apresenta valores de até 4 m de amplitude. O gradiente hidráulico e a velocidade de escoamento das águas subterrâneas são pequenos, estando subordinados ao relevo topográfico plano e à permeabilidade baixa dos terrenos argilosos, de grande distribuição espacial.

As características hidrodinâmicas dos aqüíferos são bastante variáveis, devido as intercalações e gradações das frações argilosas e arenosas, e suas espessuras variáveis. Associado a esse complexo sistema aqüífero os teores de sais dissolvidos apresentam uma amplitude de variação bastante significativa.

PROSPECÇÃO ELÉTRICA A prospecção geofísica foi efetuada em uma su-

perfície de 16.325 km^2 com um total de 694 sondagens elétricas. Utilizou-se o dispositivo Schlumberger em que os eletrodos da linha de envio de corrente (linha AB) são deslocados em uma reta, com relação ao centro do dispositivo e aos eletrodos da linha de medição (linha MN). Os comprimentos da linha AB atingiram 1.000 m sendo a maioria das sondagens com linha AB de 600 m.

No Marajó, os terrenos apresentam grande variação na penetração e condução da corrente elétrica, em decorrência do seu fácies, grau de saturação em água e grande variação da composição química desta. As sondagens elétricas de aferimento, e as demais sondagens elétricas evidenciam uma grande diversidade nos valores de resistividade, compreendidos entre cerca de 1 Ω.m a vários milhares de Ω .m, podendo ser classificados em três famílias principais (figura 4):

- Horizonte resistente em superfície e a pequena profundidade, seguido por horizonte condutor (SE 84).
- Horizonte condutor até o substrato resistente (SE 56).
- Horizonte condutor em superfície recobrindo um nível resistente, ao qual segue um horizonte condutor (SE 80).

Com comprimentos da linha AB suficientemente grandes nota-se de uma maneira geral a presença de um substrato resistente.

A distribuição das resistividades com relação aos terrenos da Ilha apresenta os seguintes valores:

- Areias secas de superfície, formações lateríticas: vários milhares de Ω .m.
- Areias com água, dependendo da fração argilosa e da composição química da água: 300 a 1.000 Ω.m.
- Argilas: 3 a 10 Ω.m.
- Formações areno-argilosas com água salobra: cerca de 1 Ω.m.
- Substrato resistente: desconhecido.

A interpretação quantitativa das sondagens elétricas permitiu selecionar-se alguns comprimentos de linha AB de envio de corrente elétrica para a confecção de mapas de resistividades elétricas aparentes, em que são apresentadas a distribuição espacial dos valores da resistividade, correlacionado as características dos aqüíferos.

O mapa de resistividade com linha AB=40 m (figura 5) apresenta a distribuição dos valores da resistividade podendo ser correlacionado aos aqüíferos viáveis de explotação por poços da ordem de 20 m de profundidade.

Os valores são fortemente influenciados pelas resistividades dos terrenos superficiais, podendo ainda fornecer indicações a capacidade de inflitração, maior nos terrenos arenosos de elevada resistividade.

Na parte sul e sudeste os valores das resistividades situam-se frequentemente acima de 300 Ω.m evidenciando frações arenosas e pequeno teor de sais dissolvidos nas águas subterrâneas. A parte central e nordeste apresentam resistividades muito baixas frequentemente inferiores a 3 Ω.m, tratando-se do efeito conjugado da predominância de frações argilosas das formações e/ou dos elevados teores em sais dissolvidos nas águas subterrâneas. Na região situada a noroeste observa-se um pequeno aumento nos valores da resistividade, ligado a uma diminuição do-teor de sais dissolvidos nas águas subterrâneas.

OS AQÜÍFEROS A região do Marajó possui um espesso pacote de rochas sedimentares, depositadas do Cretáceo ao Quaternário. Os estudos empreendidos tem visado os aqüíferos da parte superior da Ilha, nas rochas do Grupo Pará, devido a sua considerável espessura.

Aforam na Ilha, areias, siltes, argilas e lateritos;

em subsuperfície há uma alternância de argilas, siltes e areias até a uma profundidade da ordem de centenas de metros, com horizontes lateríticos até cerca de 20 m de profundidade.

Na parte sul e sudeste os aqüíferos são constituídos de formações arenosas, a profundidades geralmente inferiores a 10m em seu topo. Essas areias quartzosas são de granulação média a fina e estão intercaladas por argilas. As características hidrodinâmicas, bastante variáveis, apresentam valores de 2,5m²/h a 24,2m²/h e a qualidade da água subterrânea é boa.

Na parte central e noroeste os aquíferos são constituídos essencialmente de areias finas, em profundidades geralmente inferiores a 15m. Essas areias finas e bem selecionadas, muitas vezes argilosas estão intercaladas com argilas e a qualidade da água apresenta um teor maior de sais dissolvidos, não apresentando restrições.

Na parte central e norte os aqüíferos são constituídos de areias finas, situadas em profundidades geralmente inferiores a 15m em seu topo. Essas areias finas, são bem selecionadas, muitas vezes argilosas, e intercaladas com argilas ricas em matéria orgânica. A qualidade da água apresenta altos teores em sólidos totais dissolvidos chegando a apresentar restrições para o consumo humano. Um ensaio de bombeamento apresentou um valor de $T = 2,0\ m^2/h$.

Formando faixas alongadas, identificáveis em fotografias aéreas e imagens de radar, os paleocanais constituem aqüíferos formados por areias em geral finas, contrastando com as formações argilosas adjacentes. Na parte central e norte, esses paleocanais, devido a sua constituição possuem maior permeabilidade e circulação de água, refletindo-se na melhor qualidade da água.

Estendendo-se por toda a região, há a presença de um aqüífero com profundidade da ordem de 100 m.

Na região do Lago Arari, onde sua profundidade está em torno de 80m um poço de abastecimento atingiu o seu topo de 75 a 80m com areia rósea fina a média e calcáreo cinza amarelo. A qualidade de água é sensivelmente melhor que do aqüífero superior, sem restrição para consumo humano. Um ensaio de bombeamento apresentou valores de $T = 40,9\ m^2/h$.

QUALIDADE DA ÁGUA As análises físico-químicas das águas subterrâneas do Marajó têm revelado grande variação nos teores dos componentes em solução. Essas águas são predominantemente sódio-cloretadas e subordinadamente mista-carbonatadas. Segue-se águas cálcio-carbonatadas, mista-cloretadas e magnesiano-carbonatadas.

Essa grande variação na qualidade da água está relacionada principalmente a topografia, permeabilidade e ambiente de sedimentação das rochas.

Abaixo apresenta-se os componentes analisados e as concentrações mínimas e máximas, das amostras analisadas nos laboratórios do IDESP. Na figura 6 o mapa de sólidos totais dissolvidos.

COMPONENTES ANALISADOS	MÍNIMO	MÁXIMO
- Temperatura	25,0ºC	29,5ºC
- pH	4,5	7,9
- Condutividade	1,1 S/cm	15.000 S/cm
- Sólidos totais dissolvidos	16,0 ppm	11.169 ppm
- Na	2,5 ppm	3.150 ppm
- K	0,01 ppm	97 ppm
- Ca	0,94 ppm	168 ppm
- Mg	0,14 ppm	375 ppm
- Fe	0,1 ppm	5,5 ppm
- Alcalinidade (ppm de $CaCO_3$)	2,0 ppm	693 ppm
- Dureza (ppm de $CaCO_3$)	4,5 ppm	1.774 ppm
- Cl	5,0 ppm	9,380 ppm
- SO_4	0,7 ppm	128 ppm
- HCO_3	Traços	709 ppm
- CO_3	0,2 ppm	0,2 ppm
- NO_3	0,1 ppm	8,8 ppm
- SiO_2	48,0 ppm	983 ppm

Os elevados teores de sólidos totais dissolvidos têm uma relação com os altos valores das concentrações de sódio e cloreto, evidenciando ser o cloreto de sódio (NaCl) o principal composto em solução.

CONCLUSÕES A Ilha de Marajó, situada no estuário do Rio Amazonas pertence a uma extensa planície, fazendo parte da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas, com rochas depositadas desde o Cretáceo até o Quaternário.

Na parte superior da Ilha, os sedimentos clásticos de predominância fina do Grupo Pará, apresentam areias, siltes, argilas e lateritos.

Os aqüíferos, são constituídos por areias médias a finas, muitas vezes argilosas, intercaladas com argilas, de espessuras variáveis e distribuição espacial subsuperficial irregular.

Os teores em sais dissolvidos nas águas subterrâneas têm variações bastante grandes, sendo o cloreto de sódio, o principal constituinte em solução.

A aplicação do método de resistividade elétrica aos estudos hidrogeológicos evidenciou zonas resistentes onde predominam aqüíferos arenosos com água de boa qualidade; zonas condutoras onde há uma predominância das formações argilosas e/ou camadas arenosas com águas de elevados teores de compostos em solução e zonas medianamente resistente onde a qualidade da água é menos salinizada.

Os paleocanais constituem faixas alongadas onde há uma maior circulação de água subterrânea resultando em sua melhor qualidade.

Em profundidade de cerca de centena de metros estende-se um aqüífero com água cuja qualidade não apresenta restrições.

As características hidrodinâmicas desses aqüíferos apresentam valores compreendidos entre 2,0 m^2/h e 40,4 m^2/h.

BIBLIOGRAFIA

BRASIL-DNPM - Projeto RADAM - Levantamento de Recursos Naturais.Vol. 5 - Rio de Janeiro. DNPM, 1974.

KUNETZ, G. - Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Berlin. Gerbrüder Borntraeger; 1966.

O.E.A. - Marajó - Um Estudo para o seu Desenvolvimento. O.E.A.Washington, 124 p. 1974.

PARÁ-IDESP - Estudos Integrados da Ilha de Marajó. Belém, IDESP. 333 p. 1974.

REZENDE, W.M. & FERNANDES, J.O. Integração Geológica Regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas; Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia . 1971.

SCHALLER, H. et alii - Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. São Paulo, Vol.3, 189-202 p., 1971.

SIMLER, L. & FEITOSA, E.C. - Prospection Életrique Application de la Méthode et Notion Pratique d'Exploitation et de Présentation des Resultats. Orléans. Bull. BRGM. (Hydrogéologie nº 4). 1968.

TANCREDI, A.C.F.N.S. - Application de la Prospection Életrique à l'Étude Hydrogéologique de l'Île de Marajó - État du Pará, Brésil. Université de Strasbourg, 25 p. 1972.

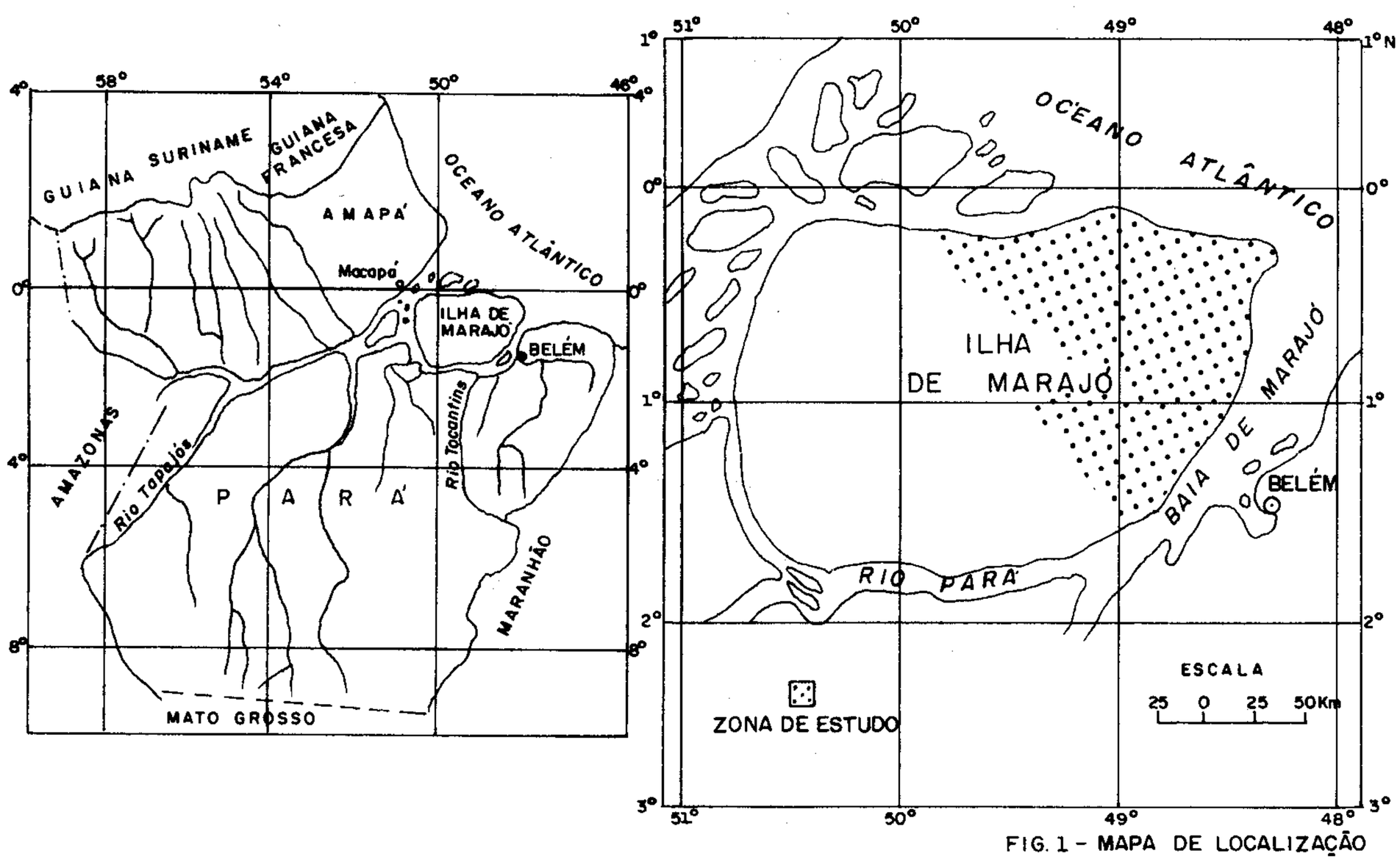
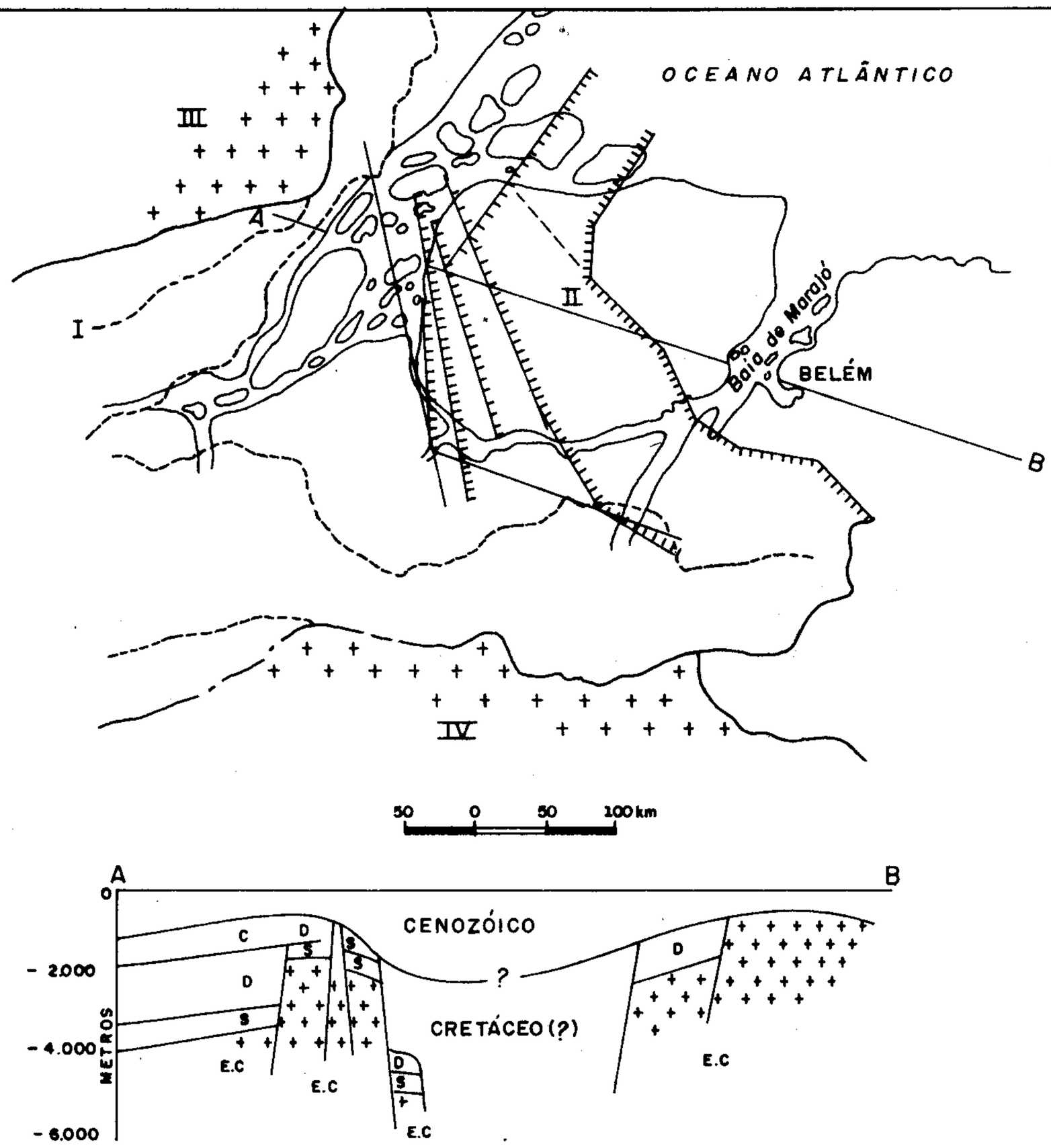


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



I - BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS

II - BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO RIO AMAZONAS

III - ESCUDO DAS GUIANAS

IV - ESCUDO DO BRASIL CENTRAL

C - CARBONÍFERO

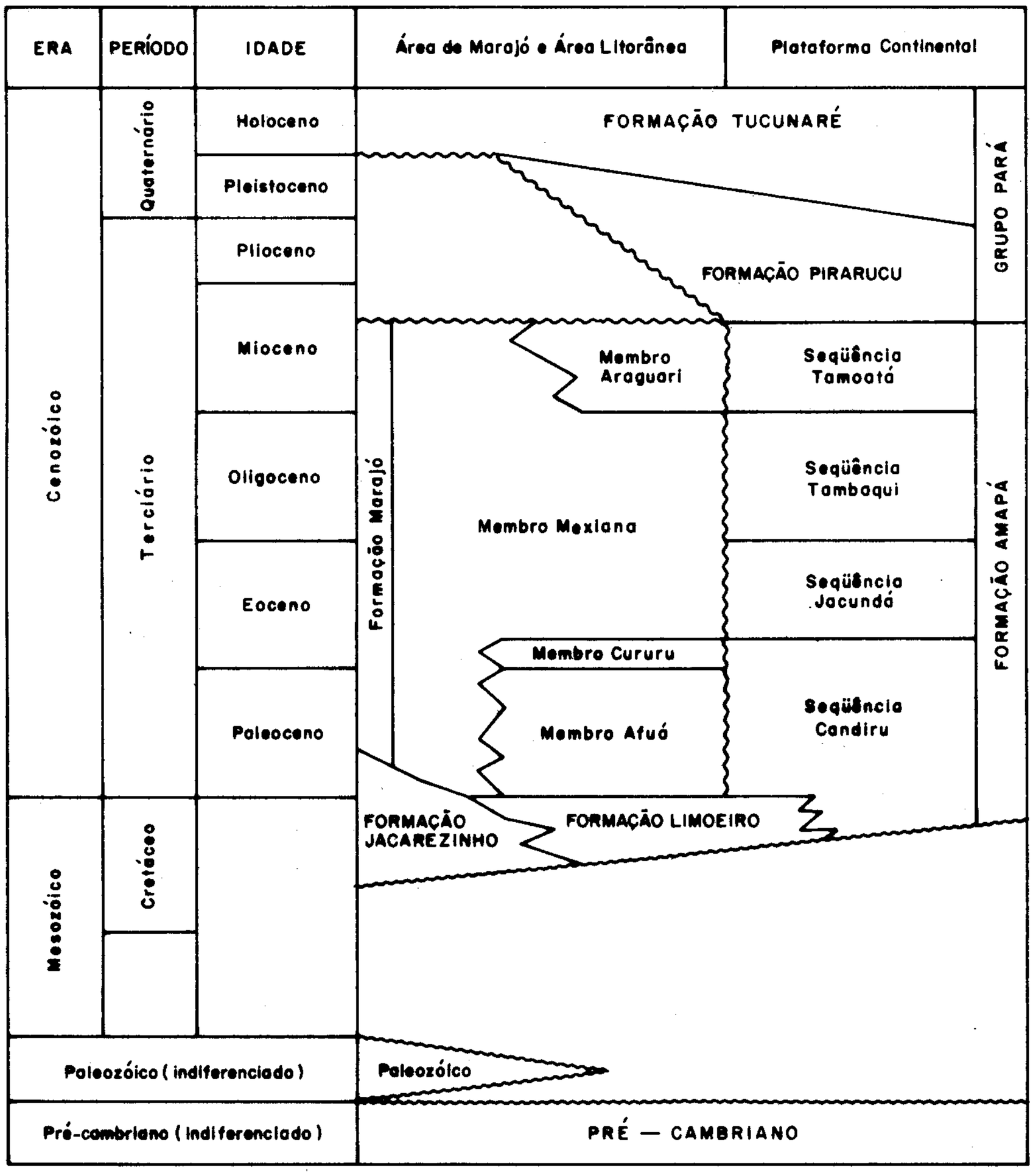
S - SILURIANO

D - DEVONIANO

E.C - EMBASAMENTO CRISTALINO

(Seg. Beurlen 1970 e Mesner e Wooldridge, 1964 respectivamente)

FIG. 2 — ESBÔÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS



(SEGUNDO SCHALLER, VASCONCELOS E CASTRO - 1971)

Fig. 3 – Coluna estratigráfica preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas.

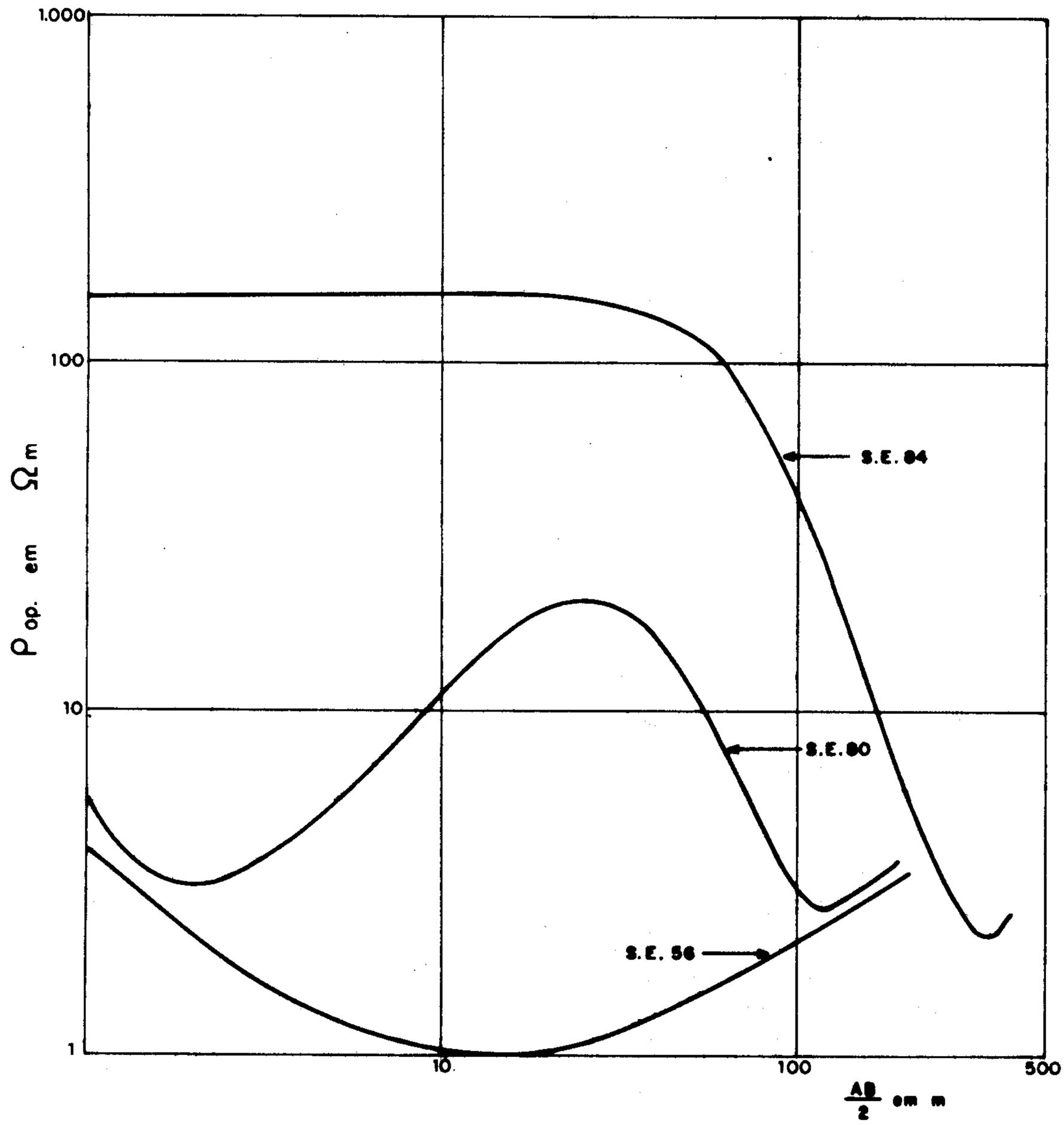


Fig. 4 — Sondagens elétricas tipo

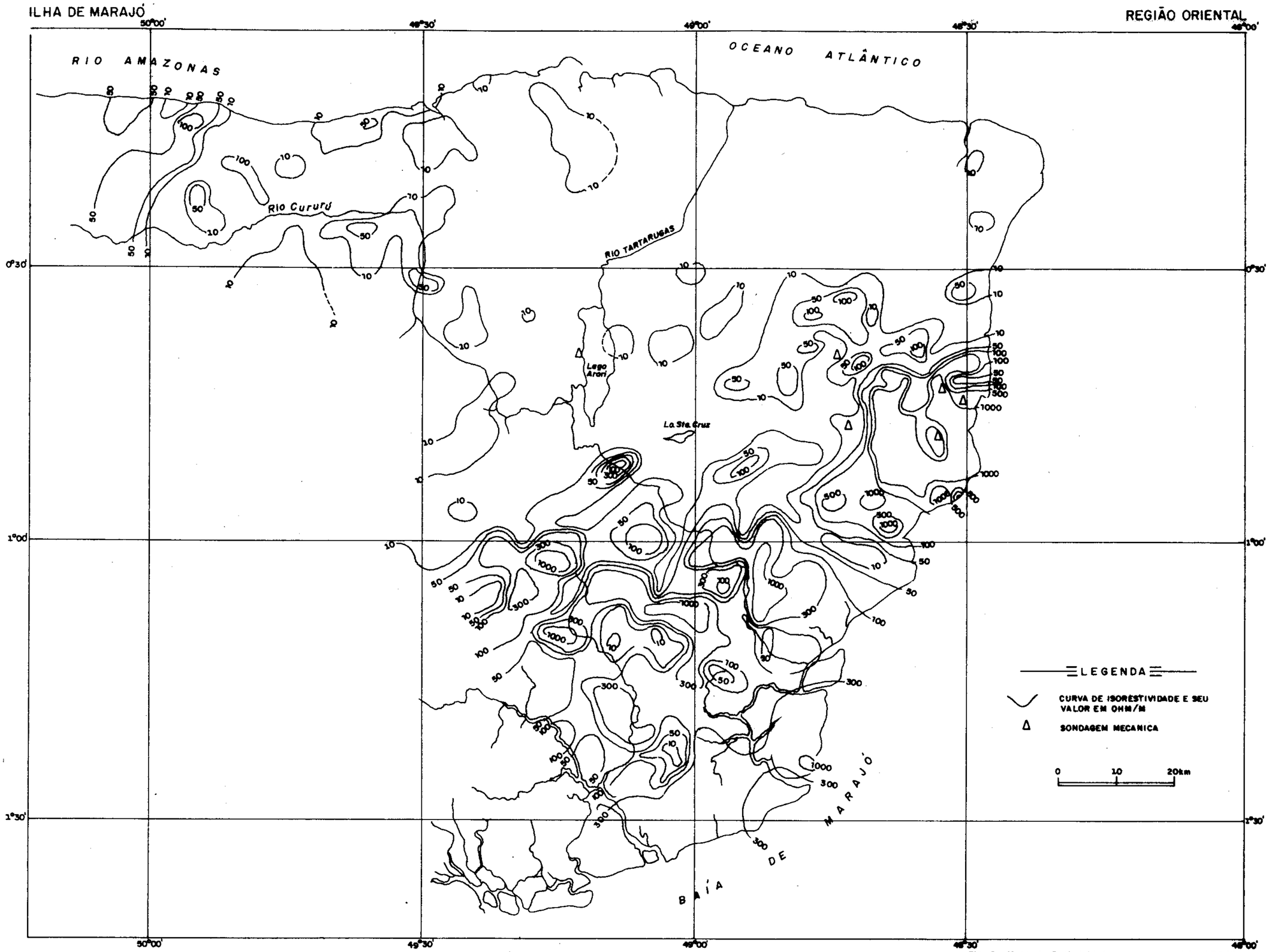


Fig. 5 - Mapa de Resistividade aparente com linha AB = 40 m

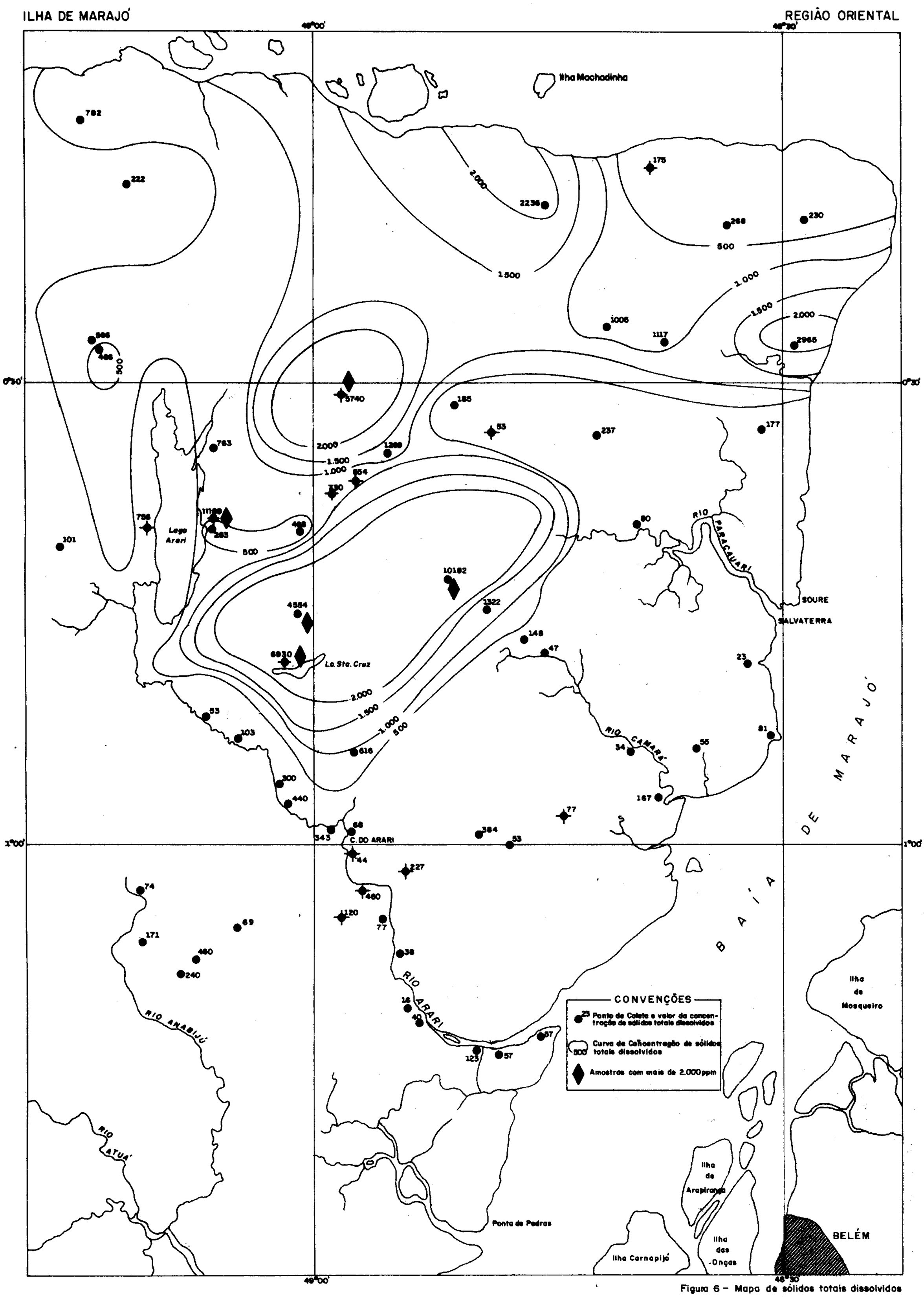


Figura 6 – Mapa de sólidos totais dissolvidos

AS FONTES TERMAIS DE MONTE ALEGRE

Antonio Carlos F.N.S. Tancredi*
Alberto Rogério Benedito da Silva **

* INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL DO ESTADO DO PARÁ – IDESP
** DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM/Belém

ABSTRACT The thermal springs of Monte Alegre (PA) were known since the last century.

In that area occur the brachyanticline of Monte Alegre. And its origin is probably due to a basic rock laccolith which raised the paleozoic sedimentary rocks and exposed the sequence of the rock formation in the Amazon Sedimentary Basin except the Trombetas Formation. The Penatecaua event, of juro-cretaceous, is expressive in the structure, represented by dikes with NE-SW and NW-SE directions.

Two geomorphological features, cuestas and hog backs are identified in the boundary of the structure; in the central part the Ererê plain is of erosional relief.

The paleozoic sandy rocks has storativity and ground water flow conditions. Where as the faults and fractures regulate the preferential flow, which originates in the central portion of the brachyanticline, a hydromineral source region with sulphurous and thermal springs in the class of meso to hypothermal. The contents of dissolved sulphide rise to 0,0034 g/l. Beyound the physico-chemical proprietes, the outflow reachs 0,5 l/s in the Menino Deus spring.

INTRODUÇÃO As fontes termais e sulfurosas de Monte Alegre (PA) são conhecidas desde século passado. Em 1977, o Instituto do Desenvolvimento Econômico-Social do Pará - IDESP realizou um reconhecimento hidrogeológico dessas fontes, para a Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral - SEPLAN, com a finalidade de aproveitamento desse potencial.

Situa-se essa área no município de Monte Alegre, entre as latitudes de 01º50' S e 02º05' S e as longitudes de 54º00'W e 34º15' W, com uma superfície aproximada de 800 Km^2 (figura 1). Possui acesso por estrada a partir da cidade de de Monte Alegre pela rodovia PA-254 e PA-423 (Prainha-Monte Alegre-Alenquer). A cidade de Monte Alegre é servida por vôos aéreos de pequenos aviões a partir de Belém ou de Santarém e por via fluvial, com linha diária a partir de Santarém.

FISIOGRAFIA O clima da área é quente e úmido, tipo Am da classificação de Köppen, com temperatura média de 25,6ºC (máxima de 30,9ºC e mínima de 22,5ºC). O índice pluviométrico anual varia entre 1.759 mm e 2.000 mm com duas estações, uma com alta precipitação de dezembro a junho e outra, de julho a novembro em que as chuvas são escassas.

A vegetação é de floresta tropical, densa e variada e na parte central na planície do Ererê é típica de campo, com espar-

sa vegetação arbórea.

A pedologia apresenta lateritas hidromórficas distróficas, solos litológicos distróficos, solos arenosos distróficos, solos podzólicos vermelho amarelado e "terra roxa", esta associada a diques de rocha básicas. Há também solos aluviais e solos hidromórficos nos terrenos de várzea.

Dois tipos principais de relevo são encontrados, um desenvolvido na braquianticlinal de Monte Alegre e outro ao sul, de forma tabular compreendendo platôs e a planície de inundação dos rios. Na parte central da braquianticlinal, há a planície do Ererê com relevo arrasado e nas bordas do relevo escarpado, destacando-se as serras do Itauajuri (400 m de altitude), do Ererê, Lua e do Paituna (150 a 200 m de altitude) com cuestas e hogbacks. A SW da serra do Ererê, ocorre uma gruta desenvolvida em arenito silicificado, com cavidade de 20 a 30 m de comprimento, 10 a 15 m de altura e 7 a 12 m de largura. Na serra do Paituna a erosão diferencial atuando no arenito esculpiu a pitoresca "Pedra Pilão" e "Pedra Jacaré".

A drenagem na área converge das encostas das serras para a planície do Ererê, sendo drenada pelo igarapé da Cachoeira, afluente do Rio Paituna, este já fora da área da braquianticlinal. Mais ao sul interligados, o Rio Paituna, Rio Gurupatuba e o Paraná de Monte Alegre, são drenados para o Rio Amazonas.

GEOLOGIA A região de Monte Alegre situa-se na bacia sedimentar do Amazonas, constituída de rochas sedimentares paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas sobre um embasamento cristalino, com intrusões de rochas básicas.

Muitos autores têm estudado essa área, sendo esses trabalhos iniciados na expedição Morgan (Hartt 1870/71). A primeira referência das fontes termais deve-se a Katzer (1898), que publicou o resultado de duas análises (1933).

Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1972) estabeleceram uma coluna estratigráfica da bacia sedimentar do Amazonas, sendo atualmente aceita para essa bacia.

Montalvão e Oliveira (1975) foram os que primeiro utilizaram a denominação braquianticlinal de Monte Alegre, para a estrutura dômica que lá ocorre.

Pastana et alii (1976) em trabalhos para a prospecção de sulfetos, referem-se as fontes sulfurosas termais alcalinas como características a temperatura elevada e odor exalado devido a presença de gás sulfídrico. A figura 2 apresenta o mapa geológico da área.

TECTÔNICA Nessa área ocorre uma das mais proeminentes estruturas da bacia sedimentar do Amazonas, a braquianticlinal de Monte Alegre, estrutura dômica com forma ligeiramente elíptica, com seu eixo maior de direção NE-SW com cerca de 30 km de extensão e seu eixo menor, de direção N-S com cerca de 20 km. O limite sul dessa estrutura está truncado por uma falha normal encoberta (Araújo et alii, 1976). Sua parte central, está arrasada pela erosão.

A braquianticlinal tem sua origem relacionada a um provável lacólito, que causou o soerguimento, deflexão e deformação nas camadas paleozóicas, durante o mesozóico. Montalvão e Oliveira (1975) referem-se aos diques básicos como cortando e causando leve metamorfismo térmico na região. Alinhamentos estruturais com direções principais N10-30W e N10-30E são identificados em imagens de radar, muitos desses alinhamentos são constituídos por diques de rochas básicas. As falhas são algumas vezes também nitidamente identificadas, a falha que delimita a estrutura na parte sul é proeminente e a da parte norte apresenta evidencias pelas perturbações e variações das atitudes das camadas. Em geral as direções das camadas situam-se de N10-30E com mergulhos de 2 a 20NW e 7 a 12SE e também direções N5-60W com

mergulhos de 4 a 10SE e 10 a 20NE.

ESTRATIGRAFIA A área da braquianticlinal, devido a estrutura dômica soerguida e a erosão que arrasou a parte central, colocou em exposição boas seções de rochas das formações paleozóicas da bacia sedimentar do Amazonas. Adota-se como guia a litologia e relações estratigráficas propostas por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1972). A coluna estratigráfica apresenta as seguintes formações:

Formação Maecuru - pertence ao Devoniano inferior, subdividida nos membros Jatapu e Lontra. O Membro Jatapu ocorre na parte central da planície do Ererê em forma alongada N-S, constituído de intercalações finas de folhelhos, siltitos e arenitos finos. O Membro Lontra aflora na parte sul da braquianticlinal em faixa estrita NE-SW, com arenitos e conglomerados esbranquiçados com estratificação cruzada e siltitos cinza médio.

Formação Ererê- do Devoniano médio com siltitos cinza escuros e intercalações de arenitos finos. Apresenta os arenitos evidências de pequeno metamorfismo térmico, próximo aos diques básicos na localidade do Ererê. Aflora um siltito silicificado desta unidade nas fontes termais do Menino Deus e Cachoeirinha.

Formação Curuá - do Devoniano superior sendo subdividida pelos membros Barreirinhas, Curiri e Oriximiná, ocupando a maior parte da braquianticlinal. O Membro Barreirinhas contém folhelhos negros, cinzas, com interaleitamento de arenito fino. O Membro Curiri possui folhelhos e siltitos e o Membro Oriximiná arenitos finos a médios com intercalação de diamictitos, folhelhos e siltitos.

Formação Faro - do Carbonífero inferior com arenitos finos, estratificação cruzada, folhelhos intercalados com siltitos e arenitos finos. Na área a faixa de afloramento contorna a estrutura.

Formação Monte Alegre - do Carbonífero superior apresenta arenitos médios a finos, conglomerado basal. Ocorre em uma faixa noroeste e próximo a serra do Itauajuri.

Formação Itaituba - do Carbonífero superior ocupando a parte norte da área. É constituída de calcáreos e dolomitos cinza com intercalações de siltitos, folhelhos e arenitos, e camadas de gipsita e anidrita.

Diabásio Penatecaua - as intrusões de rochas básicas atravessam as rochas paleozóicas. A denominação de Diabásio Penatecaua foi proposta por Issler et alii (1974) ocorrendo durante o juro-cretáceo. Os diques têm direções predominantes de N-NW, NE e NW e são identificados nas imagens de radar. Nos afloramentos possui textura fina a média e coloração escura. Na encosta sul da serra do Itauajuri há uma intrusão básica diferenciada com textura de fina a porfiróide.

Formação Alter do Chão - recobre discordantemente as formações paleozóicas, sendo considerada do Terciário, constituído por sedimentos clásticos continentais, com argilas e siltitos de cores variegadas intercaladas com arenitos finos a médios. Na área ocorre ao sul extremamente a braquianticlinal.

Aluviões - é constituída por sedimentos inconsolidados pertencendo ao Quaternário. São compostos de cascalhos, areias, siltes e argilas, esta predominando na planície de inundação do Rio Amazonas.

HIDROGEOLOGIA A área da braquianticlinal de Monte Alegre apresenta uma tectônica com falhamentos, dobramentos, intrusões de rochas básicas e sua parte central arrasada pela erosão (a planície do Ererê).

As camadas de rochas arenosas, como os arenitos e conglomerados das formações paleozóicas apresentam condições de armazenamento e circulação de água. O nível hidrostático, na planície do Ere

rê, está próximo a superfície (2,50 m e 1,50 m nas localidades de Inglês de Souza e Santa Helena, medidos em junho de 1977). As estruturas geológicas, principalmente as falhas e fraturas criam condições preferenciais de circulação. As águas de superfície, provenientes da precipitação pluviométrica infiltram-se indo atingir por gravidade, as camadas profundas. Durante esse percurso dissolvem compostos minerais e sua temperatura aumenta sob ação do gradiente geotérmico. Através das fissuras e fraturas abertas nas rochas essas águas têm circulação ascendente até a superfície, constituindo à sua emergência, as fontes termais.

Na parte central da braquianticlinal, originou-se uma área de emergências hidrominerais, com fontes termais e sulfurosas.

Foram locadas cinco fontes (figura 2), situadas em zonas de falhas e fraturas. Suas águas possuem compostos sulfurosos, apresentando cheiro característico, devido a presença de H_2S e a temperatura atingindo 36,5ºC.

Abaixo são agrupados algumas características dessas fontes.

REF.	LOCALIDADE	TEMP.	pH	LITOLOGIA
F_1	Cachoeirinha	34,0	6,8	Blocos de arenito cinza escuro Blocos rolados de diabásio Concreções lateríticas
F_2	São Manoel	27,5	4,6	Siltitos cinza avermelhados, seixos de quartzo, concreções lateríticas.
F_3	Esp. Santo	34,0	6,8	Arenito silicificado escuro fraturado.
F_4	Disterro (F.Dolores)	35,0	7,0	Arenito, siltito compacto silicificado, ferruginoso.
F_5	Menino Deus	32,5 a 36,5	7,0	Siltito silicificado, fraturado.

As fontes do Espírito Santo, Dolores e Menino Deus são as mais importantes. A fonte de Cachoeirinha é a menor do conjunto. A fonte de São Manoel encontrava-se durante os trabalhos de campo com invasão de águas pluviais devido a sua localização em uma baixada e as chuvas caídas nessa época, resultando com isso mascaradas a determinação de sua temperatura e pH, porém o odor característico de H_2S era sentido.

FONTES DO MENINO DEUS As fontes do Menino Deus, também conhecidas como fontes termais e sulfurosas de Monte Alegre são as mais importantes da área de emergências hidrotermais, e situadas à 12 km da cidade de Monte Alegre. Os estudos das águas sulfurosas têm sido realizados nessas fontes, pois são as que apresentam melhores condições para amostragem e ainda fácil acesso, tendo sido pesquisado por vários autores entre os quais Katzer (1933) e Luz (1957). Efetuaram ainda análises dessas águas Powel (1971) e Silva Junior (1976) e as do trabalho do IDESP (1977).

Os resultados dessas análises físico-químicas e sua temperatura, confirmam as propriedades inerentes às águas termominerais.

Sob o ponto de vista da temperatura as águas da área de emergências hidrominerais podem ser classificadas como hipotermal (20

a 35ºC) a mesotermal (35 a 50ºC).

A quantidade de sulfetos dissolvidos atinge 0,0034g/l. Os demais resultados revelam tratar-se de água de média mineralização, leve alcalinizada iônica, com predominância de bicarbonato e cloreto de sódio, sendo classificadas como águas isotermais, alcalinas bicarbonatadas e sulfurosas (Luz, 1957).

Abaixo é apresentado o resultado dos principais íons em solução, em amostras analisadas pelo DNPM (Luz, 1957), CPRM (Silva Junior, 1976) e IDESP (1977).

ÍONS	DNPM (g/l)	CPRM (g/l)	IDESP (g/l)
Mg^{++}	0,0025	0,0000	0,0029
Ca^{++}	0,0187	0,0427	0,0193
Na^{++}	0,2337	0,2020	0,2000
K^{+}	0,0145	0,0233	0,0142
SO_4^{--}	Traços	0,0002	0,0003
HCO_3^{-}	0,3413	0,3016	0,2860
Cl^{-}	0,2150	0,2284	0,2050

O resíduo de evaporação a 180ºC situa-se em torno de 0,8 g/l para essas águas (Luz, 1957).

As principais fontes de compostos dissolvidos resultam da lixiviação das rochas nas quais circulam essas águas. Estando as águas subterrâneas em contacto com material carbonoso proveniente de matéria orgânica, há uma redução dos sulfatos, resultando em uma diminuição do teor dos íons SO_4^{--} e produção de H_2S.

Além das propriedades físico-químicas das águas das fontes do Menino Deus, e de sua temperatura, adequada para balnoterapia, devemos considerar a vazão do conjunto dessas fontes, da ordem de 0,5 l/s, o que equivale a 43.200 litros por dia.

Na fonte do Menino Deus, em 1951 foi construído um balneário, o qual foi completamente danificado e não foi possível se determinar a vazão da fonte que alimentava a piscina. Deve-se ainda ressaltar que as emanações de H_2S e pequenas surgências às proximidades, evidenciam filetes de água divergentes dessas fontes, que se completamente captadas elevaria ainda mais o seu potencial.

Além das fontes do Menino Deus, as fontes do Espírito Santo e Dolores apresentam condições de implantação de balneáreos.

CONCLUSÕES A braquianticlinal de Monte Alegre, estrutura dômica relacionada provavelmente a um lacólito causou o soerguimento, de formação, deflexão das camadas paleozóicas da Bacia Sedimentar do Amazonas, com falhas, fraturas e intrusões de diques, rochas básicas, e sua parte central arrasada pela erosão criando assim condições em sua parte central para a existência de uma área de emergências hidrominerais importante, constituída de fontes termais e sulfurosas.

As características físico-químicas dessas águas evidenciam tratar-se de águas isotermais, alcalino-bicarbonatadas e sulfurosas.

A temperatura (até 36,5ºC), as propriedades terapêuticas e a vazão, nas fontes do Menino Deus indicam ser adequadas para balnoterapia, a água dessas fontes, oferecendo condições para a implantação de uma estância hidromineral.

Na área da braquianticlinal, além das fontes termais deve-se considerar a serra do Ererê e da Lua, com a gruta de arenito

em sua base, a serra do Paituna com a belíssima Pedra Pilão e Pedra Jacaré esculpida pela erosão diferencial em arenito e a serra do Itauajuri com 400 m de altitude.

BIBLIOGRAFIA

ARAÚJO, J.F.V. et alii - Geologia da Folha SA-21 - Santarém, In: BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Folha SA-21 - Santarém. Rio de Janeiro, 1976 (Levantamento de Recursos Naturais, 10).

BELOUSSOV, V.V. - Problemas Básicos da Geotectônica. Ediciones Omega S/A Casanova, 220 - Barcelona, Espanha, 11, 1971.

CAPUTO,M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. de - Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém, PETROBRÁS - RENOR, 1971, n.p. (Relatório Técnico Interno, 641-A).

_____ - Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e Atualização, In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1972, Anais, Belém - Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 35-46.

CUNHA, F.M.B.da & CAPUTO, M.V. - Novos Aspectos da Geologia de Monte Alegre e Áreas circunvizinhas, Belém - PETROBRÁS - RENOR, 1976, 22 p. 11. (Relatório Técnico Interno, 690-A).

DERBY, O. - Contribuição para a geologia da região do Baixo Amazonas. Brasil, 1878 - Arquivo do Museu Nacional II, Rio de Janeiro, 2:77-104.

HARTT, C.F. - Preliminary Report of the Morgan Expedition, 1870-1871. Cornell Univ. (Science) Bul. 1 - 1876, 1:20.

HARTT, C.F. - Monte Alegre e Ererê. Brasil, 1898, Bol. Mus. Paraense, 1 (3): 257-273.

ISSLER, R.S. et alii - Geologia da folha SA-22 - Belém, In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM,Folha SA-22 - Belém, Rio de Janeiro, 1974, (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

KATZER, F. - A Fauna Devônica do Rio Maecuru e a relação com a Fauna de outros terrenos Devônicos do Globo. Belém, 1898. Bul. Mus. Paraense Hist. Natural Ethnogr. 2 (1/4): 204:246.

_____ - Relatório Resumido sobre os resultados geológicos práticos da viagem de exploração do Rio Tapajós e a região de Monte Alegre, (setembro/novembro/1897), Belém, 1898 - Typ. do Diário Oficial.

_____ - A estrutura Geológica da região do Baixo Amazonas (Fontes Minerais p. 55-57), Belém, 1933. Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi de Hist. Natural e Ethnogr. Vol IX.

LUZ, A.M. da - Relatório dos Estudos sobre as Fontes Termais e Sulfurosas de Monte Alegre. DNPM, Rio de Janeiro, 1957, mimeo.

MONTALVÃO, R.G.M. de & OLIVEIRA, A.S. - Geologia do Braquianticlinal de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre - Prainha. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1975, 2p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 54-G).

PARÁ - Instituto do Desenvolvimento Econômico-Social do Pará,Recursos Minerais. Belém, IDESP, 1966, 30p. (Estudos Paraenses, 1).

PASTANA, J.M.N et alii - Projeto Sulfetos de Alenquer, Monte Alegre, Relatório Preliminar. Belém, 1976. DNPM/CPRM.

POWELL, M.D.M. - Exame nº 254-A, D.A.E. Belém, 1971. mimeo.

SILVA JUNIOR, L.O. - Boletim 136/LAMIN/76. CPRM, Rio de Janeiro,1976, mimeo.

TANCREDI, A.C.F.N.S. & SILVA, A.R.B. - Reconhecimento Hidrogeológico das Fontes Termais de Monte Alegre. Belém. SEPLAN/IDESP, 1977. mimeo.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

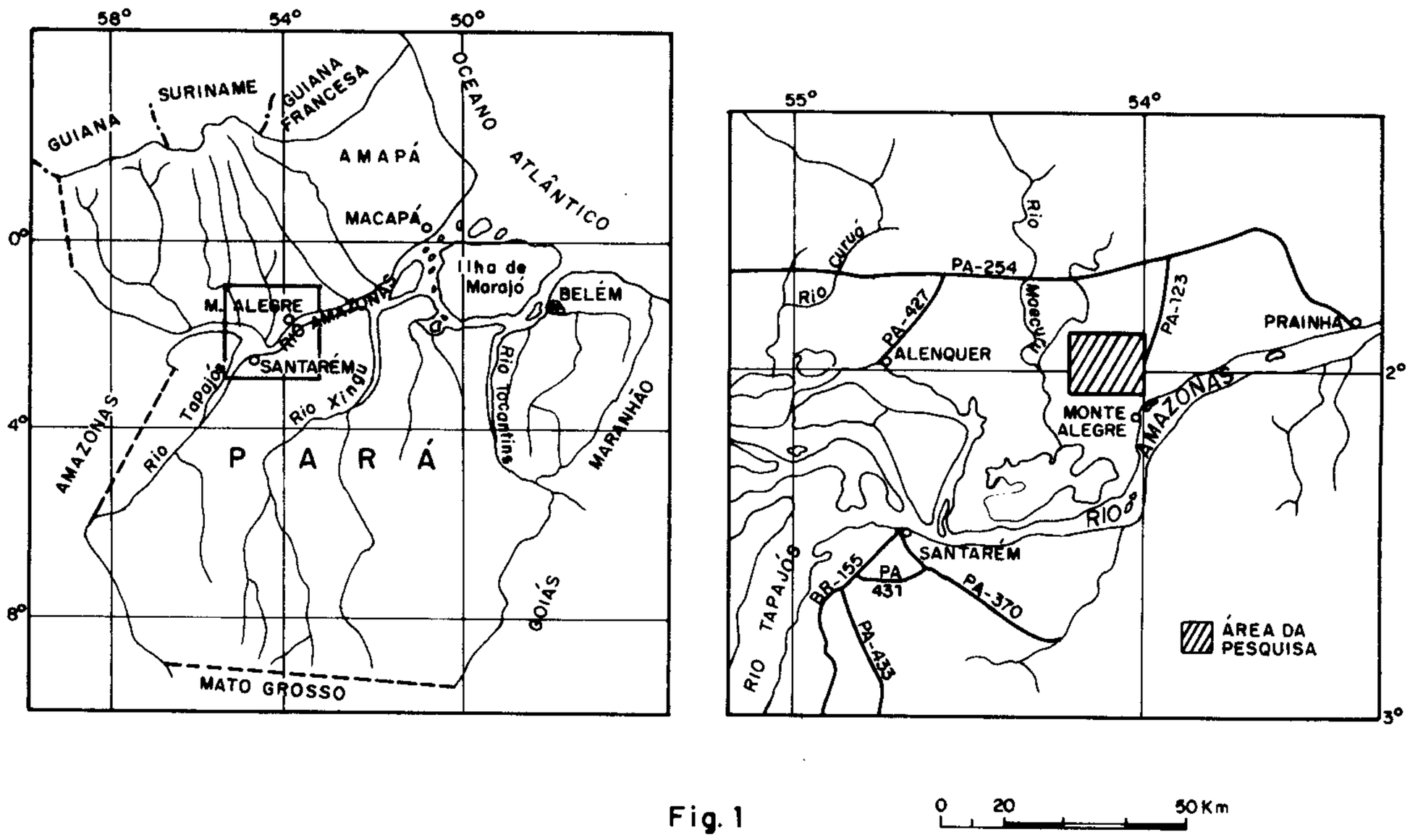


Fig. 1

REGIÃO DE MONTE ALEGRE

MAPA GEOLÓGICO

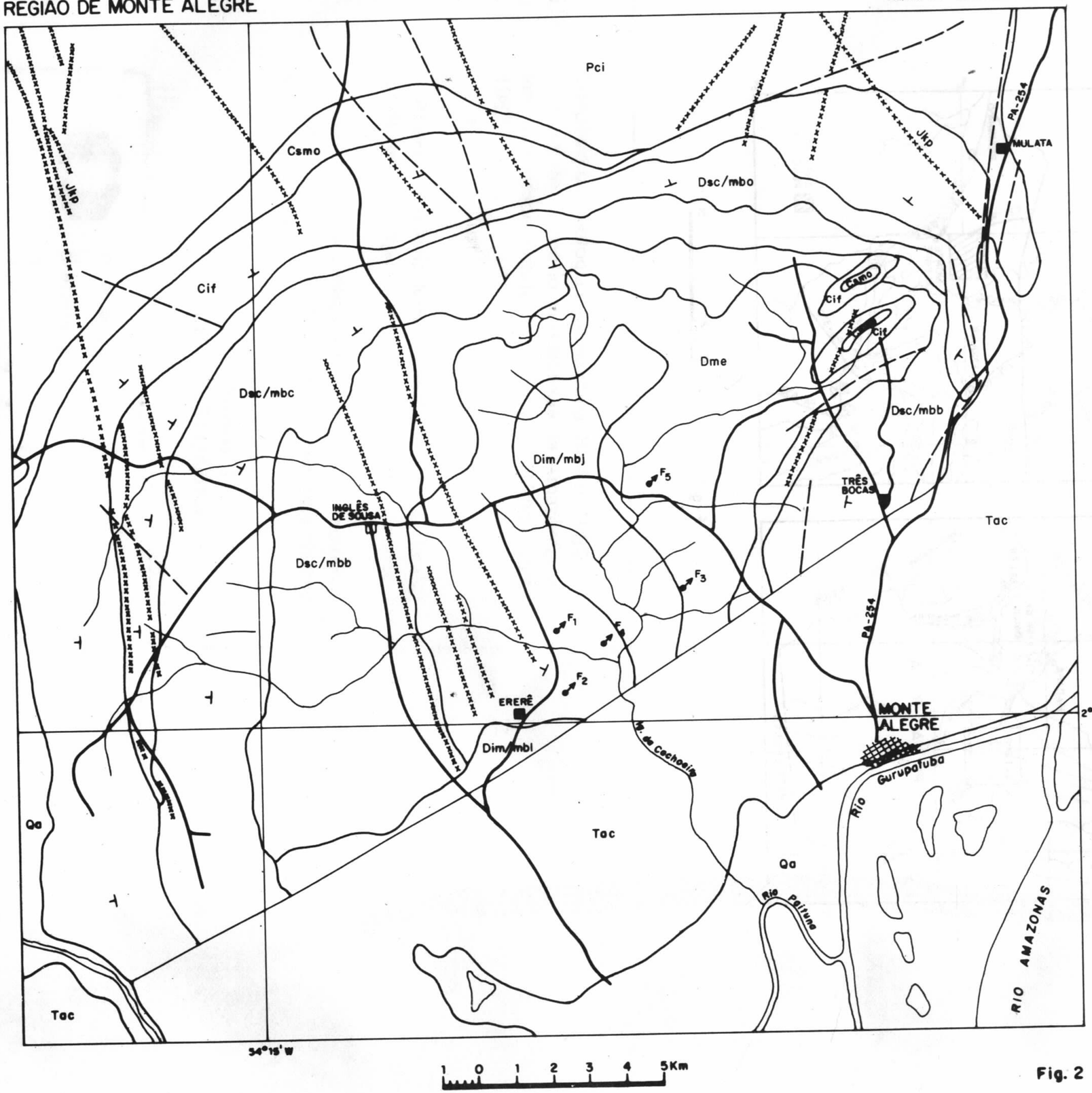


Fig. 2

LEGENDA

QUATERNÁRIO		Qa	ALUVIÕES - Cascalhos, areias, siltes e argilas.
TERCIÁRIO		Tac	FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO - Arenitos finos a médi siltitos e argilitos avermelhados e subordinadamen conglomerados.
JURO-CRETÁCEO		Jkp	DIABÁSIO PENATECAUA - Diques de diabásio fino: grosseiros.
PERMO-CARBONÍFERO		Pci	FORMAÇÃO ITAITUBA - Calcários e dolomitos de c za e cinza escuro com intercalação de siltitos, fol e arenitos, camadas de gipsita e anidrita (?).
CARBONÍFERO	SUPERIOR	Csmo	FORMAÇÃO MONTE ALEGRE - Conglomerado basal posto de seixos e grânulos de quartzo, quartzo lei riólito, granito, arenitos médios a finos calcífero topo.
	INFERIOR	Cif	FORMAÇÃO FARO - Arenitos finos a médios, silic dos cinza claro a branco, mal selecionado com ficação cruzada, folhelhos negros carbonosos sos com intercalação de siltitos cinza médios os e arenitos finos argilomicáceos.
DEVONIANO	SUPERIOR	Dsc/mbo	FORMAÇÃO CURUÁ / Mb ORIXIMINÁ - Arenitos br cinza, finos a médios, piritosos, argilosos, inte ção de diamictitos, folhelhos e siltitos cinza es pretos, fósseis e micáceos.
	"	Dsc/mbc	FORMAÇÃO CURUÁ / Mb CURIRI - Folhelhos e silti presentando na base restos vegetais e fósseis
	"	Dsc/mbb	FORMAÇÃO CURUÁ / Mb BARREIRINHA - Folhelhos escuros e pretos (betuminosos), folhelhos cinza ros e cinza claros micáceos, com intercalações lares de arenitos finos micáceos.
	MÉDIO	Dme	FORMAÇÃO ERERÊ - Siltitos cinza escuros com lações de arenitos finos angulosos.
	INFERIOR	Dim/mbl	FORMAÇÃO MAECURU / Mb LONTRA - Arenitos conglomeráticos, estratificação cruzada com cias de grãos grosseiros e médios, siltitos cinza médios.
	"	Dim/mbj	FORMAÇÃO MAECURU / Mb JATAPU - Intercalaçõ de granitos, siltitos e folhelhos silicificados. de hematita e siderita na base.

CONTATO — FRATURA — FALHA

λ - ATITUDE — F_2 - FONTE TERMAL

CONVENÇÕES

- SEDE DE MUNICÍPIO
- LOCALIDADE
- RODOVIA
- RIO
- IGARAPÉ
- LAGO