

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**O MAGMATISMO ASSOCIADO AO DEPÓSITO
MINERAL CUPRO-AURÍFERO DO IGARAPÉ BAHIA,
CARAJÁS, PA, BRASIL**

LILIANE LAVOURA BUENO SACHS

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por LILIANE L. BUENO SACHS
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 17/12/93


ORIENTADOR

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

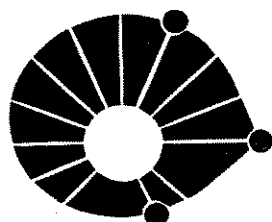
CAMPINAS - SÃO PAULO

DEZEMBRO - 1993

Sa15m

20291/BC

UNICAMP
BIBLIOTECA



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**O MAGMATISMO ASSOCIADO AO DEPÓSITO
MINERAL CUPRO-AURÍFERO DO IGARAPÉ BAHIA,
CARAJÁS, PA, BRASIL**

LILIANE LAVOURA BUENO SACHS

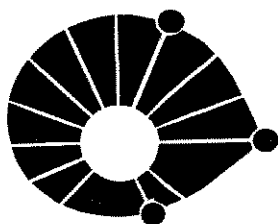
Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Orientador: Prof^o Dr. Job Jesus Batista - IG/UNICAMP

Co-Orientador: Prof^o Dr. Bernardino Figueiredo - IG/UNICAMP

CAMPINAS - SÃO PAULO

Dezembro - 1993



UNICAMP

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**O MAGMATISMO ASSOCIADO AO DEPÓSITO MINERAL CUPRO-AURÍFERO DO
IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS, PA, BRASIL**

LILIANE LAVOURA BUENO SACHS

ORIENTADOR: Profº Dr. Job Jesus Batista

CO-ORIENTADOR: Profº Dr. Bernardino R. de Figueiredo

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Profº Dr. Job Jesus Batista

EXAMINADORES: Profº Dr. Asit Choudhuri

Profª Drª Zara G. Lindenmayer

CAMPINAS, DE

DE

Ao bebê que está por chegar

AGRADECIMENTOS

A presente dissertação deve muito da sua realização a uma série de pessoas e instituições que nos mais variados momentos contribuíram de modo imprescindível para sua melhoria.

Ao Professor Doutor Job Jesus Batista, com quem convivo desde os tempos de graduação e a quem devo muito da minha formação, externo minha gratidão.

À DOCEGEO - distrito Belém e à CVRD pelo apoio prestado durante as etapas de campo e por permitir o acesso aos dados referentes à área do Igarapé Bahia, sem os quais este trabalho não teria sido realizado. Agradecimento, em especial, aos geólogos Eduardo Angelim de Pontes Vieira, Ricardo Saueressig e José Luzimar do Rêgo, pelo acompanhamento técnico e gratificantes discussões, sugestões e críticas a este trabalho.

À direção da CPRM e à sua Superintendência Regional (São Paulo), meu grato reconhecimento pelo apoio prestado, principalmente ao reconhecer a importância deste trabalho, aprovando liberação integral de seis meses para redação da dissertação e ao constante apoio financeiro e operacional.

Aos geólogos Vilmário Antunes da Silva, pela leitura crítica e correção do texto e Silvia Maria Moraes pelo auxílio prestado à petrografia e petrologia.

Aos técnicos Décio Toshimitsu Yamamoto, Roylane Barbosa e ao desenhista Roberto Lopes pelos serviços prestados.

À amiga e bibliotecária Fátima Aparecida Franzé por todo o apoio em relação à obtenção das referências bibliográficas.

Aos professores Bernardino Ribeiro de Figueiredo, Asit Choudhuri, Elson Paiva de Oliveira e Roberto Perez Xavier pelo apoio sempre prestado nas mais diversas fases deste trabalho.

Aos funcionários do IG/UNICAMP, em especial as seguintes pessoas: Márcia, Dora e Cássia (Bibliotecárias), Roberta, Valdirene, Tânia, Jô, Neide, Adriana e Cristina (secretárias), Aparecida (Laboratório de Análises Químicas), Dailton (Laboratório de Petrografia) e Juarez (Laboratório de Laminação).

Aos amigos Maria Araguaci, Laert e Ronaldo pelo apoio técnico e principalmente

Ao Professor Antonio José R. Nardi (IGCE/UNESP) pelo auxílio na realização das análises químicas por Fluorescência de Raios-X.

À FAPESP pelo auxílio financeiro (Proc. nº 912903-7).

Aos meus pais um especial agradecimento pelo apoio e incentivo desde os primeiros estágios de minha escolaridade.

Ao Beto pela compreensão que soube externar durante todas as etapas deste trabalho, muitas vezes sendo privado de minha companhia por longos períodos de tempo.

A Deus meu eterno agradecimento por tudo.

RESUMO

O depósito mineral polimetálico do Igarapé Bahia (Cu-Au-Ag-Mo) é hospedado por rochas metavulcânicas e metassedimentares de baixo grau do Grupo Igarapé Bahia na Província Mineral de Carajás, norte do Brasil. O Grupo Igarapé Bahia constitui-se principalmente de rochas vulcânicas básicas e piroclásticas, rochas sedimentares psamopelíticas e formações ferríferas, que exibem direção NNW e mergulhos de 70° ENE. Estas rochas são capeadas por um manto laterítico, o qual hospeda um considerável depósito de ouro na área.

O presente trabalho exhibe os resultados petrográficos e litogeoquímicos realizados nas rochas vulcânicas básicas do depósito do Igarapé Bahia, assim como os resultados petrográficos da mineralização primária sulfetada associada a estas rochas.

Um total de 23 amostras de rochas tiveram seus elementos maiores e traços analisados por Fluorescência de Raio-X, Absorção Atômica e outros métodos analíticos, realizados na UNICAMP e na UNESP. Os teores de ETR foram determinados em 8 amostras de rochas pelo método ICP, na GEOSOL. Estas rochas foram também estudadas microscopicamente e a paragênese do minério foi determinada num total de 25 seções polidas.

Os tipos litológicos são: metabasaltos, metadiabásios com intercrescimento granofírico, meta-andesitos a metadacitos, rochas ricas em magnetita, as quais hospedam lentes de sulfeto maciço, e rochas básicas intrusivas que cortam a sequência vulcano-sedimentar. No geral, as rochas vulcânicas do Igarapé Bahia foram alteradas hidrotermalmente em condições compatíveis a da fácies xisto verde. Todos os tipos litológicos, exceto as rochas básicas intrusivas contêm quantidades variáveis de clorita, carbonato, quartzo e epidoto.

Os teores de elementos incompatíveis e ETR obtidos para estas rochas indicam que elas correspondem provavelmente a Tholeiítos Continentais, com relativo enriquecimento em Rb, Ba, K, La e Ce. Este enriquecimento pode ser devido à alteração hidrotermal ou à contaminação crustal.

A mineralização primária sulfetada do depósito do Igarapé Bahia sofreu remobilização durante o evento hidrotermal, em condições da fácies xisto verde e foi também afetada por evento cisalhante.

ABSTRACT

The polymetallic Igarapé Bahia mineral deposit (Cu-Au-Ag-Mo) is hosted by the low-grade metavolcanic and metasedimentary rocks of the Igarapé Bahia Group in the Carajás Mineral Province, northern Brazil. The Igarapé Bahia Group consists mainly of basic volcanic and pyroclastic rocks, psamo-pelitic sedimentary rocks and iron formation, which follow a general NNW strike with a dip of 70° ENE. These rocks are overlain by a lateritic sequence which hosts the largest gold deposit in the area.

The present study reports a petrographic and lithogeochemical investigation on the basic volcanic rocks of the Igarapé Bahia deposit, as well as petrographic results on the primary sulfide mineralization associated with these rocks.

A total of 23 rock samples were analyzed for both major and trace elements by XRF, ASS and other analytical methods available at UNICAMP and UNESP. REE contents were determined on 8 selected rock samples by ICP method at GEOSOL. These rocks were also studied by conventional optical microscopy and the ore paragenesis were recognized in a total of 25 polished-thin section.

Lithological types are: metabasalts, metabasalts with granophyric intergrowths, meta-andesites to metadacites, country rocks with interlayerings of magnetite-rich rocks, which host massive sulfide lenses, and intrusive basic rocks crosscutting the volcanic-sedimentary sequence. In general, the Igarapé Bahia volcanic rocks have been hydrothermally altered at greenschist facies conditions. All types, except the subvolcanic basic rocks contain variable amounts of chlorite, carbonate, quartz and epidote.

The incompatible element and REE patterns obtained for these rocks resemble those of Continental Tholeiites probably, with relative enrichment for Rb, Ba, K, La and Ce. These enrichment may be due to the hydrothermal alteration or crustal contamination.

The primary sulfide mineralization of the Igarapé Bahia deposit underwent local remobilization during hydrothermal alteration events at greenschist facies and was also affected by shearing within a more brittle regime.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO 1

Objetivos	2
Localização e Vias de Acesso	2
Aspectos Fisiográficos	4
Métodos	4

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL 6

Histórico	6
Colunas Estratigráficas	7
Descrição das Unidades Litológicas	13
Evolução Geológica	20
Geocronologia	20
Modelos de Ambientes Tectônicos Propostos	22

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL 25

Trabalhos Anteriores	26
Considerações Estratigráficas	26
Geologia Estrutural	27
Litologias	29

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA 45

Métodos	45
Comentários Gerais	46
Metabasaltos e Metadiabásios	47
Metadiabásios com Intercrescimento Granofírico	54
Meta-andesitos a Metadacitos	54
Veios e Vênulas	56
Diabásios	60

CAPÍTULO 5

LITOGEOQUÍMICA 64

Métodos	64
Apresentação dos Dados Obtidos	67
Alteração	68
Classificação Geoquímica	76
Discussão sobre o Ambiente Geoquímico Primário	83
Elementos Terras-Raras	90

CAPÍTULO 6

MINERALIZAÇÕES

102

Introdução	102
Modelos de Depósitos já Propostos	103
Métodos	104
Modos de Ocorrência das Mineralizações Sulfetadas	104
Descrição dos Minerais Opacos	109
Análise da Composição Química dos Minérios	115
Discussão sobre o Depósito do Igarapé Bahia	118

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

120

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

123

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A área objeto deste estudo, constitui-se em uma das mineralizações de cobre primário sulfetado, da Província Mineral de Carajás, estado do Pará, Brasil. A ocorrência de sulfetos de cobre do **IGARAPÉ BAHIA** foi descoberta pela DOCEGEO em 1974, através de levantamento geoquímico de sedimentos de corrente, em áreas com anomalias aeromagnéticas, revelando resultados de até 4200 ppm de Cu na drenagem denominada Igarapé Sumidouro, afluente da margem esquerda do Igarapé Bahia. A área em questão contém depósitos de sulfetos de cobre de baixo teor, bem como ocorrências polimetálicas a Cu, Au, Mo e Ag. Processos supergênicos propiciaram a concentração secundária de ouro, cuja jazida laterítica está sendo explotada pela CVRD, para o que foi instalada planta de cianetação na área.

A mineralização cuprífera está associada a uma sequência vulcano-sedimentar composta, principalmente, por rochas metavulcânicas básicas, metapiroclásticas, metassedimentares psamo-pelíticas e formações ferríferas, com direção NNW e mergulhos de, aproximadamente, 70° para leste (SACHS *et al.*, 1993).

Datações realizadas por FERREIRA FILHO (1985) revelaram valores de: 2577 ± 72 Ma. (Rb-Sr) e razões iniciais de 0,702 em granófiros básicos, que podem ser interpretados como idade de formação destas rochas; 2350 Ma. (Rb-Sr) e razões iniciais de 0,715 em rochas piroclásticas silicosas, representando a idade mínima de referência para a sequência vulcano-sedimentar; e 2270 ± 50 Ma. (K-Ar) em anfibólios de metabasaltos, devendo corresponder ao período de resfriamento regional.

Trabalhos específicos sobre a área do Igarapé Bahia estão limitados aos relatórios de pesquisa e relatórios internos da DOCEGEO, e aos trabalhos de FONSECA *et al.* (1984), FERREIRA FILHO (1985), FERREIRA FILHO & DANNI (1985) e RIBEIRO (1990).

OBJETIVOS

O entendimento do ambiente tectônico do vulcanismo básico arqueano da Província Metalogenética de Carajás é de grande importância não só para a identificação dos modelos de depósitos minerais, como também para o avanço na compreensão da evolução crustal do Pré-Cambriano (OLIVEIRA *et al.*, 1993). Assim sendo, o objetivo principal deste estudo é a caracterização litogeoquímica do magmatismo básico expressivamente presente na área do Igarapé Bahia, procurando-se analisar o processo hidrotermal atuante nestas rochas, bem como reconhecer suas causas e efeitos, avaliando os prováveis reflexos deste processo de alteração na geração das mineralizações sulfetadas presentes na área.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Localizada nas proximidades do Igarapé Bahia, afluyente pela margem esquerda do Igarapé Águas Claras, a área denominada Igarapé Bahia situa-se em linha reta, a aproximadamente 165 km a sudoeste de Marabá, ou a 45 km a oeste da Mina de Ferro de N 4 E, na Serra dos Carajás, mais precisamente, entre os paralelos 06°00' e 06°15' sul, e os meridianos 50°30' e 51°00' oeste (Fig. 1.1).

A ligação entre Marabá e o núcleo urbano de Carajás é feita por meio de rodovia. Deste núcleo à Mina do Igarapé Bahia segue-se em trecho asfaltado até a Mina de N 4 E, e a partir daí, por estrada de terra, passando-se pela Mina de Manganês do Azul, a qual foi ligada à área do Igarapé Bahia graças à abertura de estrada, concluída no segundo semestre de 1990, facilitando em muito tal acesso. Esta estrada atravessa em seu ponto mais baixo, o Igarapé Águas Claras.

O transporte intermunicipal é feito através de linhas regulares de ônibus, que ligam o núcleo urbano de Carajás a Marabá e a outros lugarejos próximos. A estrada de ferro que une Carajás a São Luís, transportando minérios de ferro e manganês, passageiros e carga em geral, encontra-se em operação desde 1984. Quanto ao transporte aeroviário, dois vôos semanais ligam Carajás a Belém ou Brasília; diariamente há um vôo para Marabá.

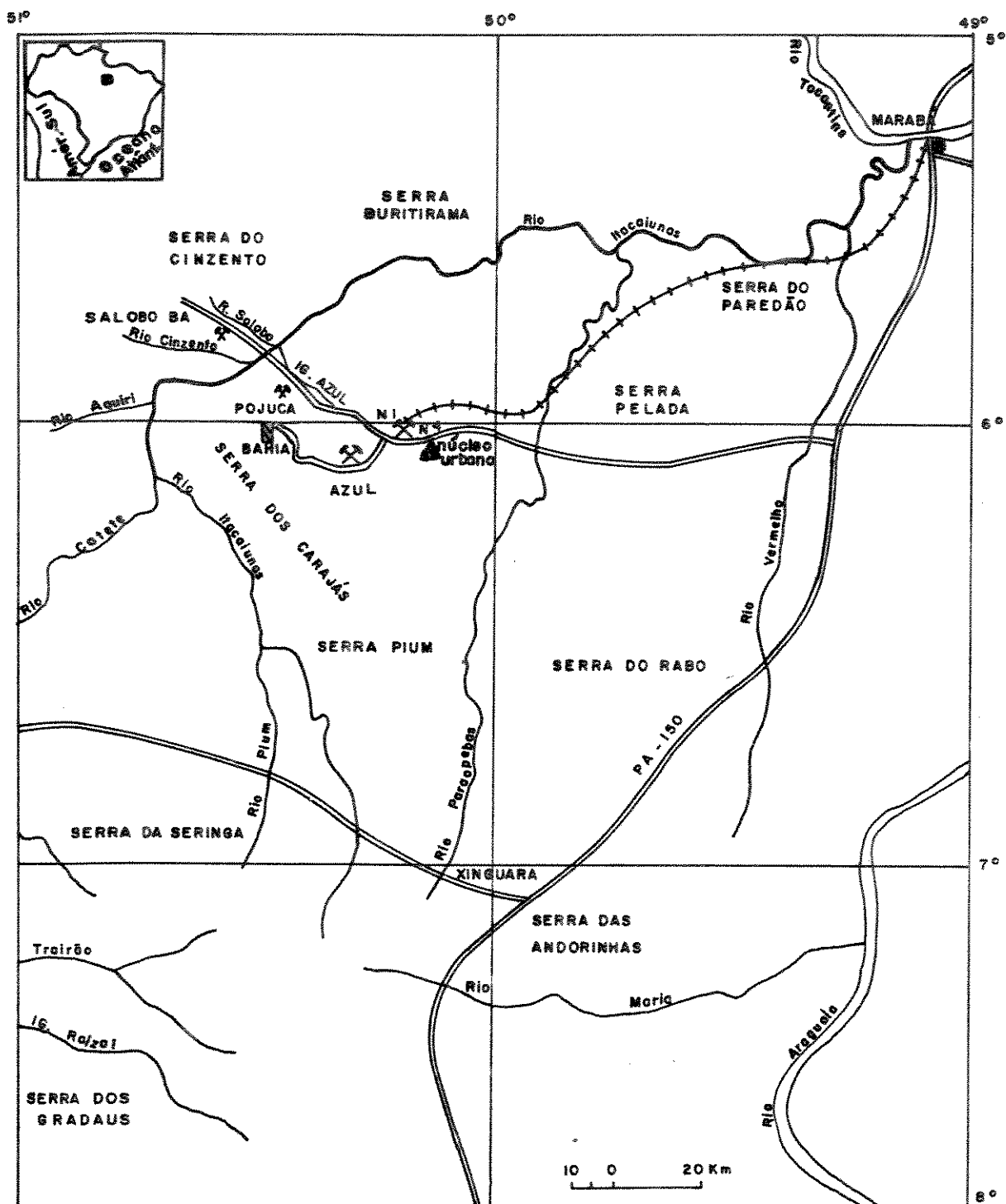


Fig. 1.1: Mapa de Localização da Área

ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

Na área, os grandes traços da fisiografia regional são importados do Planalto Dissecado do Sul do Pará, unidade geomorfológica cujas elevações registram altitudes médias entre 500 e 600 m, e são intercaladas por terrenos rebaixados. A altitude máxima atingida pelos terrenos que compõem o platô onde se localiza a área do Igarapé Bahia alcança 670 m. Os cursos d'água da região, escavam vales bem encaixados nas superfícies de aplainamento de provável idade terciária, e que atualmente representam extensas coberturas lateríticas.

O clima da região, quente e úmido, enquadra-se no tipo Aw da classificação de Köppen e caracteriza-se por uma estação seca (junho a outubro com precipitação entre 20 e 40 mm/mês), e por uma estação chuvosa (novembro a maio com precipitação entre 220 e 370 mm/mês). A precipitação anual entre os anos de 1968 e 1988 foi de 2060 mm, e a temperatura média anual encontra-se entre 25 e 28°C (MACHESKY *et al.*, 1993).

No sul do Pará, conforme estudos realizados pelo Projeto RADAM, foram identificados três tipos distintos de vegetação, assim denominados: cerrado, floresta aberta e floresta densa. Este último, discriminado por árvores de grande porte *que emergem de 25 a 35 m sobre o estrato arbóreo local* (DOCEGEO, 1988), representa as típicas florestas de terra firme da Amazônia, estando aí inserida a área em estudo.

A área do Igarapé Bahia é drenada pela bacia do rio Itacaiúnas. A drenagem local de maior expressão é o Igarapé Bahia, afluente da margem esquerda do Igarapé Águas Claras, por sua vez um tributário da margem direita do rio Itacaiúnas.

MÉTODOS

Foram realizadas duas etapas de campo, respectivamente, nos meses de Outubro de 1990 e Agosto de 1992, tendo sido descritos e amostrados oito furos de sondagem, assim localizados: Furos BA - 17 (LT 900 SE), BA - 12 (LT 400 SE), BA - 11 e BA - 16 (LT 000), BA - 18 (LT 100 NW), Ba - 173 e BA - 282 (LT 1150 NW), e BA - 244 (LT 1200 NW).

Foram confeccionadas e descritas cinquenta seções delgadas e onze seções polidas na primeira etapa, e igual número apenas para conferência de contatos, litologias e texturas, na etapa seguinte.

Os métodos utilizados para análise geoquímica e respectivos laboratórios foram: Espectrofotometria de Absorção Atômica (IG/UNICAMP), Fluorescência de Raio-X (IGCE/UNESP e GEOSOL), Gravimetria (GEOSOL), Espectrofotometria de UV/visível (IG/UNICAMP), e Espectrofotometria de Plasma com Acoplamento Indutivo - ICP (GEOSOL).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

A área Igarapé Bahia acha-se incluída na assim denominada Província Mineral de Carajás, que tem por limites a norte a Serra do Bacajá, a sul a Serra de Gradaús, a leste os rios Araguaia e Tocantins, e a oeste o rio Xingu, conforme considerada por HIRATA *et al.* (1982).

Segundo ALMEIDA (1967), essa região localiza-se na Plataforma Brasileira, mais especificamente na margem oriental do Cráton do Guaporé. Para AMARAL (1984) e SCHOBENHAUS *et al.* (1984) a evolução desta plataforma não alcançou o Proterozóico Médio, passando, a partir daí, a atuar como antepaís em relação à Faixa de Dobramentos Araguaia.

Os trabalhos realizados na região da Serra dos Carajás têm um caráter puntual, devido a fatores como:

- Grandes distâncias entre as diversas áreas mineralizadas;
- Escassez de afloramentos em estado razoável de preservação;
- Dificuldade em se realizar um mapeamento sistemático e integrar todos os dados oriundos de áreas já estudadas, tais como: Salobo, Pojuca, Azul, N 4 E, e Bahia.

HISTÓRICO

ALMEIDA (1967) descreve rochas da parte oriental do Cráton do Guaporé, na tentativa de agrupá-las em unidades, com empilhamentos estratigráficos e possíveis correlações.

Com o início dos trabalhos de pesquisa e avaliação econômica da Província Mineral de Carajás na década de setenta, são publicados diversos artigos que descrevem a gênese das

ocorrências minerais.

Devido ao pequeno número de estudos geológicos realizados até então, o trabalho de BEISIEGEL *et al.* (1973) exhibe aspecto especulativo na interpretação estratigráfica da região da Serra dos Carajás. Estes autores, de posse dos dados de furos de sondagem, caracterizam, estruturalmente, a Serra dos Carajás como um grande sinclinório. Enfocam, ainda, as rochas do embasamento não diferenciado localizadas a norte e a sul dos flancos do sinclinório, a formação ferrífera e as rochas paleovulcânicas associadas, bem como os sedimentos superimpostos, então correlacionados à Formação Gorotire do Projeto Araguaia.

SILVA *et al.* (1974) ao realizarem o levantamento de recursos naturais da Folha SB-22 Araguaia e parte da Folha SC-22 Tocantins, propõem para a região, a primeira coluna estratigráfica, composta pelas seguintes unidades: Complexo Xingu (embasamento polimetamórfico), Grupo Grão-Pará (sequência ferrífera e metabasitos), Formação Rio Fresco (sequência sedimentar, que corresponderia à Formação Gorotire de BEISIEGEL *et al.* (1973), Granito tipo Serra dos Carajás (plutonismo pós-orogênico) e outras unidades como: Grupo Uatumã, Formação Gorotire, Formação Triunfo, Faixa Orogênica Araguaia - Tocantins e maciços graníticos a granodioríticos tipo Velho Guilherme.

GOMES *et al.* (1971, 1975) e AMARAL (1974) realizam estudos geocronológicos na região, na tentativa de estabelecer sucessões de eventos, montando um quadro evolutivo e definindo províncias geológicas.

Na década de oitenta inúmeros trabalhos foram realizados, geralmente restritos às áreas de pesquisa da DOCEGEO na região da Serra dos Carajás, enfocando aspectos petrogenéticos, geocronológicos e descritivos de depósitos minerais, e possíveis interpretações geotectônicas.

COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS

HIRATA *et al.* (1982) propuseram uma coluna estratigráfica informal para a região da Serra dos Carajás, ao sintetizarem todo o conhecimento regional até então acumulado. Esta coluna engloba, da base para o topo, as seguintes unidades: Complexo Xingu, Sequências tipo Salobo-Pojuca, Grupo Grão-Pará, Formação Rio Fresco, Granito Serra dos Carajás, e completando a coluna, Grupo Uatumã, Granito Velho Guilherme, Formação Gorotire e o

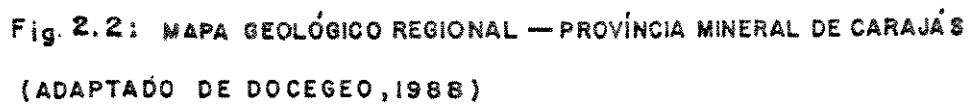
Supergrupo Baixo Araguaia (Fig. 2.1). Esta proposta foi bem aceita, embora ainda persistam alguns pontos de discordância entre os estudiosos do assunto na região.

DOCEGEO (1988) considerando as contribuições dadas por empresas de mineração, universidades e instituições de pesquisa, apresentou uma revisão estratigráfica da região, propondo designações formais para várias das unidades litológicas definidas por HIRATA *et al.* (1982). Nesta proposta, os *greenstone belts*, que até então faziam parte do Complexo Xingu, foram agrupados no Supergrupo Andorinhas, o qual encontra-se intrudido por granitóides arqueanos e complexos máfico-ultramáficos diferenciados. A coluna é composta pelo Supergrupo Andorinhas (Grupos Babaçu e Lagoa Seca), Complexo Pium, Complexos Intrusivos Luanga e Serra Azul, Granitóides Arqueanos (Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitó Mogno e Tonalito Parazônia), Complexo Xingu, Supergrupo Itacaiúnas (Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama), Grupo Rio Fresco, Grupo Tocantins, Suíte Máfica-Ultramáfica Quatipuru, Gabro Santa Inês, Corpos Graníticos (sendo o Granito Serra dos Carajás o mais típico), e diques básicos e ácidos. O mapa geológico regional e a coluna estratigráfica podem ser observados nas Figuras 2.2 e 2.3, respectivamente.

ARAÚJO & MAIA (1991) caracterizaram as unidades geotectônicas mais antigas (unidades litoestruturais do Proterozóico Médio) e as unidades do Fanerozóico, na Folha Serra dos Carajás; descreveram e identificaram os terrenos *granito-greenstones*, propondo a denominação formal de grupo Tucumã para tais terrenos, os quais DOCEGEO (1988) agrupara como Supergrupo Andorinhas sem sugerir grau hierárquico para os vários conjuntos conhecidos. A coluna estratigráfica apresentada por ARAÚJO & MAIA (1991) compõe-se das seguintes unidades: Complexo Xingu (correspondendo à designação já consagrada, porém resguardando-a ao domínio do que agora se denomina Cinturão Itacaiúnas), Complexo Pium (complexo básico-ultrabásico com aleitamento tectônico e não estratigráfico, como proposto por DOCEGEO (1988), Gnaiss Estrela (conjunto de variedades composicional, metamórfica e deformacional distintas do que DOCEGEO (1988) definira como maciço granítico), Grupo Sapucaia (produto do retrabalhamento dos *greenstone belts* apresentados por DOCEGEO, 1988), Grupo Tucumã (*greenstone belts* preservados do retrabalhamento cisalhante do Cinturão Itacaiúnas), Granodiorito Rio Maria, Grupo Rio Novo (parte de uma sequência vulcano-sedimentar gerada a partir de um sistema transcorrente, anteriormente designada de Sequência Rio Novo por HIRATA *et al.* (1982) e Supergrupo Andorinhas por DOCEGEO (1988), Grupo Grão-Pará (mantendo-se as designações: Formação Parauapebas para a

PERÍODO		UNIDADES	LITOLOGIAS
PROTEROZOICO	MÉDIO	SUPER GRUPO BAIXO ARAGUAIA	FILITOS, QUARTZITOS, GRAUVACAS, ROCHAS CARBONATADAS, BIOTITA XISTOS, GNAISSES. INTRUSIVAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS.
		FORMAÇÃO GOROTIRE	ARENITOS FELDSPÁTICOS E, LOCALMENTE, CONGLOMERÁTICOS
		GRUPO UATUMÁ + GRANITO VELHO + GUILHERME	RIOLITOS, RIODACITOS, ANDESITOS, ROCHAS PIROCLÁSTICAS. CORPOS INTRUSIVOS GRANÍTICOS A GRANODIORÍTICOS PORTADORES DE Sn
	INFERIOR	FORMAÇÃO RIO FRESCO + GRANITO SERRA DOS CARAJÁS	CONGLOMERADOS, ARENITOS, SILTITOS, POLMELHOS, CHERT, NÍVEIS CARBONATADOS, ÀS VEZES MANGANÊS(FEROS (AZUL); OCORRÊNCIAS DE Au, Cu (SERRA PELADA, BAHIA); VULCÂNICAS BÁSICAS, FORMAÇÃO FERRÍFERA (ÁREA BAHIA). CORPOS INTRUSIVOS DE COMPOSIÇÃO GRANÍTICA A GRANODIORÍTICA
		GRUPO GRÃO PARÁ	METAVULCÂNICAS MÁFICAS E JASPILITOS
		SEQUÊNCIAS TIPO SALOBO - POJUCA	GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS (JA). ANFIBÓLIO - XISTOS, METABASALTOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, ROCHAS A ANTOFILITA-CORDIERITA (MMI) BIOTITA-XISTOS, QUARTZITOS, MÁRMORES MANGANÊS(FEROS (BURITIRAMA)
ARQUEANO		COMPLEXO XINGU	GNAISSES, ENCLAVES DE ANFIBOLITOS, GRANITOS, MIGRATITOS E GRANULITOS "GREENSTONE BELTS" / GRANITÓIDES (GB). SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES DA FÁCIES XISTO VERDE (ROCHAS VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS A FÉLSICAS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS, SILTITOS, GRAUVACAS) E ROCHAS INTRUSIVAS (GRANITOS, GRANODIORITOS). COMPLEXOS BÁSICO-ULTRABÁSICOS ESTRATIFICADOS (PUM).

FIG. 2.1- COLUNA ESTRATIGRÁFICA INFORMAL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS. Segundo Hirata et al (1982)



LEGENDA

	Ultramáficas (δ)
	Diques de diabásio (β)
	Granitos Anorogênicos ($pCi\delta$, $pEm\delta$)
	Gabro Santa Inês ($pCisi$)
	Suite Ultramáfica Quatipuru ($pCi\beta q$)
	Grupo Tocantins ($pCito$)
	Grupo Rio Fresco ($pCirf$)
	Grupo Buritirama (Abu)
	Grupo Igarapé Bahia (Aba)
	Grupo Grão Pará (Agp)
	Grupo Igarapé Pojuca (Apo)
	Grupo Igarapé Salobo (As)
	Complexos Diferenciados Luanga (Al) e Serra Alta (Asa)
	Complexo Xingu (Ax)
	Tonalito Parazônia ($A\delta pa$)
	Trondhjemitó Mogno ($A\delta mo$)
	Granodiorito Rio Maria ($A\delta rm$)
	Supergrupo Andorinhas (Aan)
	Complexo Pium (A pi)
	Falha

Supergrupo Itacatiúbas

EOM	ERA	IDADE (b.e.)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUITE	GRANITÓIDES/GRANITOS	VARIAÇÃO NA COLUMNA
PROTEROZOICO	MÉDIO SUPER.	0 57			DIOQUES BÁSICOS/ ACIDOS*				
		1 10						SERINGA, JAMON	
		1 80							
	INFERIOR				GABRO STA INÊS*		QUATIPURU*	CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADAUS*, BORRACHUDO*, XINGUARA*, SÃO JOSÉ*, SÃO JOÃO*, CACHOEIRINHA*, BANNACH*, MARAJÓARA*, ETC...	
		1 90		TOCANTINS/R FRÊSCO	RIO NAJA IGARAPE AZUL				
		2 25						ESTRELA* (?)	
		2 40							
	ARQUEANO	2 60	ITACATUNAS	BURITIRAMA	SUMIDOURO			TONALITO PARAZÔNIA	
				IG. BAHIA	GROTA DO VIZINHO				
					PALEOVULCÂNICA SUPERIOR			TRONDHJEMITÓ MOGHO	
		2 75		GRÃO PARA	CARAJÁS			GRANDODIORITO R. MARIA	
					PARAUPEBAS				
				IGARAPE	CORPO QUATRO				
				POJUCA	CINZENTO				
				IGARAPE SALOBO	TRÊS ALFA				
					GNAISSE CASCATA				
		2 76				LUANGA/ SERRA AZUL*			
		2 85				XINGU			
			ANDARAÍAS/ SERRA DO INAJÁ						
				LAGOA SECA/ RIO PRETO	RECANTO AZUL				
					FAZENDA DO QUINCAS				
				BABAÇU/ STA. LÚCIA	MAMÃO				
		> 2 85			IGARAPE ENCANTADO	PIUM*			

* Sem dados geocronológicos

Fig.2.3: COLUMNA LITOESTRATIGRÁFICA - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS
(DOCEGEO, 1988)

sequência metavulcânica do grupo, e Formação Carajás para as formações ferríferas, propondo-se a designação de Formação Águas Claras para a porção metassedimentar, bastante preservada e isenta de deformação apenas na porção mais interna da bacia, em substituição à Formação Rio Fresco), Suíte Plaquê (granitóides lenticulares e deformados), Grupo Tocantins, Ultramáfica tipo Vermelho, Máficas tipo Santa Inês, Suíte Granítica Anorogênica (Granitos Seringa, Carajás, Cigano) e plutonismo básico de idade mesozóica (Diabásio Cururu). O mapa geológico da Folha Serra dos Carajás, bem como sua coluna estratigráfica podem ser visualizados nas Figuras 2.4 e 2.5, respectivamente.

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

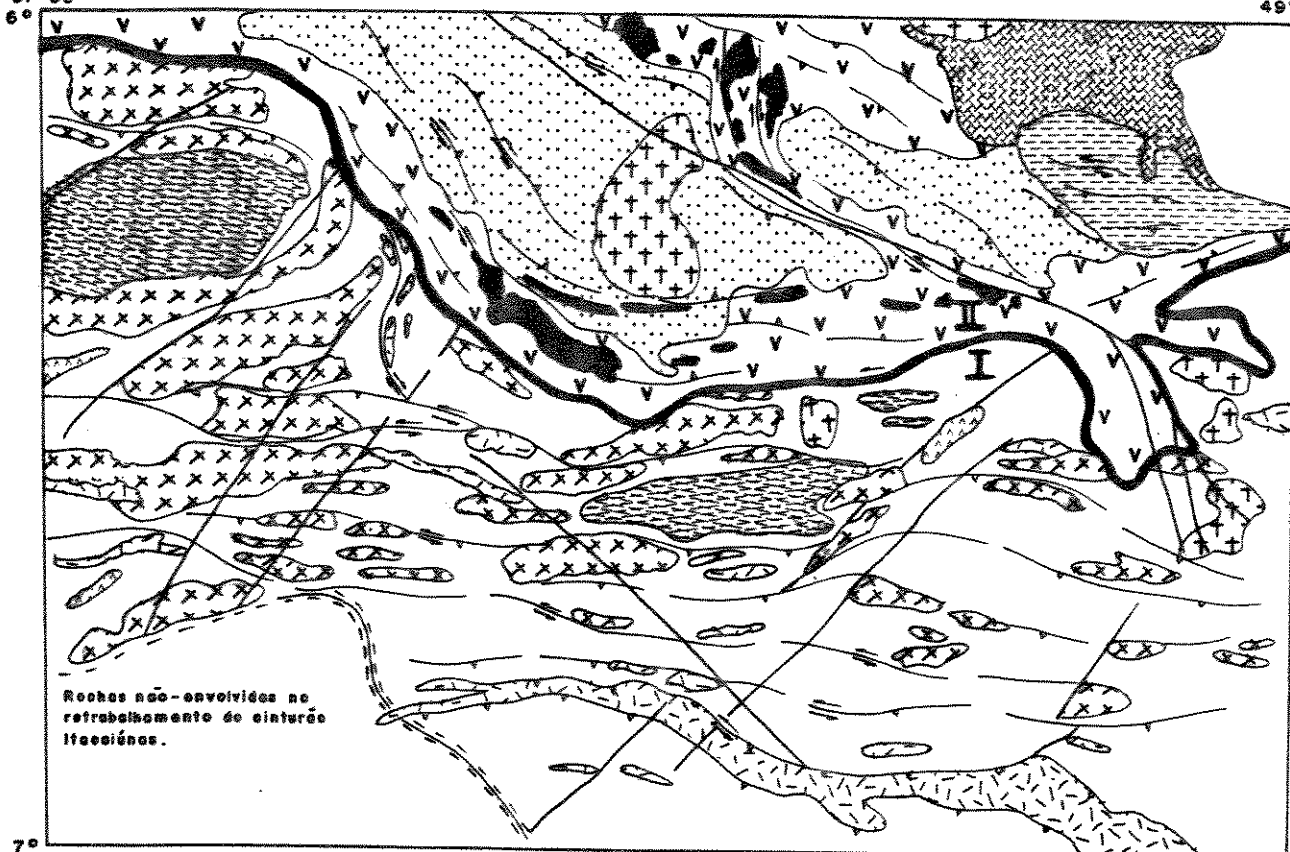
Na porção oriental do Cráton Amazônico foram identificadas sequências vulcano-sedimentares, caracteristicamente do tipo *greenstone belt*, com granitóides associados, representando os pacotes mais antigos desse segmento crustal, ocorrendo mais ao sul da Serra dos Carajás, na região de Rio Maria e, ainda mais para o sul, na Serra do Inajá. O conjunto das litologias que integram esses *greenstone belts* foi denominado de **SUPERGRUPO ANDORINHAS** por DOCEGEO (1988), sendo composto por dois grupos: **Babaçu** e **Lagoa Seca**.

Intrusivos neste supergrupo ocorrem granitóides arqueanos, como: **GRANODIORITO RIO MARIA** (MEDEIROS, 1987), **TRONDHJEMITO MOGNO** e **TONALITO PARAZÔNIA**, os quais apresentam composições granodiorítica, trondhjemítica e tonalítica, constituindo batólitos de configuração dômica, arrasada, compondo grande parte dos terrenos *granito-greenstones* da região.

Na área da Folha Serra dos Carajás, ARAÚJO & MAIA (1991) propõem as denominações formais de: **GRUPO TUCUMÃ** para as rochas supracrustais tipo *greenstone belts* preservadas do retrabalhamento cisalhante do Cinturão Itacaiúnas; **GRUPO SAPUCAIA** para os conjuntos metavulcânicos e metassedimentares caracterizados como *greenstone belt* submetido a regime de cisalhamento dúctil no final do Arqueano; e **GRUPO RIO NOVO** para os anfibólio-clorita xistos associados a zonas subordinadas de rochas félsicas, formações ferríferas bandadas e *metachert* constituintes de uma sequência tipo *greenstone belt*, englobando parte do anteriormente denominado Grupo Igarapé Pojuca por

51° 00'
6°

49° 30'

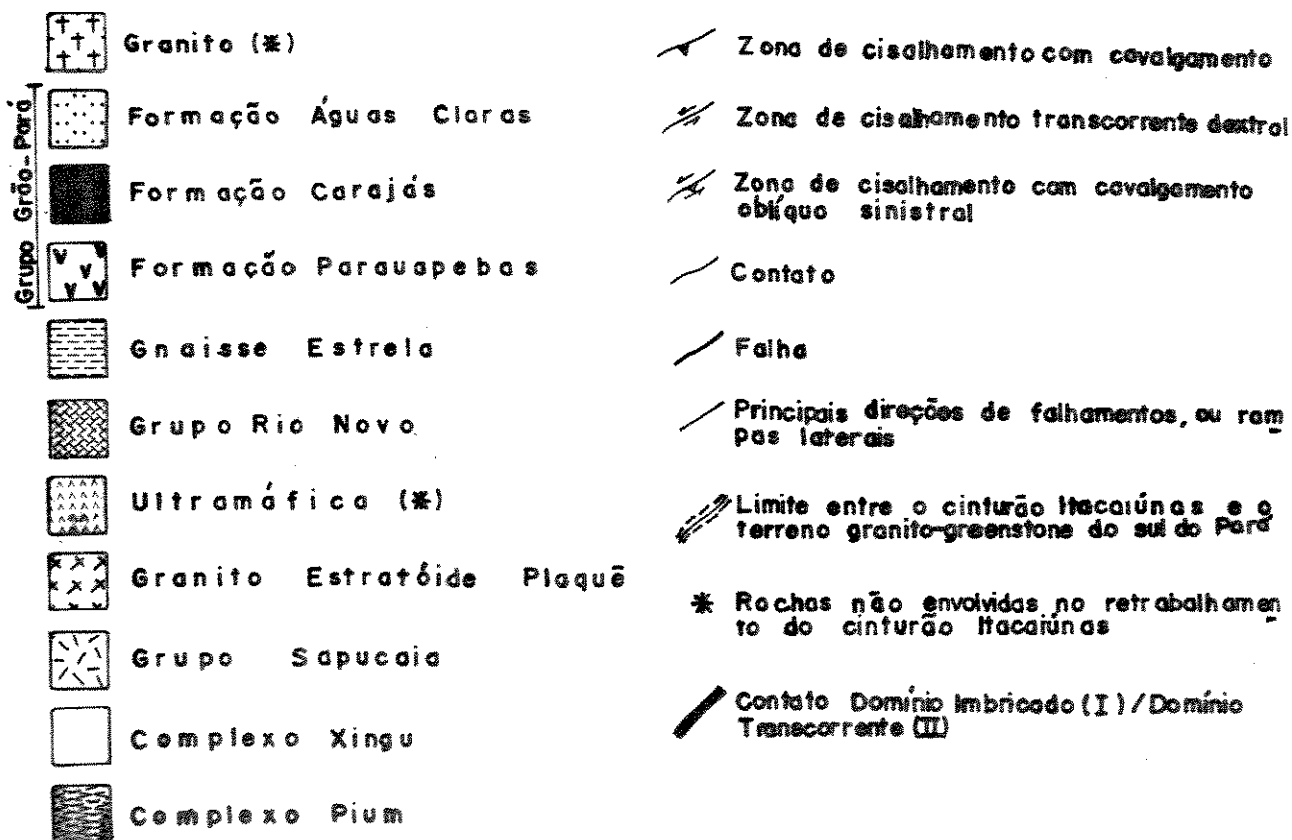


(ADAPTADO DE ARAÚJO & MAIA 1991)

Fig. 2.4 : MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA SERRA DOS

LEGENDA

CARAJÁS



UNIDADE		LITOTIPOS / METAMORFISMO / DEFORMAÇÃO / METALOGENIA
COBERTURA COLÚVIO/ELÚVIO/ALUVIONAR		Cascalhos, areias, siltes em argilas em proporções variadas, de impossível cartografia na escala deste trabalho, mas de grande importância metalogenética devido às inúmeras ocorrências de ouro em seus domínios.
COBERTURA LATERÍTICA		Lateritos aluminosos e ferruginosos, com perfis mais ou menos desenvolvidos, exibindo horizontes argilosos, friáveis e concrecionários.
DIQUE BÁSICO		Diabásios a hiperstênio e/ou a uraltita de jazimento hipobásico. Não apresentam metamorfismo, são isentos de deformação e não há registro de ocorrências minerais a eles associadas.
SUÍTE GRANÍTICA ANOROGÊNICA		Alcali-feldspato-granitos e granitos pórfiros do tipo A, intraplaca, mostrando homogeneidade textural, mineralógica e taciológica. Exibem granulção média a grossa, tons rosa-cinza a rosa avermelhado e características rapakivíticas. Processos de albitização e associações geoquímicas indicam favorabilidade para Sn, F, Mo, Cu, (Pb - Y).
MÁFICAS TIPO SANTA INÊS		Rochas básicas de natureza gabrótica, metamorfozadas na fácies xisto-verde, exibindo incipiente anisotropia estrutural. Não há registro de ocorrências minerais, nem mesmo de associações geoquímicas significativas em seus domínios.
ULTRAMÁFICA TIPO VERMELHO		Serpentinóis e piroxenitos metamorfozados na fácies xisto-verde, afetados por incipiente processo deformacional de natureza dúctil-rúptil, contendo mineralização de Ni e associações geoquímicas de Cr-Cu-Co e Sc.
GRUPO TOCANTINS		Filitos e ardósias epimetamorfizadas, sem registro de ocorrências minerais na folha trabalhada.
SUÍTE PLAQUÊ		Granitóides leucocráticos, potássicos, a duas micas, estratóides, sincisionais, metamorfozados em fácies anfibolito baixo-médio, com diferentes intensidades na taxa, deformacional. Há registro de garimpo abandonado de cassiterita, e localizadas associações geoquímicas de Sc-La.
GRUPO GRÃO-PARAÍ	FORMAÇÃO AGUÁS CLARAS	Metarenitos conglomeráticos de ambiente fluvial tipo "braided", siltitos e argilitos rítmicos lacustres, associados a camadas manganíferas.
	FORMAÇÃO CARAJÁS	Formações Ferríferas bandadas e corpos de minério de ferro associados.
	FORMAÇÃO PARAÍPEBAS	Metabasaltos, metadálitos e metarrolitos com variada alteração hidrotermal, taciologia metamórfica e intensidade deformacional. Apresentam evidências de íntimo relacionamento espacial e genético com a formação ferrífera da unidade Carajás, e suportam os jazimentos bauxíticos como coberturas terciárias.
GRUPO RIO NOVO		Anfibolitos, xistos a tremolita, crolita e actinolita, formações ferríferas bandadas e xistos micáceos, paraderivados, exibindo variada, taciologia metamórfica e marcante anisotropia estrutural. Nos seus domínios chama a atenção a presença de vários garimpos de ouro associados a zonas de cisalhamento dúctil, além de grande variedade de associações geoquímicas de Cu-Pb-Zn-Ni-B-La e Nb.
GRANODIORITO RIO MARIA		Granodioritos e tonálitos em fácies anfibolito baixo a médio exibindo estágio deformacional protomilonítico a milonítico. As zonas mais deformadas, em contato com o Grupo Tucumã, oferecem interesse prospectivo para ouro.
GRUPO TUCUMÃ		Xistos actinolíticos, tremolíticos e cloríticos; xistos sericiticos, filitos quartzosos e quartzitos micáceos, em associação metamórfica de fácies xisto-verde e intensidade deformacional variada. Muitos garimpos de ouro justificam a grande importância metalogenética da sequência.
GRUPO SAPUCAIA		Metaultramafitos a actinolita, tremolita, clorita e talco; metamafitos a actinolita, plagioclásio, quartzo e clorita-xistos micáceos. Apresentam intensidade metamórfica compatível com a fácies xisto-verde, variados padrões e taxas de deformação, e significativas concentrações de garimpos de ouro, além de associações geoquímicas de V-Ag-B-Y-La e Cr-Ni-Cu e Co.
GNAISSE ESTRELA		Gnaisses graníticos, tonalíticos e granodioríticos, localmente migmatizados ou exibindo texturas granoblasticas. Apresentam taciologia metamórfica de grau anfibolito alto, com padrões deformacionais de protomilonito a milonito. Há registros de muitos garimpos de ouro alinhados com zonas de cisalhamento. Algumas associações geoquímicas de Nb-Y-B e V foram registradas.
COMPLEXO PIUM		Piriclasitos, enderbitos, charnoquitos e granoblastitos com freqüente e marcante retrometamorfismo à fácies anfibolito em regime deformacional de caráter cisalhante heterogêneo. Ocorrências de Cu e Au são registradas no domínio da unidade, bem como variadas associações geoquímicas de So-V-Zr e Cr-Ni e Co.
COMPLEXO XINGU		Gnaisses tonalíticos a granodioríticos mais ou menos migmatizados com enclaves anfibolíticos. Exibem fácies metamórfica de grau anfibolito e variada anisotropia estrutural. Metalogeneticamente apresentam ocorrências de ouro orientadas aos "trends" das zonas de cisalhamento, além de variadas e complexas associações geoquímicas, dependendo da maior ou menor lenticularização interna do conjunto.

Fig. 2.5 : COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA FOLHA SERRA DOS CARAJÁS
(ARAÚJO & MAIA, 1991)

DOCEGEO (1988). Estas três últimas unidades haviam sido englobadas no Supergrupo Andorinhas por DOCEGEO (1988).

Foram constatados, na Província Mineral de Carajás, *sills* máfico-ultramáficos diferenciados, geralmente intrudidos em *greenstone belt*, a exemplo do **COMPLEXO INTRUSIVO LUANGA** e **COMPLEXO INTRUSIVO SERRA AZUL**.

Na porção nordeste da Folha Serra dos Carajás ocorre um corpo denominado de **GRANITO ESTRELA** por DOCEGEO (1988) e de **GNAISSE ESTRELA** por ARAÚJO & MAIA (1991), os quais em estudo detalhado da unidade, observaram que o *corpo* Estrela possui variações morfológicas, composicionais, metamórficas, deformacionais, e acima de tudo, uma assinatura geofísica marcante que permite não apenas a revisão na sua cartografia, como na conceituação de sua denominação. Segundo BARROS & DALL'AGNOL (1993) o *corpo* Estrela corresponde a um ortogneisse com caráter metaluminoso a fracamente peralcalino, com afinidade alcalina e fortes similaridades com granitos tipo A. O Gnaiss Estrela documenta um magmatismo arqueano tipo A na região de Carajás.

DOCEGEO (1987) refere-se a rochas granulíticas que ocorrem na área Pium, constituindo o denominado **COMPLEXO PIUM**. Para ARAÚJO *et al.* (1988) estas rochas seriam porções da crosta inferior soerguidas através de zonas de cisalhamento, e ARAÚJO & MAIA (1991) observam que as mesmas representam aleitamentos tectônicos, muitas vezes erroneamente interpretados como aleitamentos estratiformes ou mesmo como relações aparentes de intrusão, como sugerido por DOCEGEO (1987).

Representando o pano de fundo para todas as sequências vulcano-sedimentares e corpos litológicos isolados que ocorrem na porção leste do Cráton Amazônico, foi definido por SILVA *et al.* (1974) o **COMPLEXO XINGU**, como um conjunto de rochas arqueanas, polimetamórficas (gnaisses, migmatitos, granitos, cataclasitos), orientadas segundo a direção geral WNW-ESE. Para DOCEGEO (1988), este complexo fica restrito às rochas gnáissicas, às vezes migmatizadas, de composição tonalítica, trondhjemítica e/ou granodiorítica, tidas como resultado do retrabalhamento metamórfico sobre terrenos arqueanos, tendo sido separado dos *greenstone belts*. O posicionamento estratigráfico do Complexo Xingu é dos mais controversos ainda hoje.

Na área da Serra dos Carajás foram identificadas várias sequências vulcano-sedimentares, ainda não tendo sido encontradas feições que as classifiquem, inequivocamente, como do tipo *greenstone belt*. Estas unidades foram atribuídas ao Arqueano Superior e reunidas no denominado **SUPERGRUPO ITACAIÚNAS** (DOCEGEO, 1988), o qual constitui-se dos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. Não se descarta a possibilidade de haver correlação estratigráfica entre estas unidades, como explicitado em várias publicações e em várias manifestações verbais.

Rochas de alto grau metamórfico na facies anfibolito constituem na área Salobo 3 α , um pacote de xistos ricos em ferro, portador de mineralização de Cu do tipo estratiforme, com Au e Mo associados subordinadamente, encontrando-se este pacote encaixado em gnaisses e quartzitos, compondo a unidade denominada de **GRUPO IGARAPÉ SALOBO** por DOCEGEO (1988), a qual considera os depósitos e ocorrências de Cu (Au, Mo, Ag) aí contidos, como formados em ambiente exalativo-sedimentar. Encontra-se em contato com o Complexo Xingu e o Grupo Igarapé Pojuca.

Um pacote vulcano-sedimentar de grau metamórfico variando da fácies xisto verde a anfibolito, grosseiramente paralelo ao Grupo Igarapé Salobo, com mergulhos variando de 50°NE a 60°SW, foi denominado por DOCEGEO (1988) de **GRUPO IGARAPÉ POJUCA**, o qual compõe-se de rochas vulcânicas básicas a intermediárias (frequentemente alteradas para assembléias à cordierita-antofilita), anfibolitos, rochas gnáissicas, sedimentos químicos (*chert*, BIF na facies óxido-silicatada) e xistos de composições variadas, ocorrendo ainda, corpos graníticos intrusivos nesta sequência, que são correlacionados ao Granito Carajás. Hospeda diversos depósitos de Cu e Cu (Zn), com Au e Mo associados, principalmente na fácies sulfetada da formação ferrífera.

O **GRUPO GRÃO-PARÁ** foi inicialmente subdividido em três unidades: Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Paleovulcânica Superior. Porém, REZENDE & BARBOSA (1972) alegam, com base em dados microscópicos, serem semelhantes entre si as unidades Paleovulcânicas Inferior e Superior. HIRATA *et al.* (1982) admitem o Grupo Grão-Pará como de idade arqueana e não proterozóica inferior, como aceito até então. MEIRELES *et al.* (1984) constataram a existência de níveis de rochas vulcânicas félsicas e porfíricas na porção intermediária da Sequência Paleovulcânica Inferior do Grupo Grão-Pará, constituindo-se em uma sequência bimodal, à qual denominaram de Formação Parauapebas. Os metabasaltos do Grupo Grão-Pará encontram-se hidrotermalmente alterados, e constituem-se em produto de um evento vulcânico marinho de composição tholeiítica

(LEMOS & VILLAS, 1983 e MEIRELES *et al.*, 1984). FERREIRA FILHO (1985) sugere uma provável correlação entre os metabasaltos da área do Igarapé Bahia e os do Grupo Grão-Pará. LINDENMAYER (1990) coloca o depósito do Igarapé Bahia como hospedado pela Sequência Vulcânica Superior do Grupo Grão-Pará. Para ARAÚJO & MAIA (1991), uma vez que unidades como a Sequência Salobo-Pojuca, Formações Carajás e Rio Fresco, apresentam o mesmo padrão deformacional, elas passam a ser entendidas como integrantes do Grupo Grão-Pará e propõem o termo Águas Claras para designar a porção metassedimentar, bastante preservada e isenta de deformação apenas na porção mais interna da bacia; mantêm as denominações Formação Parauapebas (para a sequência metavulcânica) e Formação Carajás (para as formações ferríferas).

Há ainda uma dificuldade muito grande para se estabelecer se as rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão-Pará representam basaltos originados em um *rift* continental (GIBBS *et al.*, 1986; DOCEGEO, 1988; OLSZEWSKI *et al.*, 1989) ou shoshonitos associados a processos de rifteamento relacionado a margens destrutivas de placas em zonas de subducção (DARDENNE *et al.*, 1988; MEIRELLES & DARDENNE, 1991). O caráter cálcio-alcalino identificado nestas rochas corrobora esta última interpretação, porém a natureza bimodal das vulcânicas do Grupo Grão-Pará e seus valores de ϵ^{Nd} (4,6 a 7,0), como também a larga variação das razões isotópicas iniciais de Sr (0,701 a 0,715; GIBBS *et al.*, 1986) apontam fortemente para a contaminação dos basaltos derivados do manto por material da crosta continental, em ambiente de *rift* continental. Se esta interpretação é correta, então o Grupo Grão-Pará e as outras sequências, a ele possivelmente correlacionadas, como por exemplo o Igarapé Bahia, estão entre as mais antigas sequências reconhecidas de basaltos continentais intraplacas do planeta (OLIVEIRA *et al.*, 1993).

Inicialmente correlacionado com a Formação Rio Fresco (BERNARDELLI & BEISIEGEL, 1978; HIRATA *et al.*, 1982; FONSECA *et al.*, 1984), o **GRUPO IGARAPÉ BAHIA** teve suas ocorrências de Cu associadas às grauvacas e pelitos carbonosos (HIRATA *et al.*, 1982). A hipótese de contemporaneidade entre a sequência Bahia e as rochas metavulcânicas básicas do Grupo Grão-Pará (dada pela semelhança litológica, geoquímica e geocronológica, associada à ausência de deformação) levou FERREIRA FILHO (1985) a descartar a correlação da área Bahia com a Formação Rio Fresco, como admitido até então. Constitui-se em um pacote vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico, com direção NNW e mergulhos de aproximadamente 70° para leste, composto por rochas metavulcânicas básicas, metapiroclásticas, metassedimentos psamo-pelíticos e formações ferríferas. Apresenta

mineralização a Cu e Cu-Au-Mo-Ag, e o manto de intemperismo que cobre a sequência hospeda mineralização aurífera DOCEGEO (1988).

O pacote de sedimentos clásticos e químicos, com alinhamento geral N55°W apresentando, da base para o topo, quartzitos micáceos, mica-xistos, quartzitos bandados e xistos variados, presente na Serra de Buritirama, foi denominado por DOCEGEO (1988) de **GRUPO BURITIRAMA**. Mica-xistos carbonatados, rochas cálcio-silicáticas e leitos de mármore são o protominério do manganês. ANDRADE *et al.* (1986) correlacionaram o Grupo Buritirama ao Grupo Grão-Pará. As características litológicas dos Grupos Grão-Pará e Buritirama são acentuadamente diferentes e, por esse motivo, foram tratados como unidades distintas por DOCEGEO (1988).

No Proterozóico Inferior foi depositado um pacote eminentemente siliciclástico, composto por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados, submetidos a condições anquimetamórficas, que transgride todas as sequências arqueanas, havendo predominância para correlacioná-lo ao **GRUPO RIO FRESCO** (DOCEGEO, 1988) ou **FORMAÇÃO RIO FRESCO** (SILVA *et al.*, 1974; HIRATA *et al.*, 1982). Alguns autores como RAMOS *et al.* (1984), FIGUEIRAS & VILLAS (1984), ARAÚJO & MAIA (1991) contestam esta correlação. Esta sequência teria sido depositada em condições plataformais.

Cortando todas as entidades anteriores, inclusive o Grupo Rio Fresco, ocorrem diversas intrusões de rochas graníticas, expressivamente representadas em mapas geológicos, que persistentemente apresentam idades em torno de 1.800 Ma., como por exemplo o Granito Carajás (ou Central). Apresentam caráter pós-tectônico e/ou anorogênico.

Intrudido nos sedimentos do Grupo Rio Fresco e no Complexo Xingu, a SE do Granito Estrela, ocorre corpo gabróide, tabular, denominado **GABRO SANTA INÊS** (DOCEGEO, 1988), e até o momento sem datação radiométrica. Observações petrográficas baseadas fundamentalmente, na paragênese, no grau metamórfico, padrão textural e na natureza protolítica gabróide, sugerem uma possível litocorrelação com as supracrustais do Grupo Grão-Pará.

Granitóides lenticulares e deformados foram identificados e cartografados por ARAÚJO *et al.* (1988) na Folha Serra dos Carajás, aos quais denominaram de **SUÍTE**

PLAQUÊ, preliminarmente interpretando-os como produto da fusão crustal, durante o evento de cisalhamento dúctil. ARAÚJO & MAIA (1991) propõem acrescentar o termo informal **granito estratóide**.

Outras unidades ocorrentes na Província Mineral de Carajás, porém fora da área da Serra dos Carajás, são: **GRUPO TOCANTINS, GRUPO UATUMÃ, FORMAÇÃO GOROTIRE, GRANITO VELHO GUILHERME, FORMAÇÃO TRIUNFO e SUÍTE MÁFICA-ULTRAMÁFICA QUATIPURU**.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas e os granitóides que lhe são intrusivos formaram um bloco estável na região de Rio Maria, configurando-se no pacote de rochas mais antigo da região (DOCEGEO, 1988), sendo pertinente admiti-lo como o substrato, ou *crosta sílica*, sobre o qual evoluiu o Supergrupo Andorinhas, conforme suspeitado por WIRTH *et al.* (1986), GIBBS *et al.* (1986) e DARDENNE *et al.* (1988). O Complexo Xingu nesta área, nada mais seria do que o produto do retrabalhamento de granitóides arqueanos.

Os grupos formadores do Supergrupo Itacaiúnas evoluíram dentro de um contexto vulcano-sedimentar. Enquanto evoluía a bacia que acolheu os sedimentos e vulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas, o Supergrupo Andorinhas já se encontrava intrudido, ou sofrendo intrusões dos granitóides arqueanos.

No Proterozóico Inferior teria ocorrido a deposição de sedimentos transgressivos, de metamorfismo incipiente, correlacionados ao Grupo Rio Fresco, e intrudidos por granitos anorogênicos.

GEOCRONOLOGIA

As rochas mais antigas conhecidas na Província Mineral de Carajás são os metatonalitos gnáissicos Arco Verde com idades de $2957 \pm 16/-19$ Ma. (U-Pb em zircões),

anteriormente englobados no Complexo Xingu, e os granulitos do Complexo Pium com idades de 3050 ± 57 Ma. (Pb-Pb em RT), segundo MACAMBIRA & LANCELOT (1991) e RODRIGUES *et al.* (1992), respectivamente.

Metavulcânicas do Grupo Lagoa Seca apresentaram idade de $2904 \pm 29/-22$ Ma. (U-Pb em zircões, MACAMBIRA & LANCELOT, 1992), e os granitóides que cortam os *greenstone belts* da região de Rio Maria exibiram idades de $2876 \pm 13/-11$ Ma (U-Pb em zircões, MACAMBIRA & LANCELOT, 1991) e 2872 ± 10 Ma. (Pb-Pb em RT, RODRIGUES *et al.*, 1992).

O Complexo Xingu apresentou idades superiores a 2851 Ma. segundo MACHADO *et al.* (1991). Segundo estes autores, o Grupo Igarapé Salobo exibiu idades de 2851 Ma. em zircões de anfibolitos, e o Grupo Igarapé Pojuca, metamorfismo em torno de 2732 ± 3 Ma. As rochas da Formação Parauapebas do Grupo Grão-Pará apresentaram idades de 2750 Ma. (U-Pb) segundo GIBBS *et al.* (1986) e os metabasaltos, 2687 ± 54 Ma. (isócrona Rb-Sr em RT) e razões iniciais de $0,7057 \pm 0,0010$. Granófiros básicos do Grupo Igarapé Bahia mostraram idades de 2577 ± 72 Ma. (Rb-Sr) e razões iniciais de 0,702.

O Gnaiss Estrela apresentou uma isócrona de 2527 ± 34 Ma (RI: $0,70188 \pm 0,00197$ em rocha total), refletindo a idade do evento tectônico responsável pela gnaissificação de protólitos ígneos.

Importantes eventos tectono-termiais foram propostos para o Arqueano da Província Mineral de Carajás (ARAÚJO *et al.*, 1988; OLSZEWSKI *et al.*, 1989; MACHADO *et al.*, 1991, e sintetizados por LAFON & MACAMBIRA, 1992):

- Entre 2,77 e 2,73 Ga.: evento de natureza cisalhante que permitiria a formação da bacia de deposição do Grupo Grão-Pará (2757 ± 2 Ma.) em um ambiente de *rift* continental; e
- Entre 2581 e 2497 Ma.: evento que levaria a movimentos de blocos que promoveriam a deposição de sedimentos do Grupo Rio Fresco.

Grande número de granitos interpretados como anorogênicos se distribui em toda a Província Mineral de Carajás durante o Proterozóico, a exemplo dos Granitos Cigano: 1883 ± 2 Ma., Musa: $1883 \pm 5/-2$ Ma. e Carajás: 1880 ± 2 Ma. (MACHADO *et al.*, 1991).

MODELOS DE AMBIENTES TECTÔNICOS PROPOSTOS

MEDEIROS NETO & VILLAS (1985) adotam para a região da Serra dos Carajás, o modelo geológico definido por HUTCHINSON (1979), o qual considerou as sequências Buritirama, Salobo-Pojuca e o Grupo Grão-Pará, representantes de diferentes facies de uma única sequência vulcano-sedimentar.

WIRTH *et al.* (1986) estudando quimicamente os basaltos do Grupo Grão-Pará, concluíram que estas rochas mostram características tais, que levaram estes autores a admiti-los como tendo atravessado uma crosta siálica pré-existente. Esse provável embasamento seria o Complexo Xingu de SILVA *et al.* (1974), ou terrenos *granito-greenstones*. GIBBS *et al.* (1986) apresentam para os mesmos basaltos, evidências isotópicas e químicas que indicam assimilação de parte da crosta continental, através da qual, os mesmos foram injetados, e ainda, exibem dados sobre o caráter bimodal do magmatismo presente no Grupo Grão-Pará, comparando estes basaltos com os do tipo continental. Estas características, levaram DOCEGEO (1988) a propor um ambiente de *rift* continental para o Grupo Grão-Pará. DARDENNE *et al.* (1988) todavia, verificaram que a geoquímica de elementos maiores e traços de basaltos do Grupo Grão-Pará e do sobrejacente Grupo Igarapé Bahia, assimilava-se a de rochas shoshoníticas e cálcio-alcálicas, respectivamente, e propuseram que a área da Serra dos Carajás faria parte de um complexo de subducção arqueano. Geralmente, o vulcanismo shoshonítico associa-se com processos de rifteamento (MORRISON, 1980) geneticamente ligados a mecanismos de subducção. Esse modelo é ligeiramente diferente do proposto por WIRTH *et al.* (1986) e GIBBS *et al.* (1986) para as rochas básicas do Grupo Grão-Pará, diferenciando-se principalmente, no mecanismo de rifteamento.

ARAÚJO *et al.* (1988) definiram um cinturão de cisalhamento dúctil oblíquo, com importantes feições direcionais associadas. A implantação do cinturão está ligada a um processo essencialmente dúctil de retrabalhamento de terrenos *granito-greenstones* e formação localizada de granitóides, além de uma sequência vulcano-sedimentar direcional. Não há evidências de zonas de paleosuturas na região. Assim sendo, o modelo de colisão de placas proposto para a região da Serra dos Carajás (DARDENNE *et al.*, 1988) não encontra suporte na interpretação dos dados geoquímicos obtidos para o Grupo Grão-Pará (GIBBS *et al.*, 1986) e na análise geométrica dos elementos estruturais. As rochas vulcânicas com teores elevados de K, classificadas como shoshonitos, podem estar associadas à fase de transtensão do sistema sinistral da Serra dos Carajás. O modelo tectônico que melhor explica a lenticularização

generalizada dos conjuntos litológicos, o sistema imbricado de zonas de cisalhamento oblíquo e a estrutura em flor positiva, é o que considera os componentes dos sistemas de cavalgamento direcional. A caracterização do sistema direcional da Serra dos Carajás, descarta a estrutura sinclinal proposta por BEISIEGUEL *et al.* (1973).

Para OLSZEWSKI *et al.* (1989), as rochas da Serra dos Carajás são similares às das sequências vulcânicas e sedimentares desenvolvidas em uma crosta continental adjacente a zonas de *rift*. A falta de estrutura *pillow*, e a associação íntima de rochas sedimentares clásticas ricas em quartzo com rochas máficas, sugere formação em ou próximo à crosta continental.

PINHEIRO *et al.* (1991) ao estudarem em detalhe, cortes da estrada Azul - Bahia, concluem que a evolução tectono-sedimentar da área compreende:

- Transtensão com instalação da bacia que acolheu os pacotes sedimentares;
- Inversão da bacia, em condições de transpressão;
- A deformação prosseguiu com a propagação da Falha Carajás.

ARAÚJO & MAIA (1991) concluem que uma fase transtensiva abrigou em ampla bacia, componentes vulcânicos (Formação Parauapebas), formações ferríferas (Formação Carajás) e sedimentos (Formação Águas Claras) que constituem o Grupo Grão-Pará, e uma fase transpressiva causou o metamorfismo, lenticularização e imbricamento divergente, seguindo o arranjo geométrico de uma estrutura em flor positiva, que envolveu também litótipos do Complexo Xingu e do Gnaiss Estrela.

LINDENMAYER & FYFE (1992) inserem o Grupo Salobo na Bacia Carajás, sugerindo que os basaltos deste grupo são os representantes mais evoluídos dos derrames da Bacia Carajás, o que poderia ser o resultado de erupção em crosta continental mais espessa, do que aqueles do Grupo Parauapebas, colocados próximos ao centro do *rift*, em zona de crosta continental mais fina.

COSTA & OLIVEIRA (1992) estudando a Folha Serra Pelada, ao analisarem seus elementos estruturais, definiram o sentido do transporte de massa, de NNE para SSW, indicando que o bloco Belém cavalgou o bloco Araguacema, contrariando a proposição de SOUZA (no prelo), que estabelece sobre o bloco Araguacema a presença de arcos de ilhas e arcos magmáticos, representados pelas unidades litoestratigráficas Tapirapé, Salobo e Grão-Pará. COSTA & OLIVEIRA (1992) afirmam ainda, que os produtos litológicos que compõem as unidades Grão-Pará, Alto Bonito, Salobo, Tapirapé, Buritirama e Misteriosa, contradizem os mais recentes modelos de evolução geotectônica propostos por ARAÚJO *et al.* (1988),

SIQUEIRA (1990), COSTA & SIQUEIRA (1990) e ARAÚJO & MAIA (1991).

Como visto, a polêmica em torno da evolução geológica e determinação dos possíveis ambientes tectônicos, principalmente da área da Serra dos Carajás, ainda é muito ampla, necessitando-se de um número maior de trabalhos que possibilitem a integração dos dados em âmbito regional.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

Em especial na área do Igarapé Bahia, a ação intensa dos processos intempéricos, cujos reflexos podem ser observados a até 150m de profundidade, levou à formação de um manto de intemperismo maduro, responsável, inclusive, por enriquecimento supergênico de ouro, cujo minério laterítico resultante está sendo lavrado e processado pela Companhia Vale do Rio Doce. Essa situação prejudica a individualização e caracterização dos tipos litológicos em superfície; assim sendo, as informações obtidas durante as etapas de campo são provenientes, em sua quase totalidade, da descrição e interpretação dos testemunhos de sondagem.

A área estudada é composta por uma sequência vulcano-sedimentar, capeada por meta-arenitos, à qual DOCEGEO (1988), atribuiu a categoria de Grupo. O conjunto apresenta mergulho de 60° a 80° para NE, segundo direção NNW, e assembléias mineralógicas compatíveis com a facies xisto verde. Hospeda mineralização de cobre de baixo teor e mineralização polimetálica de Cu, Au, Ag (Mo). Essa sequência vulcano-sedimentar foi extensivamente afetada por alteração hidrotermal.

Segundo a proposta de DOCEGEO (1988), o Grupo Igarapé Bahia divide-se em duas unidades: Formação Grota do Vizinho (sequência de rochas sedimentares e piroclásticas, com intercalações de rochas vulcânicas básicas), basal, e Formação Sumidouro (arenitos e intercalações de rochas vulcânicas básicas), de topo, correspondendo, respectivamente, à unidade mais antiga e unidade essencialmente sedimentar de FERREIRA FILHO (1985). Alguns autores preferem correlacionar os sedimentos da Formação Sumidouro aos da Formação Rio Fresco (entidade que representa a cobertura plataformal geral que aparece em toda a porção oriental do Cráton Amazônico).

Análises geocronológicas indicaram idades de 2577 ± 72 Ma. (Rb-Sr), com razões iniciais de 0,702, em granófiros básicos, interpretadas como provável época de formação destas rochas; 2270 ± 50 Ma. (Rb-Sr) com razões iniciais de 0,715, em rochas piroclásticas

silicosas, correspondendo à idade mínima de referência para a sequência vulcano-sedimentar; e 2270 ± 50 Ma. (K-Ar) em anfibólitos de metabasaltos, devendo corresponder ao período de resfriamento regional (FERREIRA FILHO, 1985).

TRABALHOS ANTERIORES

São poucos os trabalhos que versam especificamente sobre o Igarapé Bahia. Entre eles, destacam-se os trabalhos de FONSECA *et al* (1984), FERREIRA FILHO (1985), FERREIRA FILHO & DANNI (1985), e RIBEIRO (1990).

FONSECA *et al* (1984) correlacionaram as unidades litológicas da área do Igarapé Bahia à Formação Rio Fresco, correlação esta, contestada por FERREIRA FILHO (1985) com base em abrangente estudo petrográfico das diversas litologias que compõem a área em questão.

Em seu trabalho, RIBEIRO (1990) procurou detalhar os aspectos mais diretamente ligados à mineralização e aos processos hidrotermais que a geraram.

CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

FERREIRA FILHO (1985) em seu trabalho, discrimina três unidades no Igarapé Bahia, a saber:

- Unidade mais antiga: hospedeira da mineralização de cobre, compreende uma sequência de natureza predominantemente vulcânica com intercalações sedimentares, extensivamente afetada por hidrotermalismo. Em superfície as litologias encontram-se muito intemperizadas, gerando um solo de coloração predominantemente avermelhada. Equivalente à Formação Grota do Vizinho (DOCEGEO, 1988);
- Unidade essencialmente sedimentar: ocorre recobrimdo a unidade anterior. É composta por meta-arenitos esbranquiçados e intercalações locais de metaconglomerados e metassiltitos. Encontra-se separada da unidade mais antiga por discordância erosiva. Em superfície desenvolve solo arenoso e esbranquiçado. Equivalente à Formação Sumidouro (DOCEGEO,

1988);

- Unidade Superior: constituída por uma cobertura laterítica desenvolvida sobre superfície de aplainamento provavelmente Terciária, que se superpõe, indistintamente às demais unidades da região. Os horizontes de canga afloram nos bordos do platô.

A unidade mais antiga foi subdividida por FERREIRA FILHO (1985) em cinco intervalos principais, porém poucas vezes essa subdivisão pôde ser considerada, sendo que RIBEIRO (1990) trata a sequência vulcano-sedimentar como um todo, referindo-se a ela simplesmente como *Sequência Bahia*.

Supõe-se um posicionamento estratigráfico normal para a sequência vulcano-sedimentar do Igarapé Bahia, devido à ocorrência de seixos resultantes do retrabalhamento de suas rochas na unidade essencialmente sedimentar sobrejacente, e também pela ausência de deformação em escala microscópica ou de estruturas penetrativas que pudessem ter causado alguma alteração no empilhamento da sequência. Uma visão panorâmica da área é mostrada na Fig. 3.1.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os dados sobre as estruturas da área são bastante limitados. Ressalte-se a inexistência de dobramentos holomórficos ou estruturas penetrativas nas litologias da unidade, que preservam, a par da recristalização, a maioria das feições estruturais e texturais primárias.

Microfalhas perturbando o acamamento primário, por outro lado, são localmente observadas. Desse modo, a inclinação observada das camadas pode ser creditada a um basculamento local ou a dobramentos amplos, de caráter regional.

Os valores de espessura, apresentados no decorrer deste capítulo, correspondem às espessuras diretamente observadas nos testemunhos de sondagem, pois a inclinação média observada entre o eixo das sondagens e o acamamento das litologias é geralmente maior que 60°, correspondendo a uma variação na espessura aparente inferior a 15% do valor real; existem, ainda, irregularidades nas informações existentes sobre inclinação do eixo do furo em relação ao acamamento.

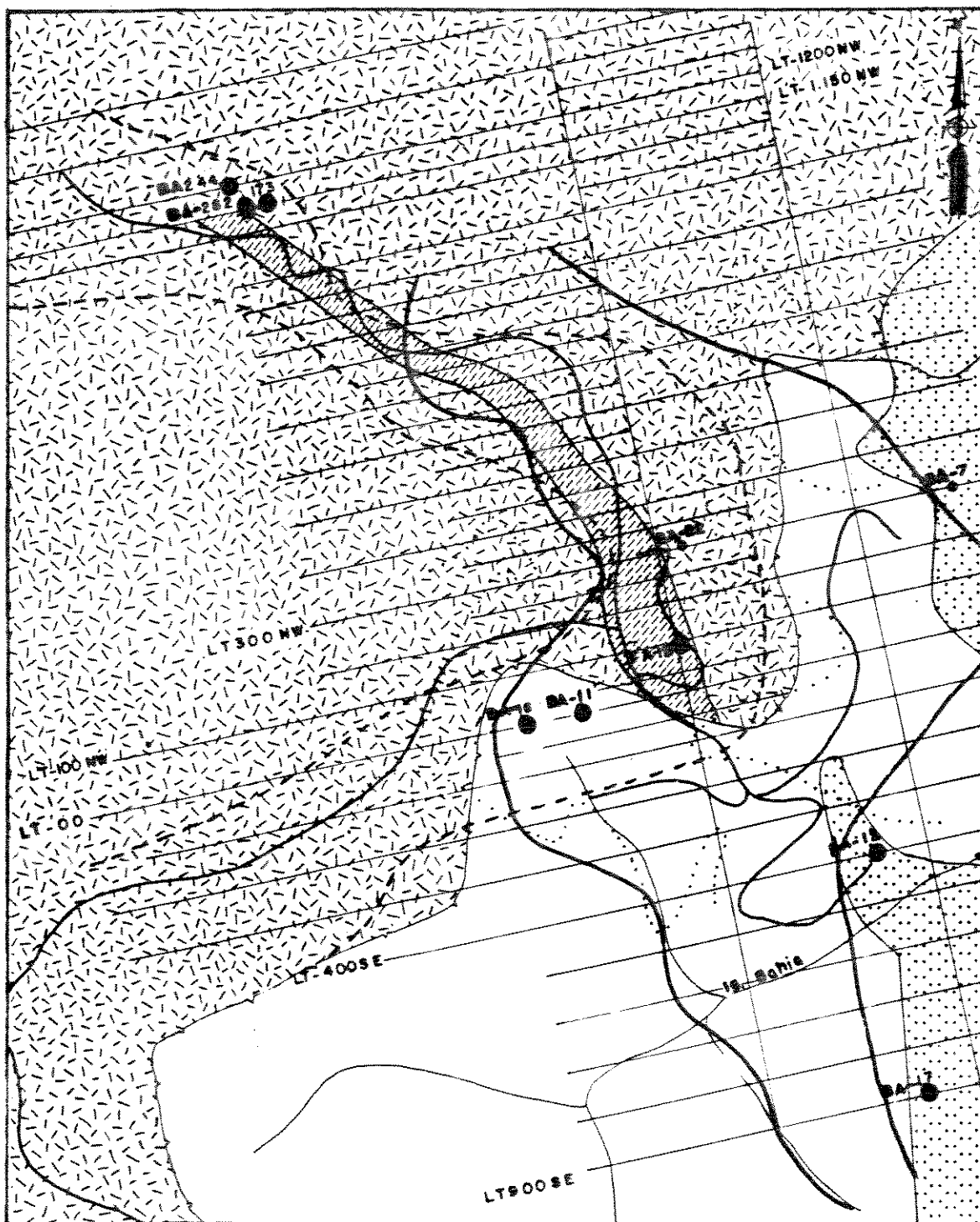


Fig. 3.1: MAPA GEOLOGICO LOCAL (DOCEGEO)
 LEGENDA ESC. 0 100 200 300m

- | | | | |
|--|--|--|---------------------------------------|
| | Cobertura laterítica | | Anomalia magnética |
| | Metarenito com muscovita, sericita e clorita | | Anomalia de polarização induzida |
| | Rochas vulcano-sedimentares, intercalações de pelitos, waxes, ritmítos, formações ferríferas, brechas, rochas piroclásticas, basaltos, diabásios e gabros. | | Anomalia geoquímica de Au (>0,05 ppm) |
| | Furo de sonda descrito | | Projeção do corpo mineralizado |
| | Furo de sonda observado, mas não descrito | | Malha topográfica |
| | | | Contorno do relevo |

LITOLOGIAS

A unidade mais antiga de FERREIRA FILHO (1985), ou a sequência vulcano-sedimentar, alvo deste trabalho, compõem-se dos seguintes litotipos principais: metabasaltos, metadiabásios, meta-andesitos a metadacitos, rochas metassedimentares e metapiroclásticas ocorrendo ainda, diques de diabásio que cortam esta sequência.

Com os dados obtidos principalmente nos furos de sondagem (Furos BA - 17, BA - 12, BA - 11, BA - 16, BA - 18, BA - 173, BA - 282 e BA - 244), foi possível reunir os tipos litológicos encontrados na área, nos seguintes agrupamentos principais:

- Metabasaltos, Metadiabásios e subordinadamente Meta-andesitos a Metadacitos;
- Brechas e Rochas Metapiroclásticas;
- Metassedimentos associados ao vulcanismo: Metarritmitos e Formações Ferríferas;
- Metassedimentos Siliciclásticos: Metaconglomerados, Metaquartzo-arenitos e Metapelitos;
- Meta-arenitos da Formação Sumidouro; e
- Diabásios.

A seguir descrevem-se as características dos tipos litológicos identificados e agrupados neste trabalho.

METABASALTOS E METADIABÁSIOS: Estas rochas estão presentes em toda a sequência vulcano-sedimentar, principalmente entre as porções sul e central da área. São rochas cinza-esverdeadas a verde-claras, quando frescas, apresentando cor verde-amarronzada quando intemperizadas.

Estas rochas ocorrem como derrames e intrusões. Nas porções centrais dos intervalos apresentam granulação média, enquanto que as porções basais e de topo apresentam granulação fina caracterizando derrames espessos, ou que o pacote compõe-se de uma

sucessão de diques ou *sills* diabásicos interintrusivos, o que explicaria a granulação média a grossa nas porções centrais, e a falta de zona vesicular nas porções de topo dos intervalos. Por outro lado, essa zona vesicular poderia ter sido eliminada por autobrechação.

São rochas homogêneas, maciças, com textura ofítica a subofítica quando a alteração não foi tão intensa ao ponto de obliterar as texturas originais. Esporadicamente apresentam textura porfirítica ou glomeroporfirítica (Foto 3.1).

Apresentam composição basáltica, ocorrendo ainda, metadiabásios com intercrescimento granofírico (Foto 3.2) (quartzo/feldspato). Essas rochas foram submetidas à alteração hidrotermal em diferentes graus de intensidade (Foto 3.3).

Para as rochas pouco alteradas hidrotermalmente, as associações mineralógicas principais constam de plagioclásio saussuritizado ou sericitizado (albita a andesina), anfibólios (actinolita > > hornblenda) e proporções variadas de clorita, quartzo, epidoto, carbonato e minerais opacos. Nas rochas com intensa alteração hidrotermal, clorita e quartzo são os constituintes essenciais, subordinadamente ocorrendo albita, carbonato, titanita, epidoto e calcopirita. A apatita, hornblenda e magnetita ainda podem subsistir, embora esteja a última amplamente transformada em leucoxênio.

META-ANDESITOS A METADACITOS: Apesar de haver predominância de rochas de composição basáltica, ocorrem subordinadamente rochas de composição andesítica a dacítica (Foto 3.4), constituídas por plagioclásio sódico, clorita, calcita, quartzo, epidoto e minerais opacos. Os plagioclásios apresentam-se em feixes divergentes de cristais aciculares, cravejados de clorita, calcita, epidoto e minúsculos grânulos de minerais opacos. Os plagioclásios podem apresentar-se também, como fenocristais subedrais a euedrais em matriz de mesma natureza composicional, associados a clorita, algum quartzo e minerais opacos. São rochas de granulação fina (zona de topo) a média (porções centrais), normalmente fraturadas e venuladas.

Os metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos mostram-se brechados frequentemente (Fotos 3.5 e 3.4), podendo indicar tanto fases vulcânicas sucessivas como brechações tectônicas ou de fluxo.

Apresentam espessuras variáveis, desde poucos centímetros até dezenas de metros (Fig. 3.2).

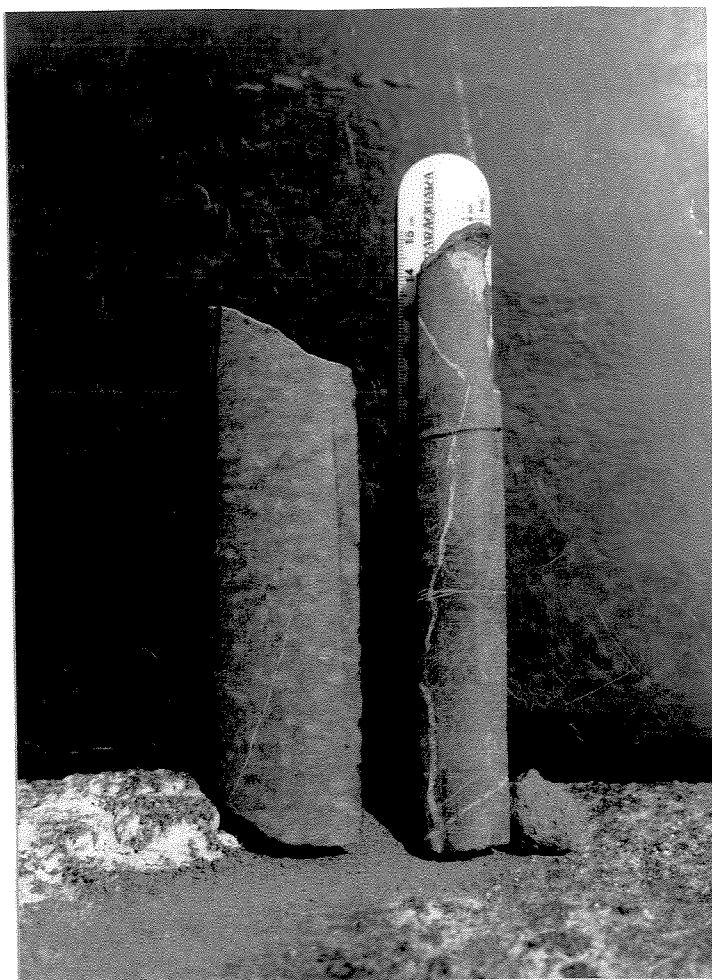


Foto 3.1: Metadiabásio com
textura glomero-
porfirítica (BA
17-238,98) e me-
tabasalto venula-
do (BA 17-250,50).

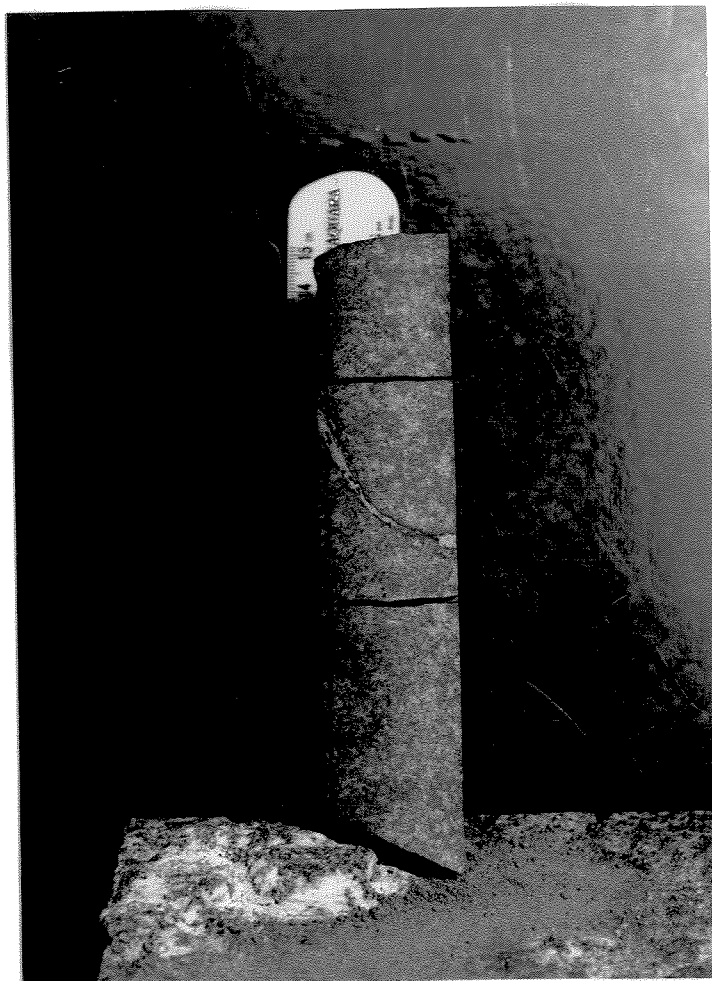


Foto 3.2: Metadiabásio com
intercrescimento
granofírico (BA
12-592,90).



Foto 3.3: Metabasaltos e metadiabásios (Furo BA-17) apresentando diferentes estágios de alteração hidrotermal.



Foto 3.4: Meta-andesitos a metadacitos (Furo BA-16): maciços (1,5); brechados (2,3), brechado com sulfeto (4), venulados (6,7).



Foto 3.5: Metabasalto e metadiabásio brechados (BA 16 - 210,00 e BA 16 - 209,50).

BRECHAS: Observam-se brechas tectônicas (Foto 3.6) e brechas sedimentares (Foto 3.7). Brecha associada a zona de falha pode ser observada no Furo BA 12-185,00 e níveis de brecha sedimentar podem ser observados nos Furos BA - 11 e BA - 16 (Fig. 3.2).

Normalmente as brechas exibem várias tonalidades de verde, por encontrarem-se alteradas hidrotermalmente (Fotos 3.5 e 3.6). Em zona de falha, apresentam coloração amarronzada, por estarem intemperizadas.

São níveis de rocha formada por fragmentos milimétricos a centimétricos de *chert* (semiarredondados), formação ferrífera (angulosos), metassedimentos, metabasaltos, metadiabásios, e metapiroclásticas, com clorita na matriz, e calcopirita disseminada tanto na matriz, como nos fragmentos.

O intervalo entre 182,00 e 202,29 do Furo BA - 16, apresenta-se bastante perturbado, com rocha composta por fragmentos (subarredondados e parcialmente orientados) de meta-arenito cimentados por siltito. Nos locais mais fraturados houve decomposição parcial da rocha. Associam-se a esses níveis, magnetita, calcopirita, bornita, disseminadas ou em concentrações. No Furo BA - 11, entre 312,30 e 327,30 ocorre nível de brecha ou conglomerado brechóide (?), onde são observados fragmentos (até centimétricos) de formação ferrífera bandada carbonatada, magnética, com bandas compostas por quartzo, carbonato e minerais opacos.

Constituem níveis que podem exceder 10,00m de espessura aparente (Fig. 3.2).

METAPIROCLÁSTICAS: Até o trabalho de FERREIRA FILHO (1985), as litologias do Igarapé Bahia eram correlacionadas à Formação Rio Fresco, e supunha-se uma origem sedimentar para a mineralização cuprífera. Este autor identificou importantes níveis de rochas piroclásticas na área do Igarapé Bahia, levando a uma reavaliação desses conceitos. FERREIRA FILHO (1985) aplica o termo *rochas piroclásticas* de maneira generalizada para as diversas fácies de rochas piroclásticas identificadas, com composição variando de ácida a intermediária. Essas rochas ocorrem intercaladas aos metabasaltos, metadiabásios e aos metassedimentos (Foto 3.7). As variedades presentes são: tufos de cristais (BA 12-423,20; BA 12-561,50), tufos laminados, e mais localmente, tufos finos e tufos de lapilli.

Estas rochas apresentam coloração cinza-esverdeada a verde-escura.

Os níveis piroclásticos silicosos apresentam grande variação granulométrica e



Foto 3.6: Brecha com fragmentos de diversos tamanhos em matriz clorítica (BA 16 - 376,30).

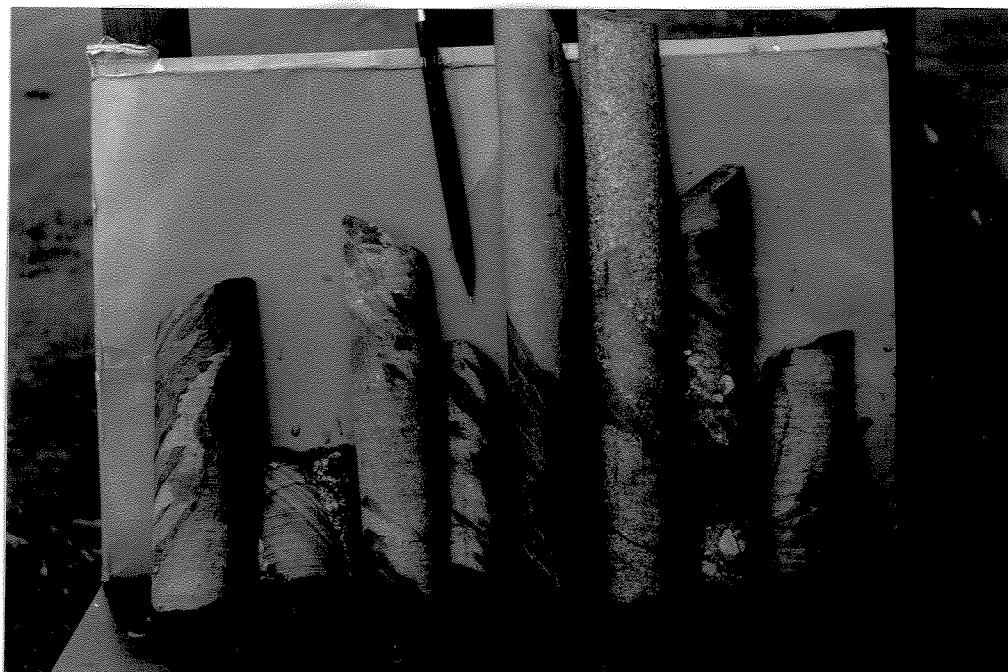


Foto 3.7: Brechas obliterando a laminação de metarritmitos (BA 11-179,10 e 181,45); metassedimentos finos/tufos (BA 11-264,45; 264,65 e 267,45); metaquartzito-arenito/brecha (BA 11-284,85); metassedimento/brecha sedimentar (BA 11-285,85) e metassiltito/metatufo (BA 11-294,20).

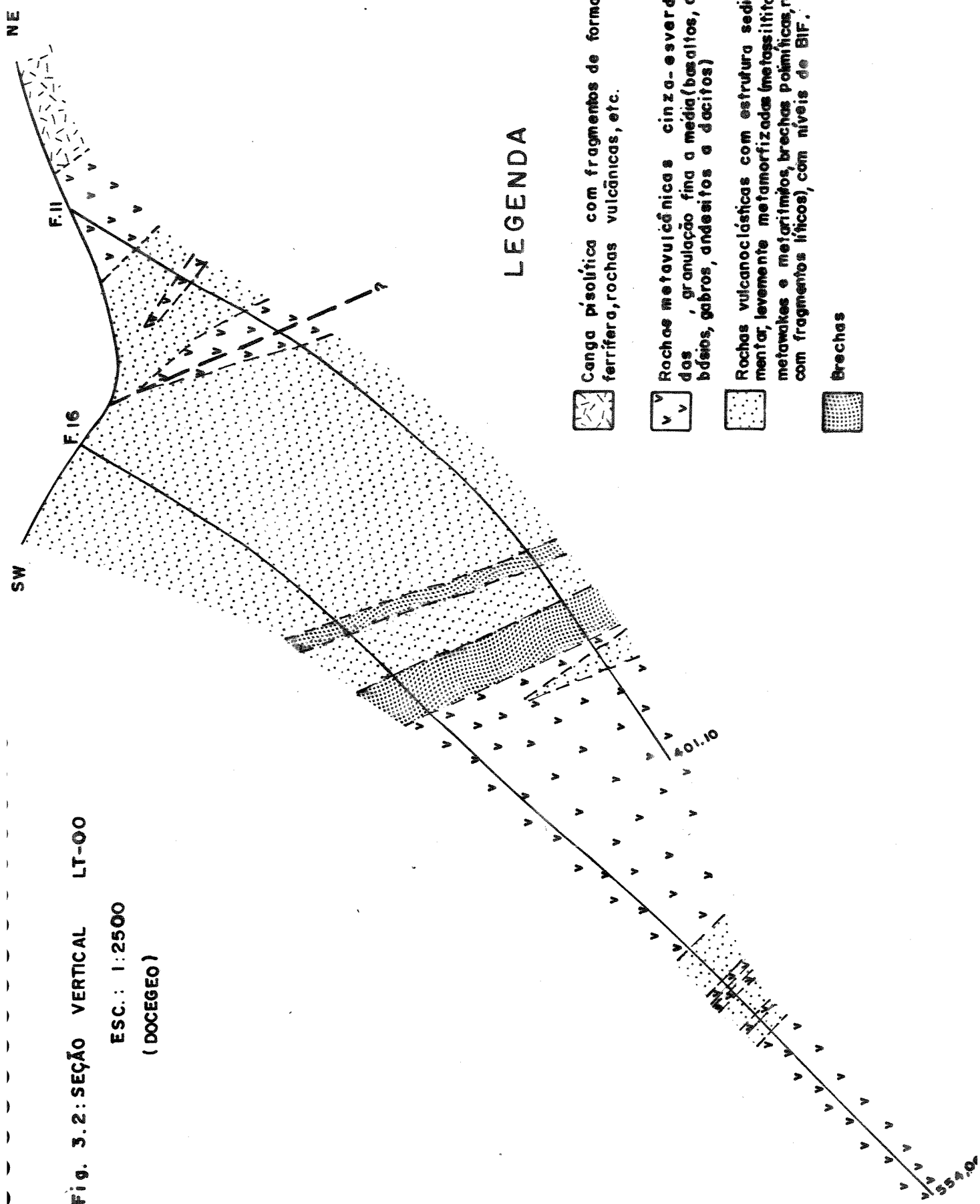


Fig. 3.2: SEÇÃO VERTICAL LT-00
ESC.: 1:2500
(DOCEGEO)

composicional em termos de cristais, fragmentos de púmice e fragmentos líticos (BA 11-268,45). As feições primárias ainda estão bem preservadas. Além de fragmentos diversos, essas rochas são constituídas essencialmente por quartzo, feldspato, sericita, clorita, e subordinadamente calcita, minerais opacos, epidoto, turmalina, titanita, biotita e zircão.

Os tufos finos em geral, apresentam laminação bem marcada (Furo BA-11). Nas rochas de granulação mais grossa, a participação dos fragmentos líticos, ou de cristais, se torna mais expressiva.

Os fragmentos líticos podem ser de metassilexito, de metavulcânicas básicas ou de rochas bandadas (formação ferrífera). Os cristais podem ser predominantemente de quartzo e feldspato. A matriz é fina e rica em clorita, sericita, quartzo e biotita.

Tufos ácidos de cristais (BA 12-423,20, BA 12-561,50) exibem coloração verde-escura, com matriz muito fina, e cristais (quartzo, plagioclásio) subarredondados a subangulosos de diferentes tamanhos e formas, no geral alinhados, e normalmente, com as bordas corroídas.

As rochas piroclásticas tufáceas podem estar alteradas e fraturadas. Apresentam matriz clorítica, com impregnações de óxido/hidróxido de Fe/Mn, e vênulas e fraturas preenchidas por quartzo, bem como massas ou concentrações quartzosas.

METARRITMITOS: Rochas constituídas pela alternância de bandas (milimétricas a centimétricas) de sedimentos arenosos/sedimentos pelíticos (Foto 3.8). Intercalam-se aos intervalos predominantemente vulcânicos. Estes níveis laminados representam uma certa quiescência da atividade vulcânica e predomínio dos processos de acumulação sedimentar, fato corroborado pela intercalação, comum nestes níveis, de sedimentos químicos (formações ferríferas).

Os metarritmitos quando intemperizados, exibem coloração avermelhada (BA 16-42,00), e quando frescos apresentam bandas com coloração cinza-clara a média/bandas com coloração cinza-escura a preta (BA 11-155,00).

As laminações são geralmente plano-paralelas, mais raramente irregulares, caracterizadas por variações granulométricas. Estruturas convolutas (BA 16-42,00) e níveis de brecha intraformacional (entre os níveis laminados), ocorrem com certa frequência. Acamamento gradacional pode ser observado no Furo BA - 12, onde os níveis basais são constituídos por material de granulação mais grossa, gradando para material fino (pelitos) nos



Foto 3.8: Metarritmito com lâminas deslocadas por microfalhas (BA 11-176,80 e 179,60).

níveis superiores do intervalo. É muito comum a presença de microfalhas (Foto 3.8) truncando a laminação (BA 16-42,00; BA - 16 entre 52,00 e 56,60), enquanto que dobramentos e estruturas penetrativas, como clivagem ardosiana, não são observados nessas rochas.

A composição dessas rochas é dada pela associação de quartzo, clorita, sericita e, subordinadamente, feldspato, muscovita, biotita, óxidos de ferro, calcopirita e bornita. O quartzo (granulação fina) com formas irregulares pode apresentar-se com as bordas corroídas pela reação com a matriz constituída por clorita e sericita finíssimas. Praticamente é impossível distinguir macroscopicamente entre estas rochas e as rochas piroclásticas finas e/ou laminadas. A diferença entre metarritmitos e metapelitos está relacionada apenas à presença de laminação nos primeiros. Calcopirita pode ocorrer em nódulos, disseminações finas, ou em concentrações grossas paralelas ao acamamento. O sulfeto pode acompanhar a estratificação (BA 12- 397,50), observando-se ainda, a presença de grafita em fraturas espelhadas.

FORMAÇÕES FERRÍFERAS: São rochas de significativa importância por diagnosticarem a existência de uma sedimentação química contemporânea ao vulcanismo, com elevado potencial para conter mineralizações sulfetadas (FERREIRA FILHO, 1985).

Laminadas ou maciças, apresentam magnetita como constituinte principal, e subordinadamente proporções variáveis de quartzo, carbonato, calcopirita, fluorita, clorita e biotita. Ouro muito fino pode ocorrer disseminado nos níveis de formações ferríferas.

Formações ferríferas bandadas são caracterizadas pela alternância de níveis ricos em magnetita e níveis com carbonato (calcita ou siderita), quartzo ou fluorita. A presença de fluorita é coerente com uma origem vulcano-exalativa para os níveis de formação ferrífera, fato também evidenciado pela abundância de sulfeto e carbonato.

No caso de formações ferríferas não bandadas (Foto 3.9), a magnetita constitui uma matriz maciça (superior a 90% do volume da rocha) de cristais idiomórficos, associados com calcopirita porfiroidal intergranular. Pirita idiomórfica ocorre em aglomerados grossos associados a quartzo, carbonato ou calcopirita. Os Furos BA - 173, BA - 282 e BA - 244 (Fig. 3.1) apresentam ocorrências de formação ferrífera não bandada (facies óxidada). São níveis densos, maciços, magnéticos, com coloração preta, geralmente apresentando lentes de sulfeto associadas.

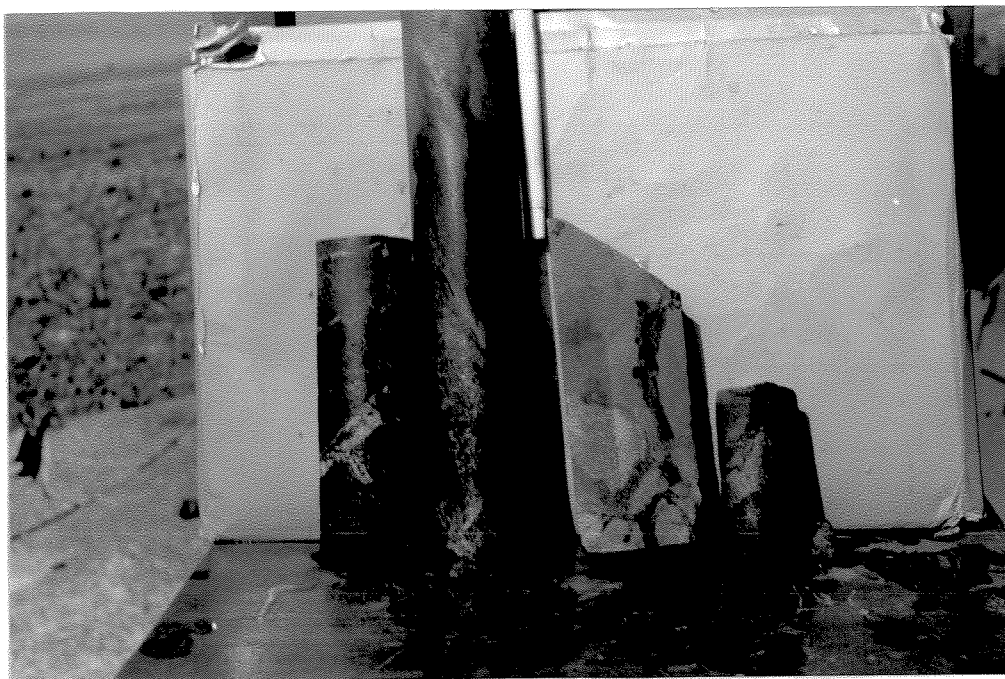


Foto 3.9: Formações ferríferas não bandadas com lentes de sulfeto maciço associadas (Furo BA 282).

Os sulfetos associados a estas rochas são calcopirita, pirita, bornita, covelita e digenita.

Os níveis de formação ferrífera bandada podem estar brechados, a exemplo da amostra BA 282-90,90, que exhibe bandamento dado pela alternância de bandas quartzosas/bandas ricas em óxido de Fe. Constituem níveis com espessuras reduzidas (inferiores a 3,0 m), porém de grande importância.

METACONGLOMERADOS: Ocorrência de nível de metaconglomerado composto por seixos de até 2 cm de comprimento, envolvidos por matriz tufácea cloritizada, pôde ser observada em BA 12-409,80. Os seixos são de arenito, siltito ou fragmentos de argilito, ocorrendo sulfetos associados. Espessura aparente de aproximadamente 0,20m.

METAQUARTZO-ARENITOS: São rochas de coloração branca a branco-ferruginosa com fraturas preenchidas por óxidos de ferro, quando intemperizadas, e coloração cinza-esverdeada, quando frescas.

De granulação média a grossa (Foto 3.7), mais raramente fina. Localmente, há presença de bandamento dado pela alternância de porções mais laminadas/porções mais maciças.

Podem exibir textura *hornfels* quando em contato com níveis básicos intrusivos (BA 17-148,90).

Compostos essencialmente por quartzo, sericita e clorita, e subordinadamente plagioclásio, muscovita, minerais opacos, titanita e turmalina. Os grãos de quartzo perfazem até 80 % da rocha, apresentando-se subarredondados a subangulosos. inseridos em matriz moderadamente a mal selecionada, constituída por sericita, *chert*, feldspato, clorita, raro carbonato, leucoxênio, titanita, apatita, turmalina e zircão. Sulfetos ocorrem disseminados. A matriz pode ser tenuamente laminada.

Metaquartzo-arenito com grãos de quartzo (fração areia) apresentando diferentes graus de arredondamento, cimentados e corroídos por matriz clorítica fina, localmente xistosa, com minúsculos grãos de opacos (ilmenita ?) amplamente transformados em leucoxênio, pode ser observado em BA 18-214,50. O intervalo final deste furo (de 304,50 a 329,30 m) é constituído por meta-arenito quartzoso com matriz composta por sericita, minerais opacos e

subordinadamente clorita.

METAPELITOS: Representados por metassiltitos e meta-argilitos de coloração cinza (Foto 3.7), maciços, granulação muito fina, podendo ocorrer subordinadamente, níveis laminados. Macroscopicamente podem ser confundidos com tufos finos em testemunhos de sondagem. São sedimentos imaturos em termos composicionais e texturais. Apresentam grãos angulosos de quartzo e feldspato associados a sericita e clorita, além de zircão, muscovita, turmalina e sulfetos. Ocorrem clorita, quartzo e plagioclásio sericitizado. Geralmente estão venulados e apresentam localmente, acamamento gradacional.

Em BA 12-430,20, observa-se meta-argilito siltico, venulado e microfraturado, e em BA 11-166,20, meta-argilito siltico com contribuição piroclástica, macroscopicamente semelhante a um metarritmito, exibindo certa laminação.

META-ARENITOS: Estas rochas estão presentes na porção leste da área (Fig. 3.1), tendo sido observadas em dois dos furos de sondagem descritos (Furos BA-17 e BA-12). Capeiam a sequência vulcano-sedimentar desenvolvendo, em superfície, solo esbranquiçado de consistência arenosa.

São arenitos esbranquiçados, gradualmente tornando-se rosados com o aumento da profundidade, e quando intemperizados, apresentam tonalidades avermelhadas. Podem ocorrer intercalações de siltito.

Apresentam granulação média, exibindo quartzo com baixos graus de arredondamento e esfericidade, matriz quartzosa/caulinítica, com provável mica branca, sem orientação preferencial dos grãos. Intersticialmente, ocorrem minerais argilosos, hidróxido de ferro, e eventualmente, sericita. O quartzo pode constituir 50 a 80% da rocha, e plagioclásio, clorita, sericita, fragmentos de rocha e minerais opacos perfazem o restante.

As espessuras aparentes observadas nos furos BA-17 e BA-12, variam entre 37,00 e 45,00 m.

Localmente podem apresentar-se brechados e bastante fraturados. A passagem para a rocha subjacente se dá pela diminuição de granulação e aparecimento de rochas pelíticas.

DIABÁSIOS: São rochas de coloração cinza (Foto 3.10), granulação fina a média, textura ofítica a subofítica e composição basáltica.

Compostos de ripas de plagioclásio inclusas poiquiliticamente em cristais maiores de piroxênio. Acessórios são: hornblenda, minerais opacos, biotita, raros cristais de quartzo e muito esporadicamente, cristais de olivina parcialmente alterados. Presença de carbonato em fraturas ou como produto de alteração da massa intersticial.

Essas rochas ocorrem na forma de diques tabulares discordantes da sequência vulcano-sedimentar, com espessuras variáveis, desde centímetros até dezenas de metros.



Foto 3.10: Rocha básica intrusiva (diabásio) (BA 244-129,80).

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

O estudo em detalhe dos metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos presentes na área do Igarapé Bahia, foi o objetivo principal deste trabalho, por estas rochas constituírem-se na mais expressiva litologia do pacote vulcano-sedimentar e por conterem mineralizações sulfetadas de cobre associadas.

MÉTODOS

Uma vez que as rochas da área em estudo têm muito pouca representatividade em superfície, passou-se ao estudo dos furos de sondagem. Para seleção destes, optou-se pelos seguintes critérios:

- Análise sucinta de todas as seções geológicas disponíveis no escritório da Mina do Igarapé Bahia, procurando-se os furos com maior ocorrência de metabasaltos, metadiabásios e, subordinadamente, meta-andesitos a metadacitos;
- Furos com maior porcentagem destas rochas não submetidas a processo de alteração intempérica;
- Furos de vários locais da área do Igarapé Bahia, para a melhor compreensão dos processos de alteração hidrotermal;
- Furos representativos dos diferentes tipos de mineralização (estratiforme, em vênulas, lentes de sulfeto maciço, etc.), objetivando-se a caracterização da paragénese do minério e a sua relação com as rochas encaixantes, com enfoque nos metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos; e
- Furos de sondagem onde ocorrem rochas intrusivas básicas, discordantes do pacote vulcano-

sedimentar.

Seguindo-se os critérios acima, foram selecionados oito furos, assim localizados na Fig. 3.1:

- Furo BA - 17: extremo sudeste da área (LT 900 SE);
- Furo BA - 12: porção sudeste da área (LT 400 SE);
- Furos BA - 11 e BA - 16 (LT 000) e Furo BA - 18 (LT 100 NW): porção central da área ou sul do corpo mineralizado (Corpo Acampamento); e
- Furos BA - 173 e BA - 282 (LT 1150 NW) e Furo BA - 244 (LT 1200 NW): porção norte da área ou extremo norte do corpo mineralizado (Corpo Acampamento).

Destes oito furos de sondagem, foi coletada uma série de amostras, para serem estudadas e analisadas. Numa etapa inicial, foram analisadas e descritas, aproximadamente cinquenta seções delgadas e onze seções polidas de metabasaltos, metadiabásios, meta-andesitos a metadacitos e básicas intrusivas; na etapa final, igual número de seções delgadas e polidas de rochas metavulcânicas, metassedimentares e metapiroclásticas foram estudadas, objetivando a conferição de vários aspectos, principalmente os relacionados a litologias, contatos, texturas, assembléias mineralógicas e, graus de alteração, entre outros.

A Fig. 3.2 exhibe a seção geológica LT - 000, onde dois furos de sondagem descritos (Furos Ba-11 e Ba-16) acham-se representados esquematicamente com suas respectivas litologias.

COMENTÁRIOS GERAIS

As rochas contidas no pacote vulcano-sedimentar do Igarapé Bahia, assim como a maioria das rochas arqueanas, encontram-se alteradas hidrotermalmente e em diferentes graus de intensidade independentemente do tipo litológico, preservando, contudo, grande número de suas feições primárias.

As feições macroscópicas destas rochas encontram-se detalhadamente descritas no capítulo anterior (Capítulo 3: GEOLOGIA LOCAL), e dessa forma, aqui serão descritas apenas suas características microscópicas.

METABASALTOS E METADIABÁSIOS

São rochas de protólito seguramente ígneo, com paragênese compatível com a facies xisto verde. As associações mineralógicas incluem principalmente clorita, quartzo, plagioclásio sódico e actinolita, e em proporções menores epidoto e carbonato. Nestas rochas, a apatita, hornblenda e a magnetita ainda podem resistir, embora esta última esteja em geral, transformada em leucoxênio. Para a maioria das rochas, atribui-se uma composição basáltica. Pode-se pensar em derrames basálticos relativamente espessos ou sucessão de diques ou *sills* diabásicos interintrusivos.

ESPESSURAS: São muito variáveis, desde centímetros até dezenas de metros. Níveis mais espessos podem representar sucessivos derrames de lavas.

MORFOLOGIA: Os níveis destas rochas, quando muito espessos, apresentam porções de granulação fina nas bordas e média nas partes centrais dos intervalos. Podem representar derrames basálticos relativamente espessos, porém não foram observadas amígdalas e/ou vesículas, feições estas indicativas de topo de derrame. Talvez esta zona possa ter sido eliminada por autobrechação. Alternativamente, o pacote poderia estar composto por sucessão de diques ou *sills* diabásicos interintrusivos, o que explicaria a granulação relativamente grossa e a falta de zona vesicular. A preservação de textura ofítica relictas e intercrescimento granofírico, são mais comuns nos níveis intrusivos. No geral, refletem posicionamento em níveis pouco profundos, ou topo de *sills*.

TEXTURAS: São rochas homogêneas e maciças. Quando não submetidas à intensa alteração hidrotermal, exibem ainda suas texturas primárias (Foto 4.1), que podem ser ofítica, subofítica ou intergranular em rochas de granulação fina a média, ou textura porfirítica ou glomeroporfirítica (com fenocristais de plagioclásio ou anfibólio), quando a granulação é média. Também ocorre textura granofírica (Foto 4.2) associada a topos de níveis intrusivos. As texturas originais apresentam-se completamente obliteradas, quando estas rochas foram submetidas à intensa alteração hidrotermal.

ESTRUTURAS: Normalmente são rochas maciças e estruturas amigdaloidais são relativamente raras a ausentes, o que contrasta com sua abundância nos metabasaltos do Grupo Grão Pará. A raridade destas estruturas nos metabasaltos do Igarapé Bahia pode indicar um baixo teor de voláteis no magma original ou o posicionamento deste em condições de pressão relativamente elevada, o que poderia indicar a presença de uma lâmina d'água sobrejacente relativamente espessa (FERREIRA FILHO, 1985).

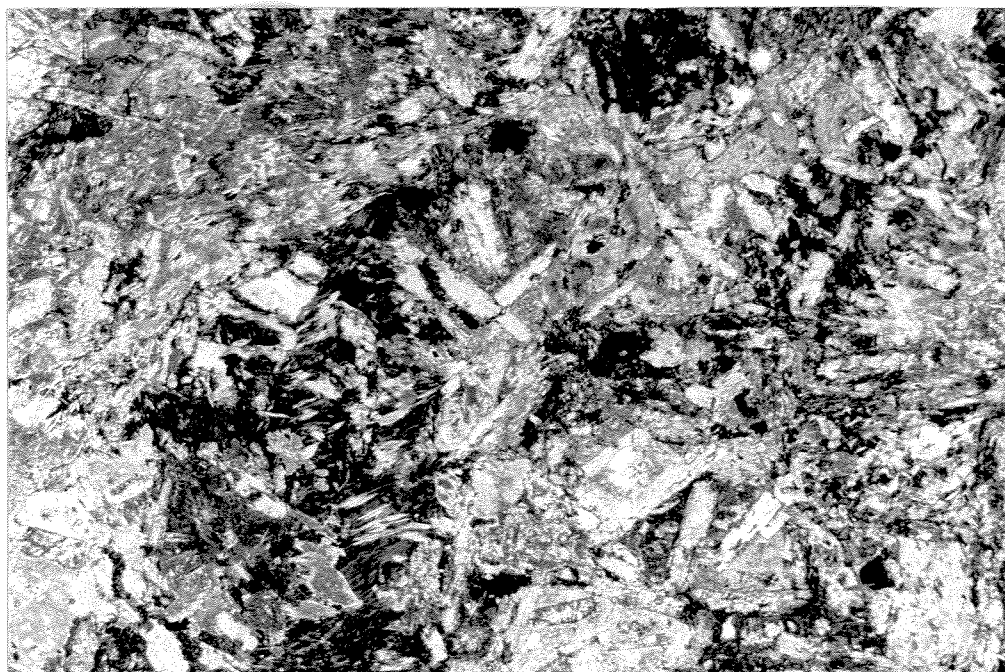


Foto 4.1: Metadiabásio com textura reliquiar suofítica, dada por ripas de plagioclásio incluídas em cristais maiores de anfibólio (BA 17-548,10). Nicóis cruzados; aumento: 25x.

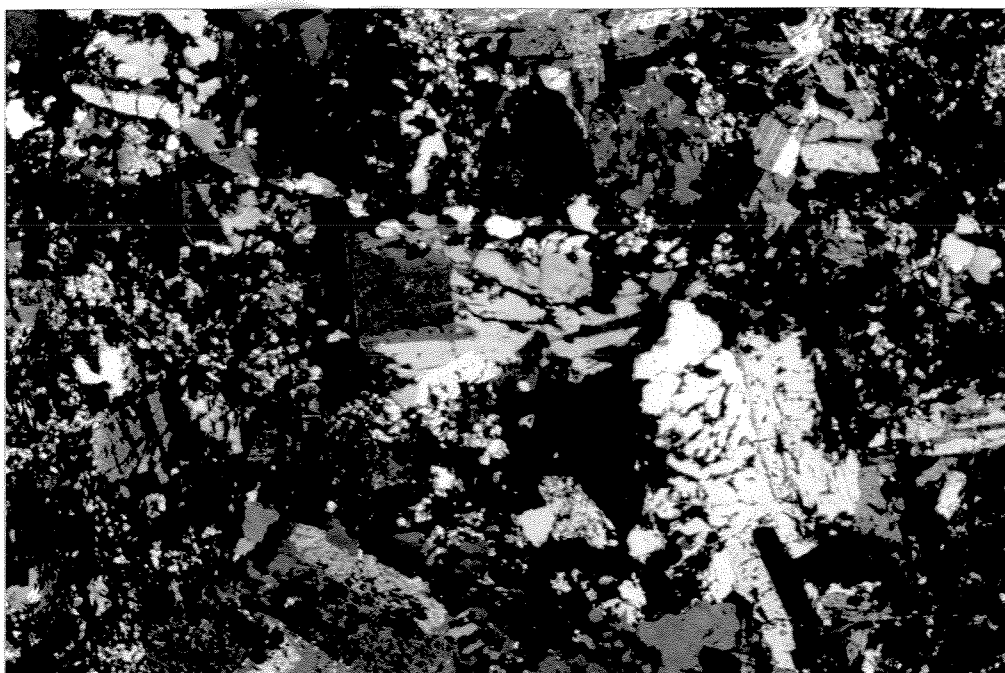


Foto 4.2: Metadiabásio com intercrescimento granofírico (BA - 16-372,78). Nicóis cruzados; aumento: 25x.

MINERALOGIA: A alteração hidrotermal pode causar modificações na assembléia mineralógica de uma rocha, dependendo da composição do fluido e da interação fluido-rocha. Dessa forma, é claro que a mineralogia observada nas seções delgadas e polidas dos metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia não corresponde à mineralogia ígnea primária.

As rochas encaixantes que envolvem depósitos minerais hidrotermais, quase sempre mostram efeitos de reações que resultam da tendência de os fluidos circulantes quentes equilibrarem-se com as rochas. Ambos, fluido e rocha, ajustam-se e os condutos de passagem apresentam uma faixa de reação entre a rocha fresca e as soluções quentes fracamente ácidas (LOBATO, comunicação verbal).

Os processos de alteração atuantes nas rochas do Igarapé Bahia não foram distribuídos uniformemente nos diversos níveis de metabasaltos e metadiabásios, ocasionando uma grande variação no tipo e proporção das fases minerais presentes.

A associação mais comum constitui-se, nos locais onde a alteração hidrotermal não foi intensa, de cristais de anfibólio (geralmente actinolita e subordinadamente hornblenda) e ripas de plagioclásio parcialmente alterados, evidenciando textura reliquiar ofítica a subofítica. Como acessórios têm-se óxidos de Fe-Ti, epidoto, clorita, carbonato, titanita e biotita. Nos locais onde a alteração foi intensa, as texturas encontram-se totalmente obliteradas e a assembléia mineralógica mais comum é dada por clorita, quartzo, calcita, epidoto, titanita e calcopirita.

DESCRIÇÃO MINERALÓGICA

ANFIBÓLIO: Ocorrem dois tipos de anfibólios:

Actinolita: (Foto 4.1) apresentando pleocroísmo de incolor a verde-claro, verde-claro a verde-azulado ou castanho-pálido a amarelado, com birrefringência baixa. Normalmente ocorre como cristais subedrais a anedrais, formando muitas vezes, feixes e agregados irregulares, evidenciando uma textura glomeroporfirítica (Amostras BA 17-238,98 , BA 17-443,56 e BA 12-255,00). Podem ocorrer também, como manchas esverdeadas em monocristais de piroxênios, preservando a forma original destes, incluindo poiquiliticamente ripas de plagioclásio (Am. BA 12-278,20). Por vezes, a actinolita ocorre substituindo parcialmente cristais de hornblenda.

A granulação varia de fina, no topo dos intervalos de metabasaltos e metadiabásios,

até um máximo de 7mm, em locais com textura ofítica reliquiar. Nas rochas encaixantes das lentes de sulfeto maciço (porção norte) a actinolita ocorre como minúsculos cristais fibrosos, aciculares, ou como cristais maiores com inclusões de quartzo. Muitas vezes constitui-se no principal mineral formador da rocha (Am. BA 282-174,95). Próximo aos veios, os cristais geralmente são bem desenvolvidos e bem formados (Am. BA 244-200,50); os bem desenvolvidos, normalmente apresentam geminação.

A actinolita ocorre como produto de alteração de anfibólio ou piroxênio pré-existente, e pode alterar-se para clorita, e mais raramente para biotita, epidoto e carbonato.

Hornblenda: Anfibólio de ocorrência subordinada, apresenta-se como cristais euedrais a subedrais com pleocroísmo verde-azulado a verde-amarelado pálido e birrefringência média a alta. Muitas vezes, ocorre como pequenos cristais intersticiais entre agregados irregulares, feixes ou manchas actinolíticas. Altera-se para biotita e clorita.

PIROXÊNIO: Ocorrências de cristais reliquiais de piroxênio são raríssimas, sendo que um único cristal (ou resto de cristal) foi observado na Am. BA 17-443,56, apresentando as bordas já substituídas por anfibólio, provavelmente actinolita.

Segundo FERREIRA FILHO (1985), nos metabasaltos do Grupo Grão-Pará é comum a presença de núcleos preservados de clinopiroxênio envolvidos por actinolita, contrastando com o observado nos metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia, onde, via de regra, se encontram totalmente transformados para anfibólio (actinolita/tremolita) ou para clorita, num estágio mais avançado de alteração.

PLAGIOCLÁSIO: Normalmente na forma de ripas subedrais (Foto 4.1) exibindo diferentes graus e tipos de alteração, possivelmente refletindo variações composicionais e físicas das soluções percolantes. Os cristais maiores, na maioria das vezes, encontram-se mais alterados. Os cristais ripiformes variam de tamanho, desde 0,1mm até 3mm (Am. BA 17-443,56) e incluem-se poiquiliticamente em corpos globóides, formados por cristais de actinolita, evidenciando textura ofítica a subofítica reliquiar. Quando parcialmente alterados, os plagioclásios ainda exibem geminação. Como produtos da alteração hidrotermal dos plagioclásios (labradorita a andesina), tem-se: plagioclásio sódico (albita a oligoclásio), epidoto, mica branca fina, quartzo e carbonato. As alterações mais comuns são saussuritização e sericitização e, com menor frequência, cloritização (em planos de fratura

do plagioclásio) nos níveis onde o hidrotermalismo foi mais acentuado.

Com o aumento da alteração hidrotermal, os plagioclásios cálcicos tendem a sódicos.

MINERAIS ACESSÓRIOS: Ocorrem óxidos de Fe-Ti, epidoto, clorita, carbonato, quartzo, titanita, biotita, turmalina e, muito localizadamente, apatita. Em locais onde a alteração foi mais intensa, quartzo e clorita passam a ser os minerais essenciais, tendo-se como acessórios carbonato, epidoto, titanita e calcopirita.

ÓXIDOS DE Fe-Ti: O mineral mais comum é a magnetita (Ti-magnetita provavelmente), a qual apresenta-se muitas vezes intercrescida com ilmenita em forma de treliça ou como cristais substituídos com forma esquelética constituída por ilmenita, parcialmente transformada em leucoxênio (Am. BA 17-385,25). A preservação do arranjo esquelético atesta a relativa imobilidade do Ti durante as alterações hidrotermais. Magnetita em cristais esqueléticos, parcialmente passando a leucoxênio e raro anatásio em grânulos pardos podem ser observados na Am. BA 16-372,78. Observam-se ainda, ilmenita como minúsculos grãos amplamente transformados em leucoxênio (Am. BA 18-214,50) e hematita em fraturas (Am. BA 16-245,30). Frequentemente, os óxidos de Fe-Ti ocorrem disseminados nos metabasaltos e metadiabásios.

TITANITA: Pequenos cristais bem formados, disseminados, frequentemente associados aos óxidos de Fe-Ti parcialmente transformados em leucoxênio (Am. BA 12-437,35).

QUARTZO: Apresenta-se como: cristais anedrais (por vezes parecendo substitutivo de plagioclásio), preenchendo vênulas ou como material ligante entre fragmentos de brecha. Os cristais mostram-se limpos ou ricos em inclusões. Quando a alteração hidrotermal foi intensa, o produto final é uma rocha constituída basicamente por quartzo e clorita. Nesses casos, o conteúdo de quartzo chega a ser tão alto que torna difícil o reconhecimento do protólito como seguramente ígneo.

CLORITA: Ocorre como produto de alteração hidrotermal, formando manchas (substituição de cristais de piroxênio ou anfibólio), ou mesmo compondo a matriz de rochas intensamente alteradas, apresentando-se com as bordas decussadas na maioria das vezes. Presente em planos de fratura de plagioclásios, preenchendo vênulas e também compondo bordas de reação

entre os veios e a rocha encaixante.

EPIDOTO: Apresenta-se como minúsculos grânulos alongados, pleocróicos, com alto relevo e forte birrefringência, normalmente inclusos em ripas de plagioclásio, como produto da alteração destes. Presentes também junto a minerais opacos e calcita, ou em vênulas.

CARBONATOS: Ocorrem como cristais isolados (como um dos produtos da saussuritização de plagioclásios), preenchendo vênulas (Foto 4.3), formando manchas ou porções locais, ou mesmo disseminados pela matriz das rochas em questão. As vênulas de carbonato são posteriores às vênulas de clorita e quartzo

BIOTITA: Produto da alteração de anfibólios (localmente bem visíveis). Presente em vênulas, geralmente como cristais maiores e melhor desenvolvidos que os da rocha (Am. BA 282-222,95).

TURMALINA: A Am. BA 16-245,30 exibe cristais de turmalina com pleocroísmo azul-esverdeado a pardo, possivelmente pré-hidrotermais, às vezes cloritizados, e exibe também, turmalina pós-hidrotermal, em bastonetes verdes, crescendo sobre clorita fina e no interior dos fragmentos quartzosos. Ocasionalmente, ocorrem como massa fina envolvendo grãos de quartzo (Am. BA 11-328,00), em cristais alongados, ou exibindo secções basais triangulares, disseminados pela rocha (Am. BA 244-200,50).

ALLANITA: Em tufo de prismas pardos, próximo a veio de quartzo granular e deformado (Am. BA 16-372,78: 18-296,80).

APATITA: Em prismas hexagonais, que podem estar quebrados e com crescimento irregular (Am. BA 16-372,78).

SULFETOS: Ocorrem como cristais anedrais, inequigranulares, pouco disseminados nos metabasaltos e metadiabásios, com porcentagem maior em zonas atingidas pela alteração hidrotermal, geralmente próximas ou associadas às vênulas. São cristais de pirita muitas vezes com forma esponjosa (disseminados na rocha pouco alterada hidrotermalmente), ou calcopirita finamente granulada (quando associados a veios/vênulas ou nas bordas de reação destes).

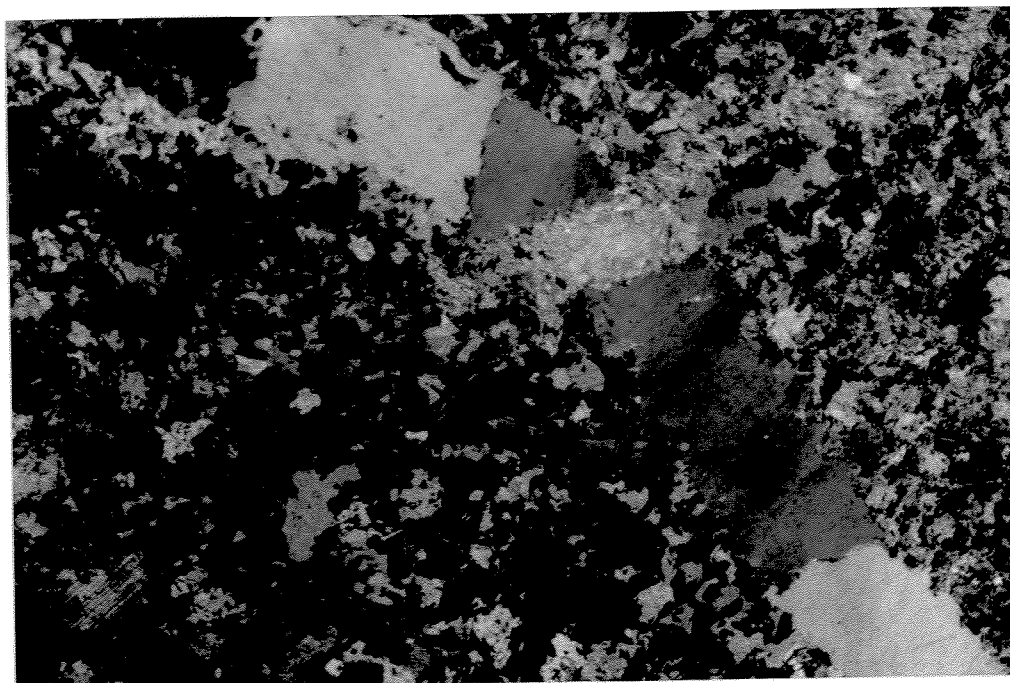


Foto 4.3: Metabasalto seccionado por vênula de quartzo, posteriormente seccionada por vênula de carbonato (BA 12-476,30); nicóis cruzados; aumento: 25x.

METADIABÁSIOS COM INTERCRESCIMENTO GRANOFÍRICO

São rochas compostas por ripas de plagioclásio turvo e alterado, rodeadas por abundante associação quartzo/feldspato (em grande parte granofírico), clorita e opacos transformados em leucoxênio disseminados (Am. BA 17-548,40 - Foto 4.2). Esse tipo de rocha com intercrescimento granofírico, é produto comum do final da cristalização de corpos máficos intrusivos (*sills* e diques). Às vezes conservam parte do feldspato alcalino (ab) intercrescido.

A Am. BA 12-592,90 exhibe cristais de albita muito alterados, frequentemente rodeados por quartzo em dimensões milimétricas, e espaços intersticiais preenchidos por uma massa clorítica com minerais opacos esqueléticos. Vênulas de calcita com calcopirita estão presentes. A Am. BA 16-372,78 também exhibe cristais retangulares de albita, milimétricos (0,5 - 1,5 mm) em matriz de quartzo intersticial granofírico e abundante clorita em corpos maciços, ou misturada a quartzo fino (pseudomorfos de piroxênio ?), ou impregnando todos os outros minerais. Prismas hexagonais de apatita podem ocorrer quebrados e com crescimento irregular.

Como minerais acessórios nessas rochas, além da apatita, pode-se encontrar magnetita em cristais esqueléticos parcialmente transformados em leucoxênio e raro anatásio em grânulos pardos. Tufos de prismas pardos de allanita, ocorrem próximos a veio de quartzo granular deformado.

A presença de rochas com intercrescimento granofírico, denota o caráter subalcalino das rochas básicas, uma vez que estes intercrescimentos representam frações mais residuais de líquido magmático (FERREIRA FILHO, 1985).

META-ANDESITOS A METADACITOS

São andesitos a dacitos, segundo BELLINI *et al.* (1981), constituídos por albita, clorita, calcita, algum quartzo, epidoto e minerais opacos (Foto 4.4).

A Am. BA 16-503,00 é composta por aproximadamente 70 % de albita em feixes divergentes de cristais aciculares (0,2 - 0,6 mm), cravejados de clorita, calcita, epidoto e opacos em grânulos minúsculos. É uma rocha de granulação fina quando localizada no topo

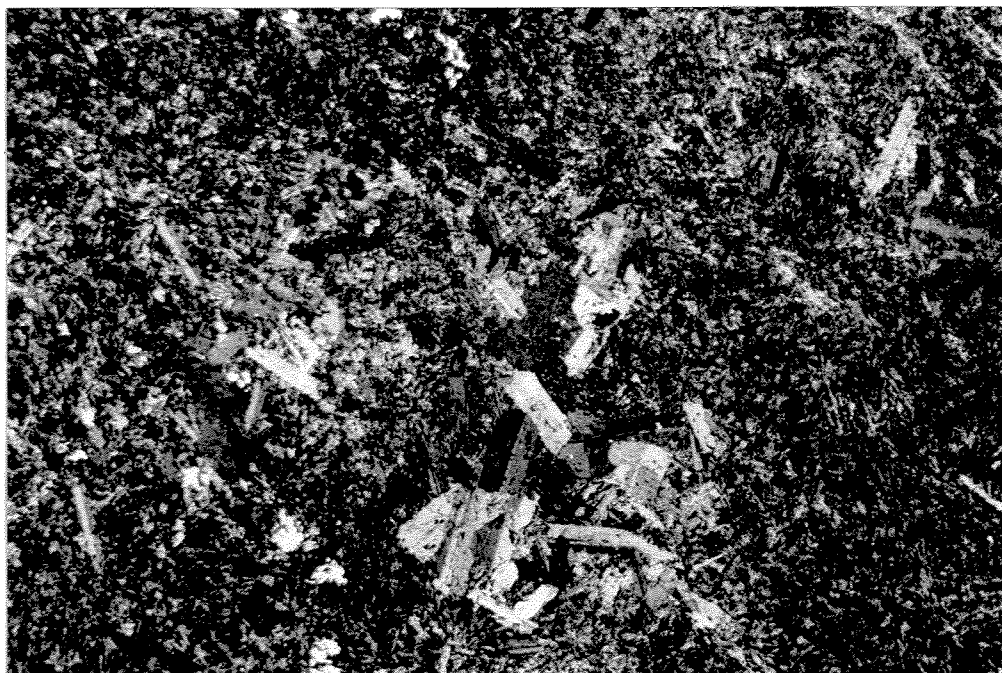


Foto 4.4: Meta-andesito com glômeros formados por cristais maiores de plagioclásio (BA 16-537,60). Nicóis cruzados; aumento: 25x.

do intervalo, apresentando-se normalmente brechada nestes níveis superiores. Os fragmentos são ligados por vênulas com calcita e/ou clorita, e/ou quartzo, com frequente associação de titanita, pirita e raro anatásio. Localmente uma das vênulas contém parte da rocha moída (milonito). A clorita presente na matriz é fina, formando agregados (como manchas), podendo ocorrer também em vênulas. Quartzo e calcita estão presentes tanto na matriz quanto nas vênulas.

Quando amostras deste tipo de rocha são provenientes das porções centrais do intervalo, a granulação é maior, com cristais de plagioclásio subedrais a euedrais, sugerindo tratar-se de uma rocha diorítica a granodiorítica (Am. BA 16-514,10 - Foto 4.5), com maior porcentagem de clorita, minerais opacos, e porções mais carbonatadas. Localmente exibem porções com textura glomeroporfirítica (Am. BA 16-537,60 - Foto 4.4), com matriz constituída por pequenas acículas de plagioclásio mais clorita, similar à rocha da Am. BA 16-503,00. Normalmente, encontram-se venuladas (quartzo; quartzo + carbonato; clorita; clorita + quartzo + carbonato) e às vezes brechadas (Am. BA 12-337,70) com fragmentos de rocha inteiramente constituída por albita, parcialmente passando a clorita e sericita, cortados por fina vênula de albita pura. A maior parte da amostra parece pertencer a um veio espesso de quartzo com inclusões de albita e concentrações de clorita e pirita, com rara calcita.

Intensa alteração dessas rochas pode ser observada microscopicamente em amostras do Furo BA-16, produzindo biotitização pervasiva, impondo uma coloração laranja-acastanhada à rocha (Am. BA 16-552,70 - Foto 4.6).

VEIOS E VÊNULAS

A formação de vênulas está relacionada com o processo de alteração hidrotermal responsável pela mineralização cuprífera.

Estas vênulas apresentam distribuição, dimensões e composições variáveis. As espessuras aparentes variam da ordem de milímetros até metros. Podem ser monominerálicas (quartzo, ou carbonato ou clorita) ou constituídas pela associação em proporções variadas destes minerais mais epidoto, albita e sulfetos.

Seccionam indistintamente todos os tipos litológicos da sequência vulcano-sedimentar. Aparecem preenchendo planos de fratura, de acamamento e de cisalhamento. Frequentemente envolvem fragmentos produzidos por brechação hidráulica.

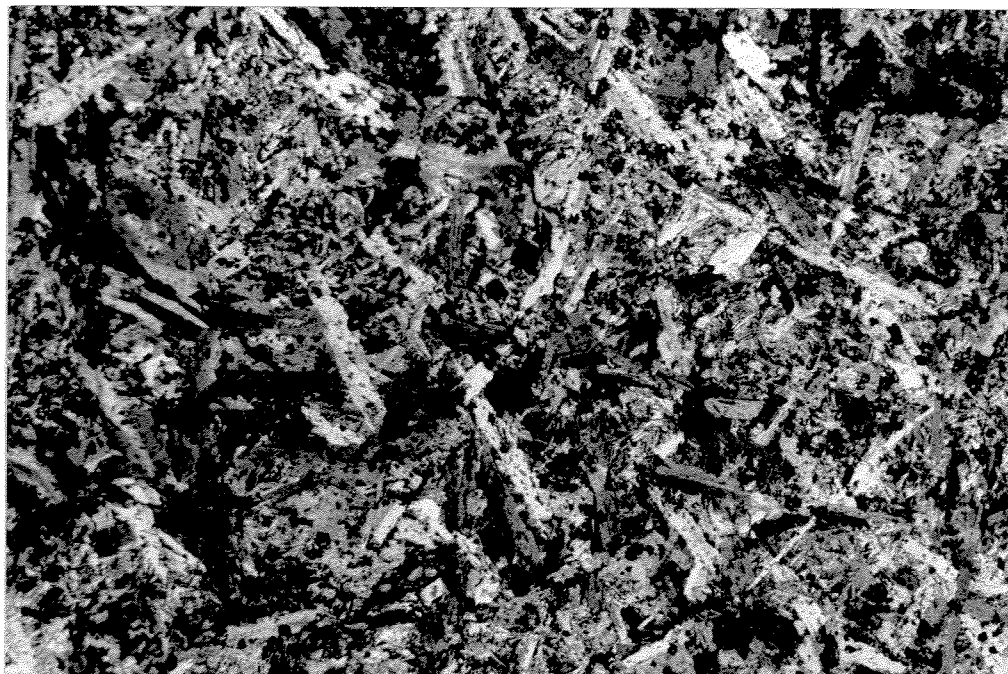


Foto 4.5: Metadiorito de granulação média (BA 16-510,10). Nícois cruzados; aumento: 25x.

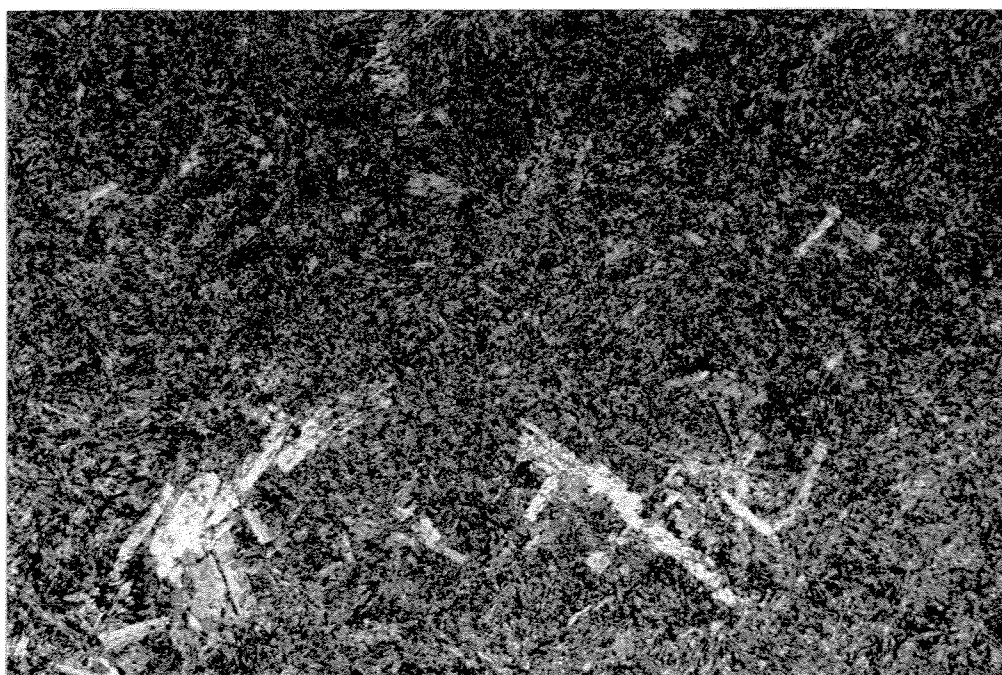


Foto 4.6: Meta-andesito com alteração pervasiva, conferindo cor alaranjada à rocha (BA 16-552,70). Nícois cruzados; aumento: 25x.

No contato com as vênulas, a rocha encaixante exibe uma zona alterada (borda de reação), onde ocorre profunda modificação dos metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos, chegando em graus extremos de alteração, à total substituição da mineralogia primária, exibindo apenas clorita e quartzo, e subordinadamente carbonato, epidoto, titanita e calcopirita. Neste caso, as texturas primárias estão totalmente obliteradas.

A associação mais frequente é dada por: quartzo - clorita - calcopirita - calcita, e os minerais mais abundantes nas vênulas são quartzo e calcita, ocorrendo juntos ou isoladamente.

Fina vênula de albita pura é exibida na Am. BA 12-337,70; veio de quartzo granular deformado com apatita associada na Am. BA 372,78; e veio de carbonato mais tremolita na Am. BA 12-476,30.

Quando as vênulas são espessas, mostram-se zonadas com biotita nas bordas, passando a clorita mais quartzo granular, e no centro carbonato (calcita) - Am. BA 16-552,70 (Foto 4.7).

Os sulfetos presentes, geralmente são calcopirita > > pirita e os óxidos são magnetita > > ilmenita.

As amostras oriundas da porção norte do corpo mineralizado, exibem venulação composta por carbonato + sulfeto + actinolita acicular + quartzo + titanita + leucoxênio + opacos (Am. BA 173-162,85); covelita + calcocita + bornita + quartzo + plagioclásio (Am. BA 173-166,38); cobre nativo + cuprita + óxidos/hidróxidos de ferro (Am. BA 173-167,20). Veio de minério maciço com calcopirita fina, às vezes intercrescida com provável pirita + ganga pode ser observado na Am. BA 282-170,80; e minério maciço com calcopirita intersticial, digenita e covelita (como alteração parcial da digenita) na Am. BA 244-179,60.

Com o avanço da alteração, nota-se um início de substituição da calcopirita por bornita, e na sequência, da bornita por covelita, sugerindo que o sistema evoluiu para condições mais oxidantes, com estágios finais tendo a provável participação de águas meteóricas.

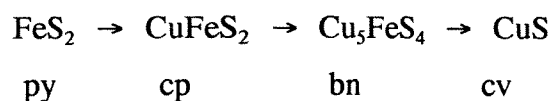




Foto 4.7: Vênula espessa e zonada, apresentando das bordas para o centro: biotita, clorita, quartzo e carbonato (BA 16-552,70). Nícois cruzados; aumento: 25x.

DIABÁSIOS

São rochas de composição basáltica, granulação fina a média, cor esverdeada, estrutura maciça, apresentando textura ofítica a subofítica, composta por ripas de plagioclásio inclusas poiquiliticamente em cristais maiores de piroxênio (Foto 4.8). Como minerais acessórios ocorrem hornblenda, minerais opacos, biotita, raros cristais de quartzo, e muito esporadicamente cristais de olivina (Am. BA 173-179,75; 244-120,00; 244-136,85; 277-133,60). Muitas vezes observa-se a presença de carbonato em fraturas.

Constituem corpos tabulares intrusivos na sequência vulcano-sedimentar.

PLAGIOCLÁSIO: Do tipo labradorita. São ripiformes, com até 1mm de comprimento, apresentando geminações polissintética e Carlsbad. Encontram-se parcial ou totalmente incluídos em cristais de piroxênio.

PIROXÊNIO: Do tipo augita e/ou pigeonita. São cristais subedrais a anedrais, com até 5mm, localmente associados a hornblenda. Exibem geminação, zoneamento (Am. BA 244-120,00) e cores de elevada birrefringência.

HORNBLENDA: Cristais anédricos, verde-azulados (hastingsita). Ocorrem normalmente associados a cristais de piroxênio, intersticialmente a estes. Podem alterar-se para biotita e, às vezes, para actinolita.

OPACOS: O principal mineral opaco é a magnetita, a qual ocorre disseminada, podendo localmente, estar transformada em leucoxênio nas bordas (Am. BA 282-222,95), ou conter poiquiliticamente algumas ripas de plagioclásio.

QUARTZO: Quando presente, ocorre intersticialmente com formas irregulares.

OLIVINA: São cristais anedrais, subarredondados, com relevo alto, incipientemente alterados, ocorrendo isolados e muito esporadicamente.

LINDENMAYER (1990) menciona em seu trabalho, a ocorrência de dois diques de diabásio, indeformados, de idade cambriana, que cortam as litologias do Igarapé Salobo. São



Foto 4.8: Rocha básica intrusiva (diabásio) com
textura ofítica a subofítica (BA 244-
120,00). Nicóis cruzados; aumento: 25x.

rochas tholeiíticas, com textura subofítica, e compostas por plagioclásio (An_{42} a An_{54}) e Ti-augita, com menor porcentagem de hornblenda e clorita, e como minerais acessórios ocorrem ilmenita, quartzo e apatita.

CHOUDHURI (1989) apresenta dados petrográficos e geoquímicos de diques máficos do Proterozóico Médio, do Escudo da Guiana e Cráton Amazônico. São rochas afaníticas, de granulação fina a média, com textura ofítica a subofítica, compostas de plagioclásio (An_{49} a An_{57}) e uma combinação de piroxênio (hiperstênio, augita e pigeonita). Como acessórios, apresentam biotita marrom, hornblenda verde-pálida, apatita e quartzo. Olivina é um mineral acessório muito raro e está geralmente alterado para idingsita. Minerais opacos são ilmenita, magnetita, pirrotita, pirita e calcopirita.

Muito provavelmente, os diques de diabásio observados no Igarapé Bahia, possam ser comparados aos descritos por CHOUDHURI (1989), ou mesmo aos descritos por LINDENMAYER (1990) caso sejam mais novos, uma vez que até o presente momento não se têm datações para estas rochas.

Resumindo:

- Os metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia raramente apresentam núcleos de piroxênios preservados, contrastando com o observado nos metabasaltos do Grupo Grão-Pará, podendo significar graus de intensidade da alteração hidrotermal diferentes nestas duas unidades;
- A raridade de amigdalas nos metabasaltos do Igarapé Bahia, pode indicar um baixo teor de voláteis no magma original ou o posicionamento deste em condições de pressão relativamente elevada, o que poderia indicar a presença de uma lâmina d'água sobrejacente relativamente espessa, como já observado por FERREIRA FILHO (1985). Outra hipótese para a falta destas estruturas seria a zona de topo ter sido eliminada por auto-brechação;
- A presença de actinolita indica temperaturas superiores a 320°C, para a associação actinolita, clorita, epidoto, calcita, albita e titanita (condições térmicas do metamorfismo de facies xisto verde) segundo SPOONER & FYFE (1973);
- A preservação do arranjo esquelético apresentado pelos óxidos de Fe-Ti atesta a relativa imobilidade do Ti durante a alteração hidrotermal;
- As metavulcânicas do Igarapé Bahia apresentam composição basáltica e subordinadamente andesítica a dacítica, atestando o caráter bimodal do magmatismo;

- As rochas básicas intrusivas (diques de diabásio) presentes no Igarapé Bahia possivelmente são correlacionadas aos diques máficos do Proterozóico Médio, descritos por CHOUDHURI (1989) no Escudo da Guiana e Cráton Amazônico, ou aos diques de diabásio cambrianos descritos por LINDENMAYER (1990) no Igarapé Salobo.

CAPÍTULO 5

LITOGEOQUÍMICA

Como objetivo principal deste trabalho, procurou-se detalhar a litologia mais expressiva da sequência vulcano-sedimentar do Igarapé Bahia, litologia esta constituída por metabasaltos, metadiabásios e subordinadamente meta-andesitos a metadacitos, objetivando também:

- Avaliar perdas e ganhos relativos de componentes maiores destas rochas, ocasionados pela alteração hidrotermal atuante na área em estudo;
- _ Caracterizar quimicamente o sistema hidrotermal, bem como definir possíveis zoneamentos marcados por diferentes intensidades da alteração hidrotermal em distintas partes do corpo mineralizado, a fim de avaliar melhor a distribuição espacial da mineralização;
- Através dos dados químicos referentes a elementos maiores, traços e Terras-Raras, confirmar ou não a correlação do magmatismo básico presente na área do Igarapé Bahia com o do Grupo Grão-Pará, conforme sugerido por FERREIRA FILHO (1985); e
- Determinar a natureza do magmatismo básico presente no Igarapé Bahia, visando definir o ambiente geotectônico no qual foi gerado, e estabelecer uma correlação geoquímica entre o mesmo e o magmatismo básico de outras partes do mundo, com a utilização de dados de elementos traços e Elementos Terras-Raras (ETR).

MÉTODOS

De posse dos dados petrográficos, procedeu-se à seleção de amostras para análise química, discriminando-as conforme os seguintes aspectos:

- Amostras com diferentes graus de alteração hidrotermal;
- Amostras das porções basal, central e de topo dos intervalos de ocorrência dos

metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos; e

- Amostras coletadas próximas das zonas mineralizadas e amostras sem mineralização.

Deste modo, foram selecionadas vinte e três amostras provenientes da área do Igarapé Bahia e uma única oriunda da mina de N 4 E (metabasalto do Grupo Grão-Pará), totalizando vinte e quatro amostras, as quais tiveram analisados seus elementos maiores, menores e traços (Rb, Ba, Nb, Sr, Zr, Y, Co, Ni, V, Cu, Zn, Pb e Mo). Todas elas também foram submetidas à análise de Perda ao Fogo (P.F.), H_2O^- , CO_2 e S. Apenas oito amostras tiveram seus ETR analisados.

Para análise dos elementos foram utilizados os seguintes métodos analíticos:

SiO_2 , Al_2O_3 : Fluorescência de Raio-X (Laboratório do IGCE/UNESP);

Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e MnO : Espectrofotometria de Absorção Atômica (Laboratório do IG/UNICAMP);

FeO , TiO_2 e P_2O_5 : Espectrofotometria de UV/visível (Laboratório do IG/UNICAMP);

P.F. : Utilizou-se uma mufla à temperatura de $950^\circ C$, com aquecimento durante uma hora (Laboratório do IG/UNICAMP);

H_2O^- : utilizou-se estufa à temperatura de $105^\circ C$ e aquecimento durante duas horas (Laboratório do IG/UNICAMP);

CO_2 : Gravimetria (Laboratório da GEOSOL);

Nb, Ba, Mo, V e S : Fluorescência de Raio-X (Laboratório da GEOSOL);

Co, Cu, Ni, Pb e Zn : Espectrofotometria de Absorção Atômica (Laboratório do IG/UNICAMP); e

ETR : Espectrofotometria de Plasma com Acoplamento Indutivo - ICP (Laboratório da GEOSOL).

Para normalização dos ETR foram utilizados os valores fornecidos por EVENSEN *et al.* (1978). A partir dos valores obtidos nas análises químicas, passou-se ao cálculo da Norma C.I.P.W., na base anidra, para cada amostra, utilizando-se o programa IGPET. A Tabela 5.1 exibe os valores dos elementos analisados para cada amostra selecionada, assim como os valores de Norma C.I.P.W.

APRESENTAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS

Para efeito dos estudos litogeoquímicos, os exames petrográficos aliados às determinações químicas de vinte e três amostras, permitiram agrupar o magmatismo presente na área do Igarapé Bahia, nos seguintes tipos litológicos:

Tipo 1 : Metabasaltos e metadiabásios apresentando diferentes graus de alteração.

Tipo 1A : Metabasaltos e metadiabásios com textura ofítica/subofítica reliquiar nítida, evidenciada por ripas de plagioclásio pouco a medianamente alterados e cristais de actinolita como constituintes essenciais, ocorrendo subordinadamente hornblenda, clorita, magnetita, epidoto e algum carbonato (amostras n^{os} 1, 2, 3, 4, e 5).

Tipo 1B : Rochas semelhantes às do Tipo 1A apresentando contudo, estágio mais avançado de alteração. Plagioclásios intensamente alterados, acréscimo significativo nas porcentagens de clorita e carbonato e subordinadamente de epidoto e opacos (parcialmente transformados em leucoxênio). Aumento nos teores de CO₂, P.F. e queda considerável no teor de SiO₂ (amostras n^{os} 6, 7 e 8).

Tipo 1C : Rochas sem texturas ígneas reliquiares; constituídas por clorita, quartzo, carbonato, opacos parcialmente transformados em leucoxênio nas bordas, e subordinadamente anfibólio cloritizado. As ripas de plagioclásio são escassas a raras. Maior porcentagem de quartzo normativo e a menor de álcalis do Tipo 1. Valores altos de P.F. e FeO (amostra n^o 9).

Tipo 2 : Metadiabásios com intercrescimento granofírico, composto por cristais retangulares de plagioclásio em matriz de quartzo intersticial granoblástico e granofírico, e clorita. Subordinadamente ocorrem apatita, magnetita e anatásio (amostras n^{os} 10 e 11).

Tipo 3 : Meta-andesitos a metadacitos não alterados (amostra n^o 12) e alterados (amostra n^o 13). Plagioclásio sódico (albita) acicular, em feixes ($\pm 70\%$) e matriz composta por clorita, quartzo e carbonato, esses dois últimos também em vênulas. Normalmente brechados. Quando alterados exibem empobrecimento relativo em SiO₂, TiO₂, Na₂O, P₂O₅ e enriquecimento relativo em Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, P.F. e CO₂ em relação à rocha não alterada.

Tipo 4 : Rochas encaixantes dos níveis ricos em óxido de Fe (magnetita) com lentes de sulfeto maciço associadas, provenientes da porção norte do corpo mineralizado.

Tipo 4A : Rochas com anfibólio e clorita abundantes, e subordinadamente quartzo, carbonato, opacos, algum epidoto e raros restos de plagioclásio. A alteração quando presente é pervasiva, havendo empobrecimento relativo em SiO_2 , MgO , K_2O , P_2O_5 e enriquecimento relativo em Fe_2O_3 , FeO^* (óxido de ferro total), MnO e Cu . (amostras nºs 14 e 15).

Tipo 4B : Rocha com textura lepidoblástica, evidenciando certa foliação (Sn). Rocha fina normalmente venulada. Clorita e quartzo são abundantes e subordinadamente ocorrem opacos, epidoto e carbonato. Enriquecimento relativo em SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO^* , P.F. e empobrecimento relativo em MgO , CaO e álcalis (amostra nº 16).

Tipo 5 : Rochas básicas intrusivas que cortam a sequência vulcano-sedimentar, não alteradas hidrotermalmente. Ocorrem na forma de diques, abundantes na porção norte do corpo mineralizado (amostras nºs 18, 19, 20, 21, 22, 23 e a amostra nº 24 oriunda do contato de um desses diques com a litologia sobrejacente).

Observações: A amostra nº 17 foi descartada por ser altamente higroscópica refletindo em oscilação da balança no momento da pesagem, produzindo valores não confiáveis, e não sendo possível medir seus teores de P.F. e álcalis.

ALTERAÇÃO

Os dados litogeoquímicos de rochas vulcânicas submetidas a metamorfismo ou não, desde muito tempo têm servido como poderosa ferramenta para a caracterização dos ambientes tectônicos, onde são gerados os depósitos minerais.

Na abordagem geoquímica de rochas vulcânicas pré-cambrianas, as quais normalmente apresentam-se deformadas e hidrotermalmente alteradas, constitui problema de relevante importância a identificação do caráter geoquímico primário, aspecto esse amplamente discutido na literatura especializada (MACGEEHAN & MACLEAN, 1980;

PEARCE & CANN, 1973; CONDIE, 1981).

Os tipos mais comuns de alteração em terrenos vulcânicos arqueanos são: carbonatação, cloritização, silicificação e epidotização (CONDIE, 1981). As assembléias minerais formadas durante a alteração são características de assembléias minerais da facies xisto verde, e em algumas circunstâncias, elas são formadas em resposta aos mesmos processos.

Em geral, as rochas vulcânicas do Igarapé Bahia apresentam-se alteradas hidrotermalmente e em diferentes graus de intensidade, e tal alteração afeta todas as litologias da sequência, indistintamente, com exceção das rochas do Tipo 5 (básicas intrusivas).

Os processos hidrotermais são acompanhados por importantes mudanças químicas envolvendo os elementos maiores, menores e traços, o que pode ser observado na Tabela 5.2, a qual exhibe os intervalos e valores médios dos teores obtidos na análise dos elementos maiores para as amostras do Igarapé Bahia, agrupadas nos diversos tipos pré-estabelecidos (Observações: A amostra nº 13 representa as amostras do Tipo 3 quando alteradas).

Ao analisar-se a Tabela 5.2 constata-se que as amostras do Tipo 1B (por estarem mais alteradas), em relação às amostras do Tipo 1A sofreram enriquecimento relativo de P.F., CO_2 , Na_2O e menos acentuadamente de Fe_2O_3 e álcalis, e perda relativa de SiO_2 , K_2O e menos acentuadamente de TiO_2 , MgO e CaO . As amostras do Tipo 1C, em relação às do Tipo 1A, mostram enriquecimento relativo de FeO , P.F. e menos acentuadamente de CO_2 , e perda relativa de CaO , K_2O , e menos acentuadamente de MgO e álcalis.

Dentro deste contexto, as classificações geoquímicas usuais, com base na distribuição dos elementos maiores, supostamente móveis perante os processos hidrotermais, não devem ser aplicadas aos metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos do Igarapé Bahia, pois provavelmente levarão a um falso ambiente geoquímico primário, ou mesmo à dispersão das amostras de um mesmo tipo, o que pode ser constatado ao se utilizar diagramas como: Álcalis Total x Sílica (LE BAS *et al.*, 1986), o qual reflete falso caráter alcalino para algumas das amostras de metabasaltos e metadiabásios plotadas, devido à alteração hidrotermal sofrida por estas (Fig. 5.1). Observa-se que para as amostras do Tipo 5 não submetidas à alteração, todas plotam no mesmo campo (Basaltos Subalcalinos); K_2O x SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) utilizado para diferenciar Séries Magmáticas, produz dispersão das amostras alteradas hidrotermalmente do Igarapé Bahia, as quais plotam em diversos campos (Fig. 5.2).

Os metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia exibem caráter tholeiítico,

Tipo Elementos	1A	1B	1C	2	3	4A	4B
SiO ₂	47.18 a 50.36 $\bar{X}$: 49.14	41.88 a 42.44 $\bar{X}$: 42.24	47.35	49.38 e 55.11	50.53* e 67.00	42.54 e 49.45	56.17
TiO ₂	0.82 a 1.41 $\bar{X}$: 1.04	0.71 a 1.13 $\bar{X}$: 0.88	1.21	1.78 e 1.92	0.34* e 1.78	1.10 e 1.14	1.38
Al ₂ O ₃	13.46 a 16.80 $\bar{X}$: 15.68	15.43 a 16.40 $\bar{X}$: 15.94	15.05	12.85 e 14.33	13.04 e 14.37*	13.26 e 14.87	10.90
Fe ₂ O ₃	0.36 a 4.26 $\bar{X}$: 1.63	1.77 a 2.10 $\bar{X}$: 1.96	1.68	1.39 e 3.49	0.27 e 0.70*	1.58 e 12.55	5.64
FeO	8.99 a 11.47 $\bar{X}$: 10.29	10.71 a 14.18 $\bar{X}$: 9.46	15.21	12.67 e 12.73	5.81 e 12.92*	11.99 e 12.74	16.46
MnO	0.21 a 0.40 $\bar{X}$: 0.27	0.18 a 0.22 $\bar{X}$: 0.20	0.19	0.10 e 0.11	0.12 e 0.13*	0.29 e 0.81	0.27
MgO	4.73 a 7.17 $\bar{X}$: 6.53	5.31 a 6.78 $\bar{X}$: 5.95	5.86	6.64 e 8.62	1.44 e 6.16*	4.55 e 6.40	3.28
CaO	6.05 a 8.26 $\bar{X}$: 7.00	4.93 a 8.55 $\bar{X}$: 6.80	2.87	0.70 e 0.94	1.87 e 4.85*	5.52 e 5.87	0.31
Na ₂ O	1.95 a 3.47 $\bar{X}$: 2.48	3.20 a 3.84 $\bar{X}$: 3.46	2.46	1.99 e 2.32	2.39* e 5.64	3.47 e 3.50	0.04
K ₂ O	0.75 a 1.65 $\bar{X}$: 1.23	0.27 a 0.96 $\bar{X}$: 0.42	0.39	0.01 e 0.03	0.11 e 1.98*	0.38 e 0.57	0.04
P ₂ O ₅	0.06 a 0.09 $\bar{X}$: 0.08	0.06 a 0.07 $\bar{X}$: 0.07	0.06	0.32 e 0.33	0.08* e 0.41	0.12 e 0.17	0.14
P.F.	3.08 a 6.14 $\bar{X}$: 4.52	8.83 a 9.61 $\bar{X}$: 9.32	7.50	5.45 e 6.33	2.42 e 5.43*	3.16 e 3.69	5.31
CO ₂	0.25 a 3.65 $\bar{X}$: 1.63	4.25 a 5.85 $\bar{X}$: 5.00	2.70	0.18	0.78 e 3.50*	0.09 e 0.15	0.14
Álcalis	3.14 a 4.70 $\bar{X}$: 3.70	3.52 a 4.80 $\bar{X}$: 3.97	2.85	2.00 e 2.35	4.37 e 5.75*	3.85 e 4.07	0.08

TABELA 5.2 - Intervalos e valores médios dos teores de elementos maiores (em % peso) para as amostras do Igarapé Bahia, agrupadas nos diversos tipos pré-estabelecidos. (* amostra n° 13 - tipo 3 quando alterada).

6

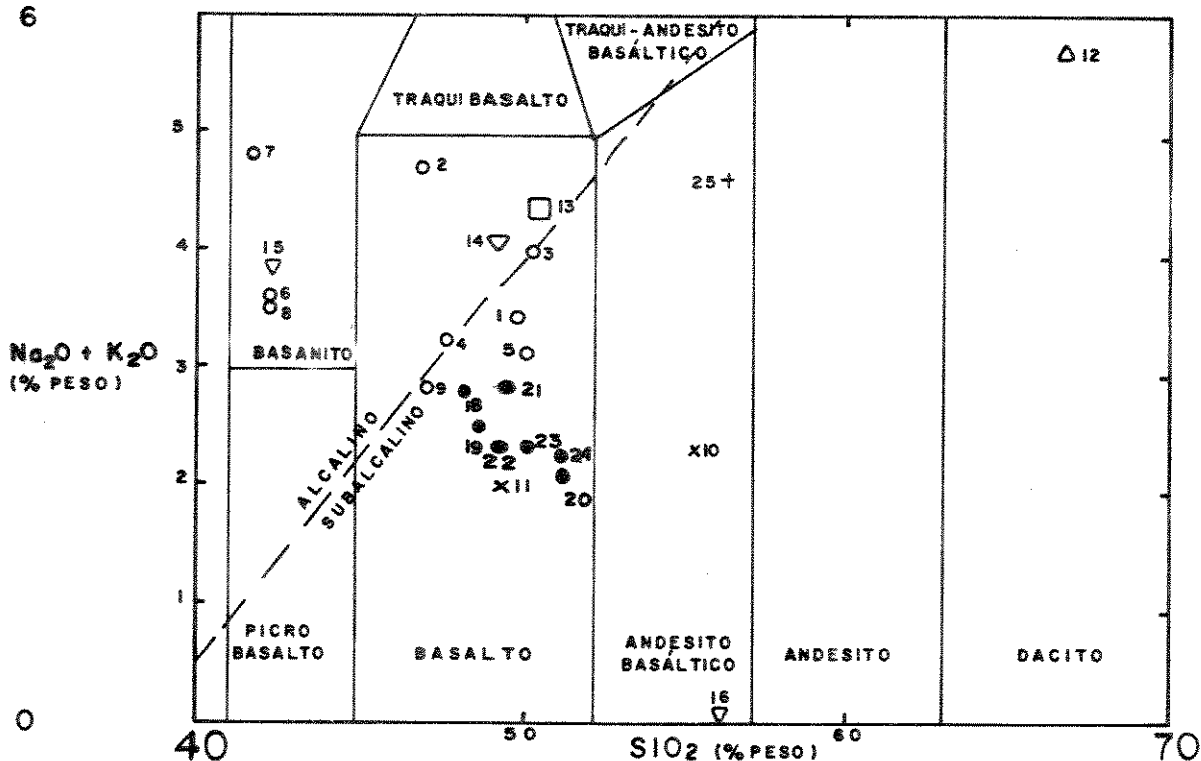


FIG. 5.1

DIAGRAMA ÁLCALIS X SiO_2 (LE BAS et al. 1986)

APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (TIPOS: O:1; X:2; Δ:3; □:3 ALTERADO; ∇:4 e ●:5)

3

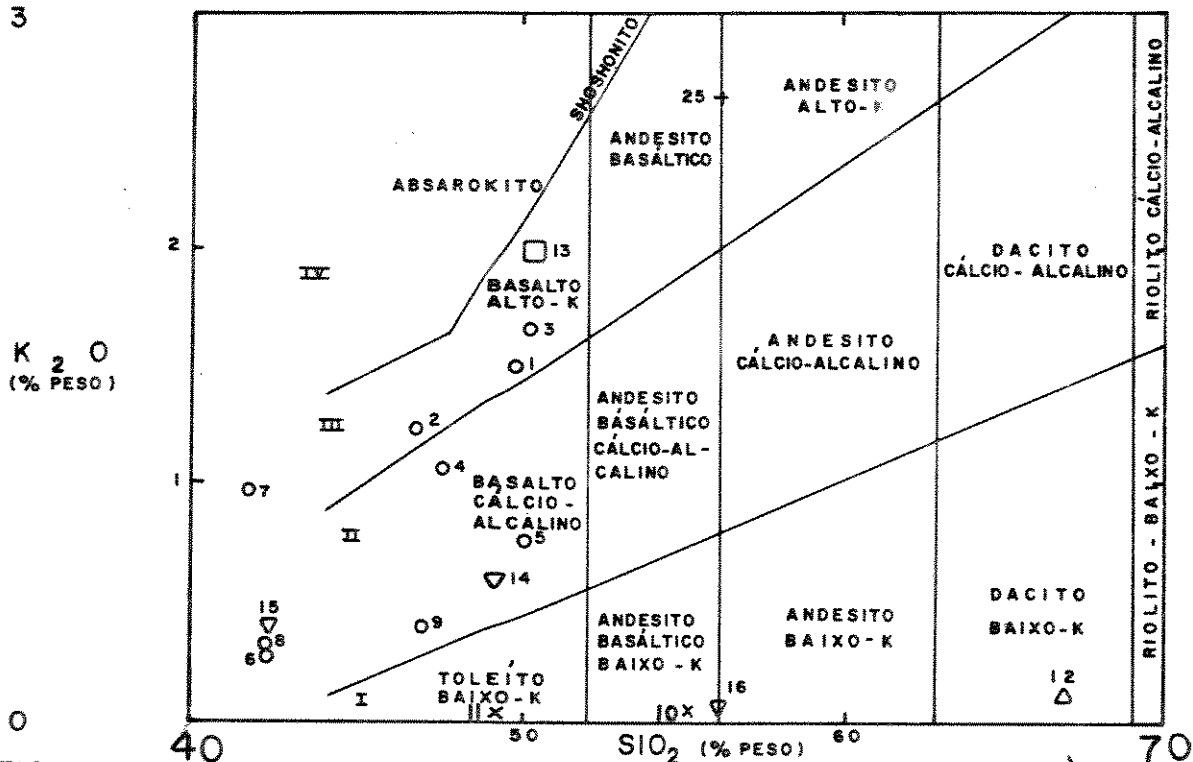


FIG. 5.2

DIAGRAMA K_2O X SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR 1976) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SÉRIES: I THOLEIÍTICA DE ARCO DE ILHA POBRE EM K_2O ; II CÁLCIO-ALCALINA DE ARCO INSULAR; III: CÁLCIO-ALCALINA RICA EM K_2O ; IV: SHOSHONÍTICA. (SIMBOLOGIA IGUAL DA FIG. 5.1)

7

evidenciado nos diagramas AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) - Fig. 5.3; Al_2O_3 - FeO^+ + TiO_2 - MgO (JENSEN, 1976) - Fig. 5.4; ou ainda pelo conteúdo de Al_2O_3 , que segundo IRVINE & BARAGAR (1971) é considerado o melhor critério para diferenciar membro básico de Série Cálcio-Alcalina (16 a 20% de Al_2O_3) dos representantes da Série Tholeiítica (13,51 a 16,40% de Al_2O_3). As rochas básicas intrusivas (Tipo 5) apresentam caráter tholeiítico na Fig. 5.3 e Tholeiítico a Cálcio-Alcalino na Fig. 5.4 e no teor de Al_2O_3 .

Razões para o falso caráter alcalino apresentado na Fig. 5.3 pelas amostras nºs 6, 7 e 8, em estado mais avançado de alteração, podem ser: o processo de alteração hidrotermal, ou o processo de espilitização, que segundo HART (1970) E HUGHES (1972) é acompanhado do aumento nos teores de H_2O e CO_2 e enriquecimento em álcalis, conferindo tal caráter a estas rochas.

Segundo FLOYD (1976) as amostras relacionadas ao processo de espilitização exibem uma diminuição da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ com o aumento da hidratação, desenvolvendo um forte *trend* negativo convexo, o que foi verificado no Diagrama H_2O^+ x $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (Fig. 5.5) confeccionado para os metabasaltos e metadiabásios (Tipo 1) do Igarapé Bahia.

Os espilitos apresentam perda de CaO , K_2O , Ba, Rb e Sr, e enriquecimento principalmente de H_2O^+ . Em alguns casos, Na_2O tem sido acrescido ou mostra pequeno a insignificante aumento (FLOYD, 1976). Igualmente, entre os metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia foi observado que o aumento da alteração é acompanhado de aumento relativo dos valores de P.F. e empobrecimento relativo dos valores de K_2O , Rb, Ba e Sr (Fig. 5.6 - Variação dos Elementos x SiO_2).

Para SPOONER & FYFE (1973) os espilitos têm sua origem creditada a um metamorfismo hidrotermal que se processa no fundo oceânico, relacionado com a circulação de água do mar em sequência de rochas vulcânicas básicas.

Porém, aplicando-se o Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ x Álcalis (MIYASHIRO, 1975) aos metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia (Fig. 5.7), estas rochas plotam no campo das rochas não espilitizadas, indicando que, se realmente houve um processo de espilitização, tais características foram obliteradas por processos posteriores.

O processo de mineralização é caracterizado por lixiviação dos álcalis, aumento significativo dos teores de P.F., FeO^+ e Cu. Tal processo fica bem evidenciado ao se verificar os teores apresentados na Fig. 5.6 pela Amostra Nº 9, que se encontra mineralizada, constatando-se uma correlação positiva entre Cu, V, Mo, TiO_2 , FeO^+ e P.F., e uma correlação negativa entre CaO , MgO , K_2O , Rb, Ba, Sr, Ni, Co e Zn.

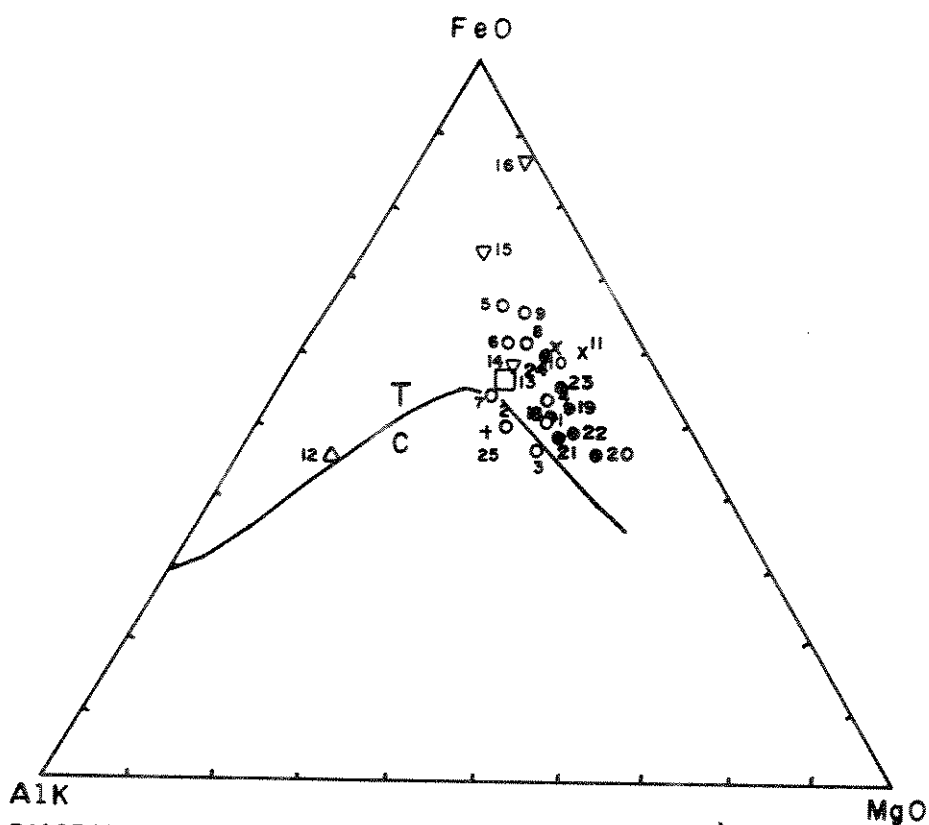


FIG. 5.3 DIAGRAMA AFM (IRVINE & BARAGAR 1971) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (TENDÊNCIAS : T: THOLIÍTICA; C: CÁLCIO - ALCALINA)

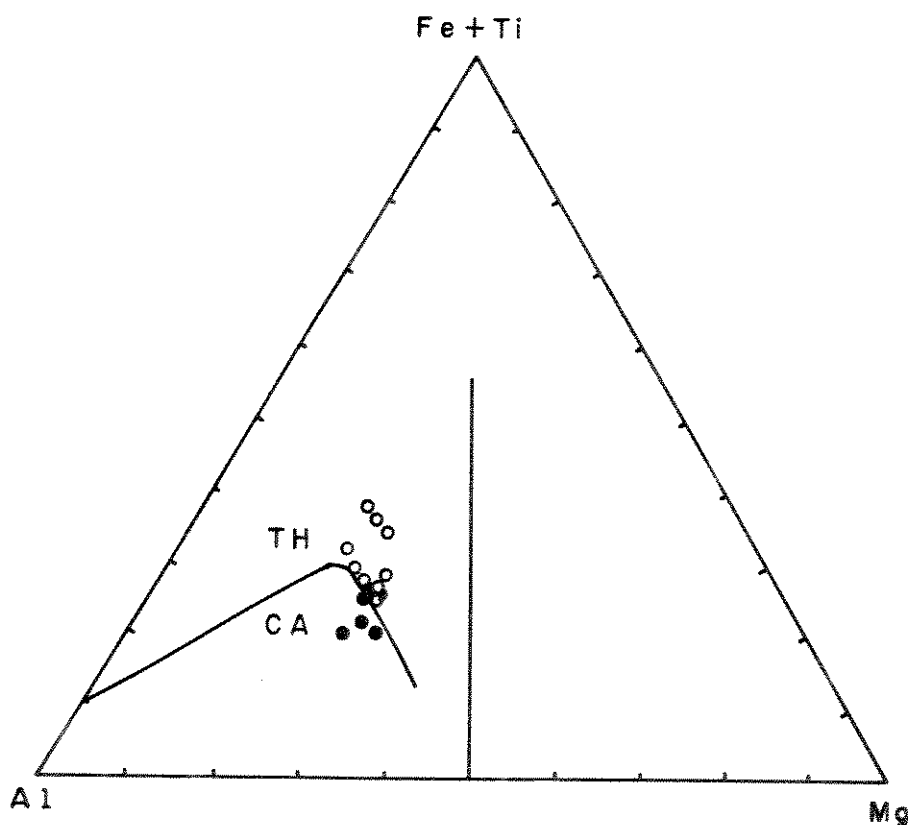


FIG. 5.4 DIAGRAMA AL - Fe + Ti - Mg (JENSEN, 1976) APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO 1 : O) E DIABÁSIOS (TIPO 5 : ●) DO IGARAPÉ BAHIA. TENDÊNCIAS : TH: THOLEIÍTICA; CA: CÁLCIO - ALCALINA)

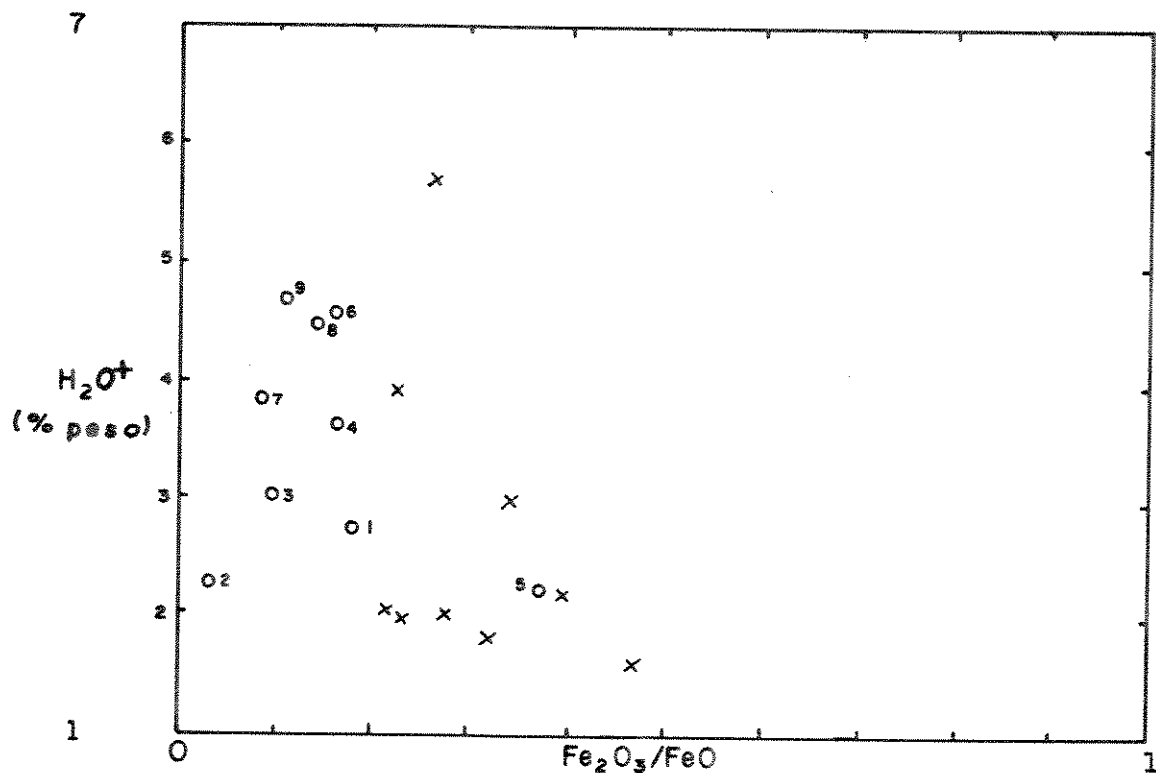


FIG.5.5 DIAGRAMA $H_2O + X Fe_2O_3/FeO$ (FLOYD, 1976) APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS DO IGARAPÉ BAHIA (O: ESTE TRABALHO; X; FERREIRA FILHO, 1985)

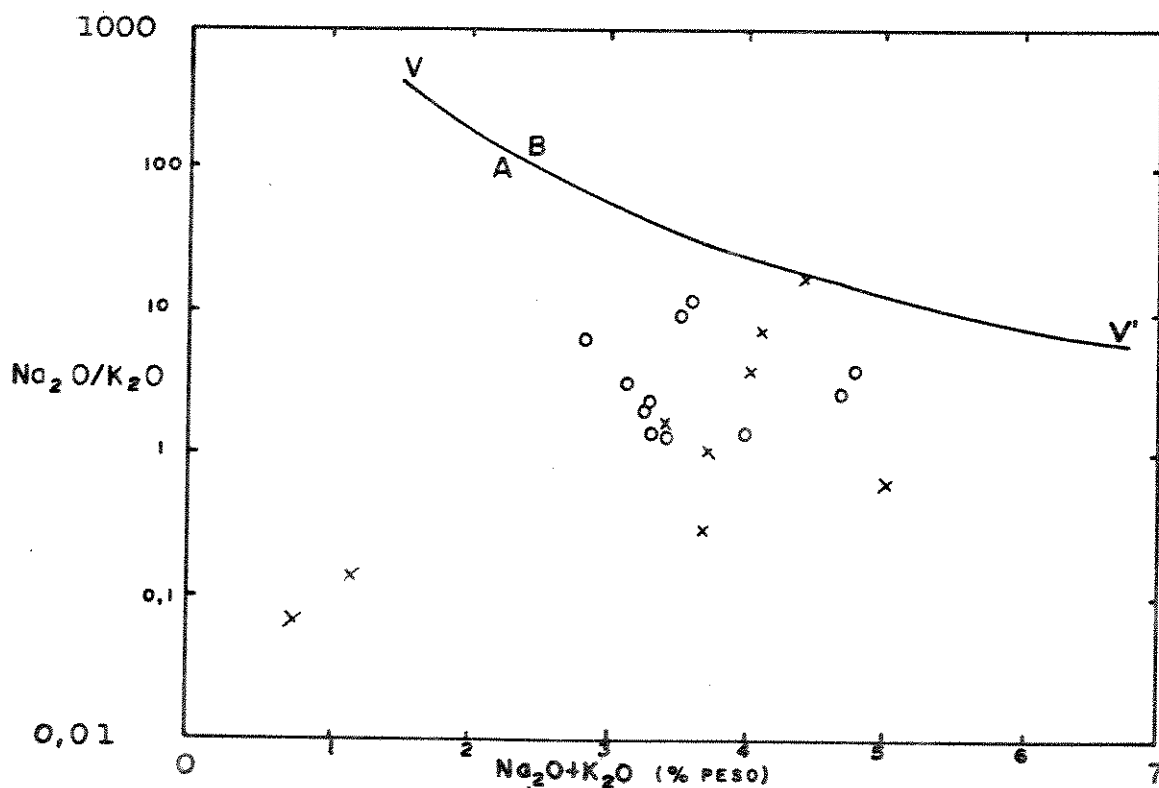
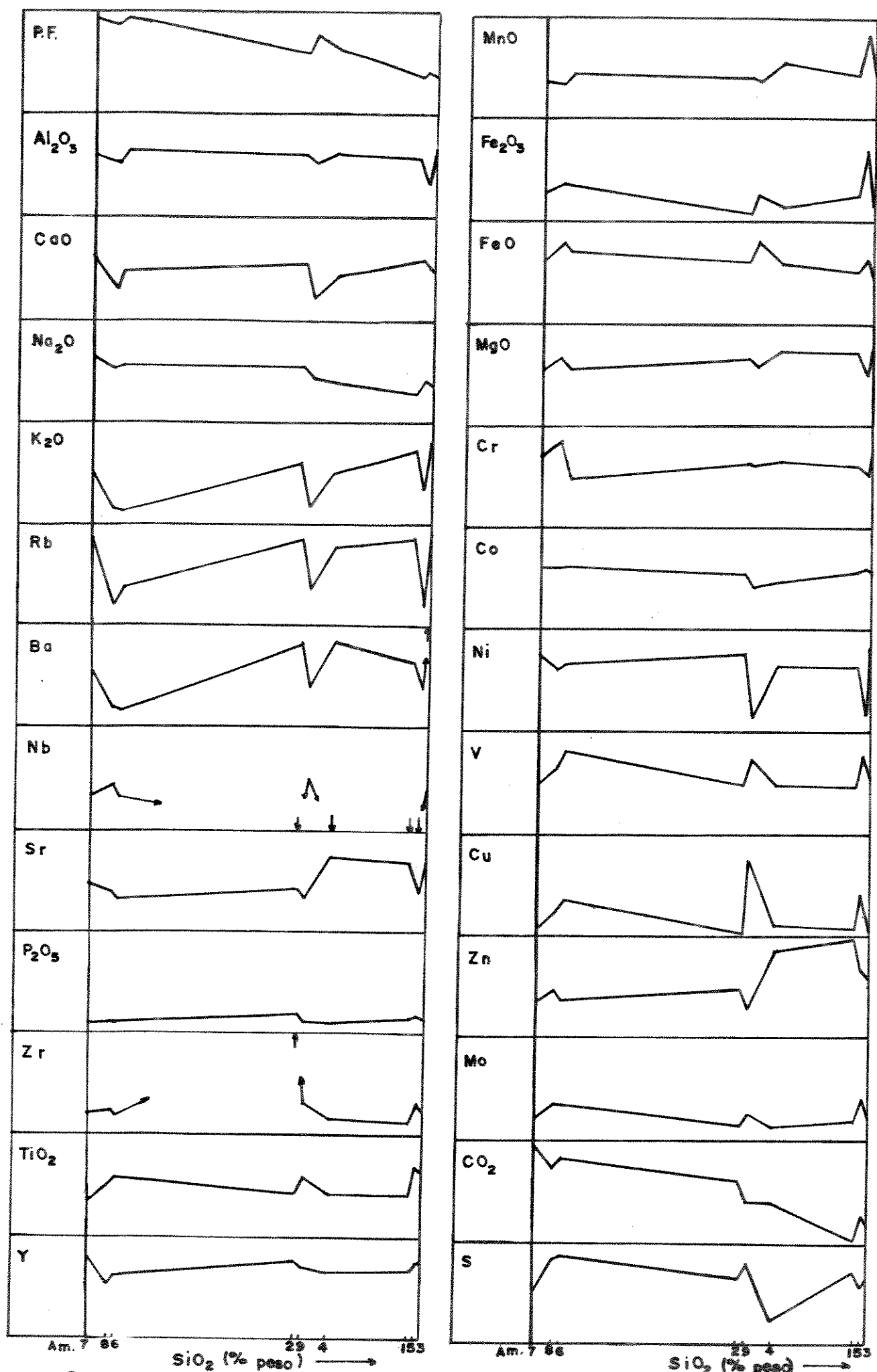


FIG.5.7 DIAGRAMA $Na_2O/K_2O \times \text{ÁLCALIS}$ (MIYASHIRO, 1975) APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I) DO IGARAPÉ BAHIA (O: ESTE TRABALHO, X: FERREIRA FILHO 1985; A: ROCHAS NÃO ESPILITIZADAS; B: ROCHAS ESPILITIZADAS)



IG.5.6 VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS X SiO₂ PARA OS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I) DO LOABADÉ PAULA

Aplicando-se os diagramas de BESWICK & SOUCIE (1978) pode-se analisar o grau de alteração impresso aos metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia, através do intervalo entre a amostra plotada e a faixa estabelecida, por estes autores, para rochas magmáticas não alteradas (Fig. 5.8 a - e). Constata-se que as amostras do Tipo 1A mostram-se as menos distantes, ou mesmo plotam dentro da faixa estabelecida, confirmando assim o menor grau de alteração destas amostras em relação às demais dos Tipos 1B e 1C, o que já era esperado pelo estudo petrográfico previamente realizado nestas rochas. Fica claro também, que quando se relaciona CaO com os outros componentes (SiO_2 , Al_2O_3 e FM) ocorre maior dispersão das amostras nos diagramas, devido à maior mobilidade do CaO perante o processo de alteração hidrotermal.

Associando-se esta constatação aos estudos petrográficos e à análise detalhada dos furos de sondagem, conclui-se que o grau de alteração aumenta de sudeste para noroeste na sequência vulcano-sedimentar do Igarapé Bahia, ou seja, varia em escala crescente na seguinte ordem: porção sudeste (amostra nº 1 < 3 < 2 (Furo 17) < 4 < 5 < 6 < 7 (Furo 12), passando pela porção central (amostra nº 8 (Furo 11) < 9 (Furo 7) em direção à porção NW da área (amostras nºs 14, 15 (Furo 173) e 16 (Furo 282), as mais alteradas entre as analisadas).

CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

À exceção dos diabásios (Tipo 5), as rochas do Igarapé Bahia encontram-se alteradas hidrotermalmente. Os valores obtidos para os elementos analisados de algumas das amostras, embora compatíveis com os valores de rochas basálticas, não devem refletir a composição original destas rochas.

Utilizando-se os teores obtidos para ETR das amostras nºs 1, 3, 8, 10, 12, 15 (Tipos 1, 2, 3 e 4), 19 e 22 (Tipo 5), associados aos teores obtidos para Rb, Ba, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Zr, Ti e Y, normalizados em relação aos valores fornecidos por SUN & MCDONOUGH (1989), para os respectivos elementos no manto primitivo, passou-se à elaboração de Diagramas Multielementares - *spidergrams*.

São nítidas as diferenças entre os diversos tipos de metabasaltos, metadiabásios e

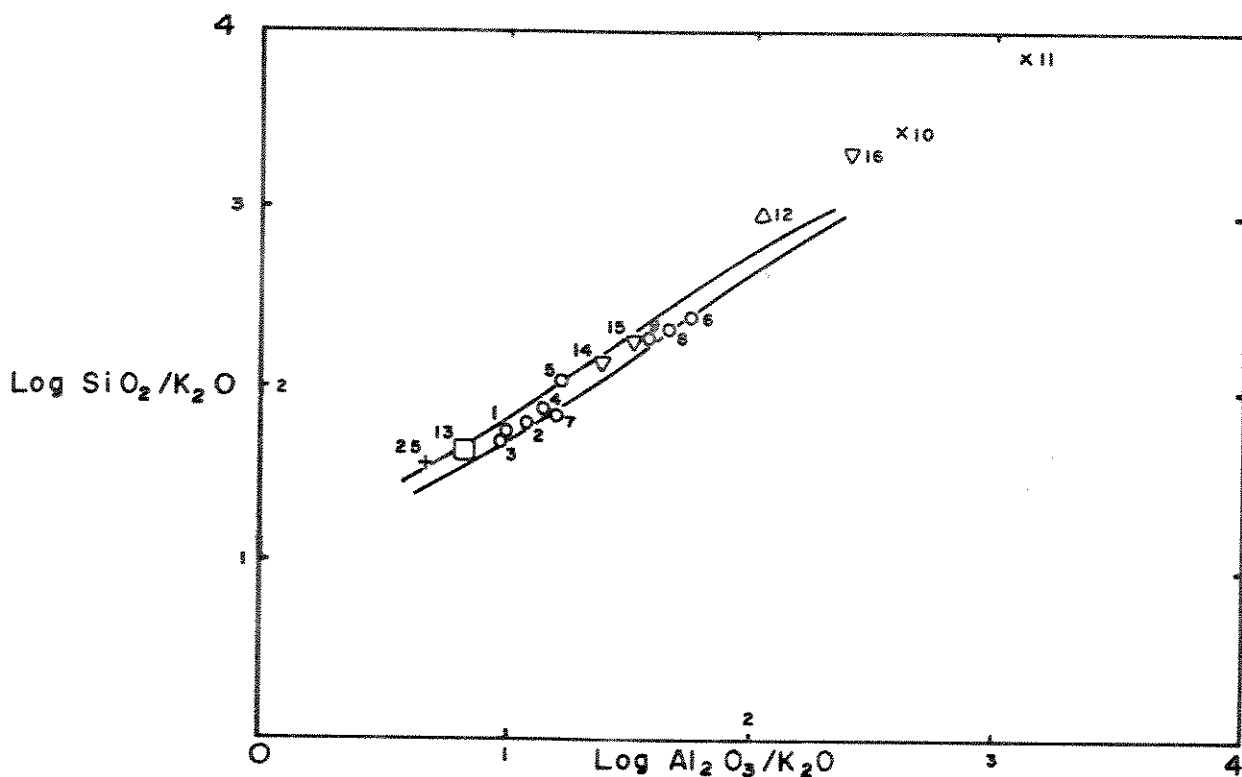


FIG. 5.8 a DIAGRAMA $\text{LOG SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ X $\text{LOG Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (BESWICK & SOUCIE, 1978) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL DA FIG. 5.1)

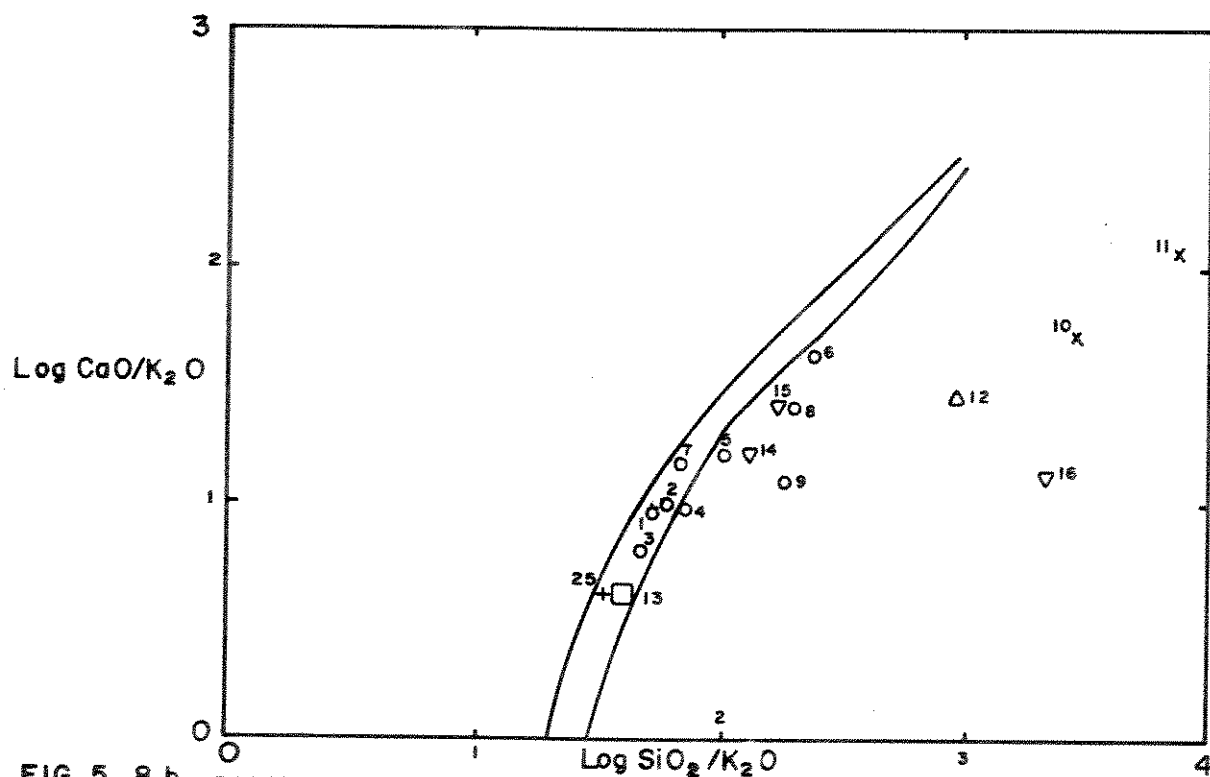


FIG. 5.8 b DIAGRAMA $\text{LOG CaO}/\text{K}_2\text{O}$ X $\text{LOG SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ (BESWICK & SOUCIE, 1978) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL DA FIG. 5.1)

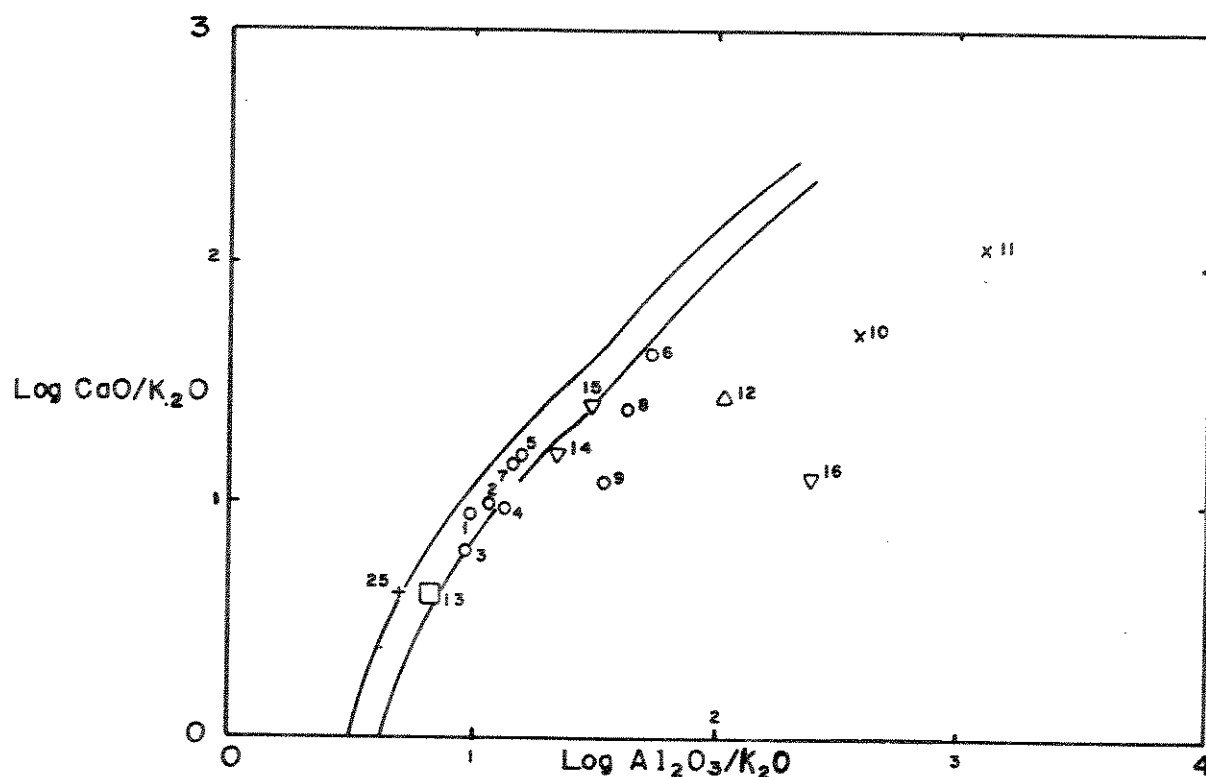


FIG. 5.8 c DIAGRAMA $\text{LOG CaO/K}_2\text{O}$ X $\text{LOG Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (BESWICK & SOUCIE, 1978) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL À DA FIG. 5.1)

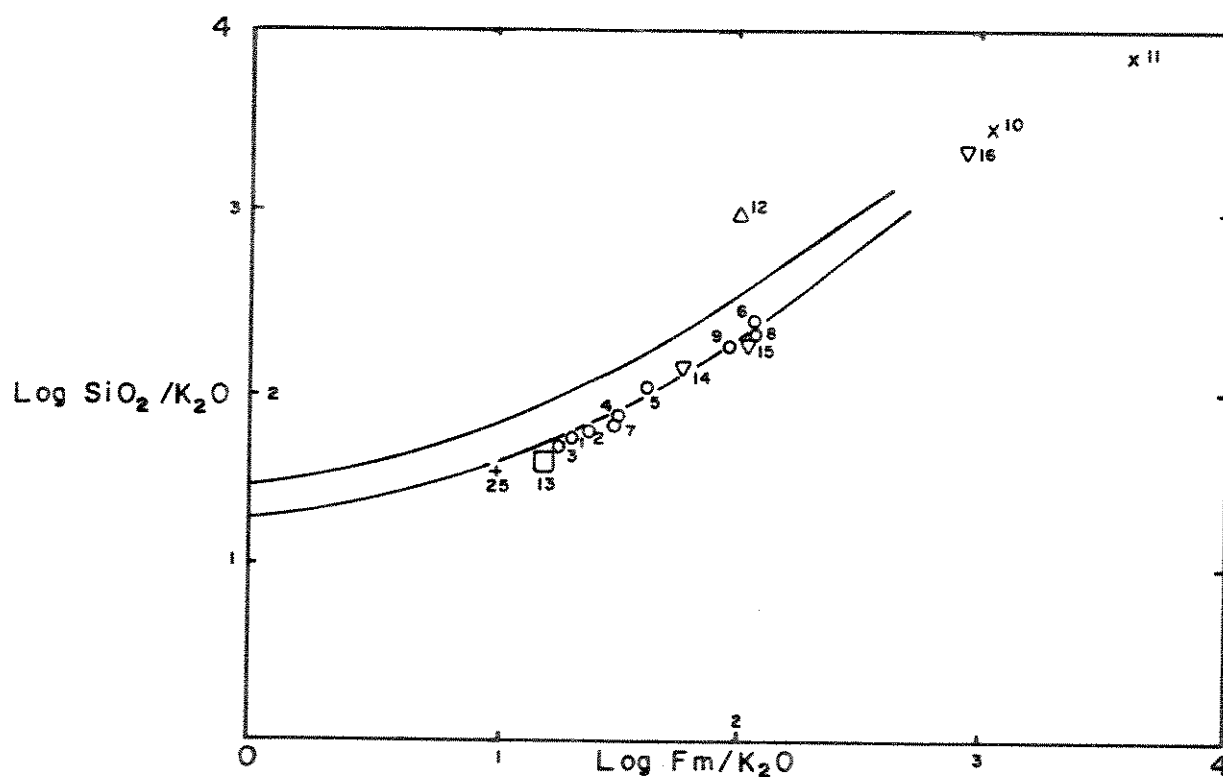
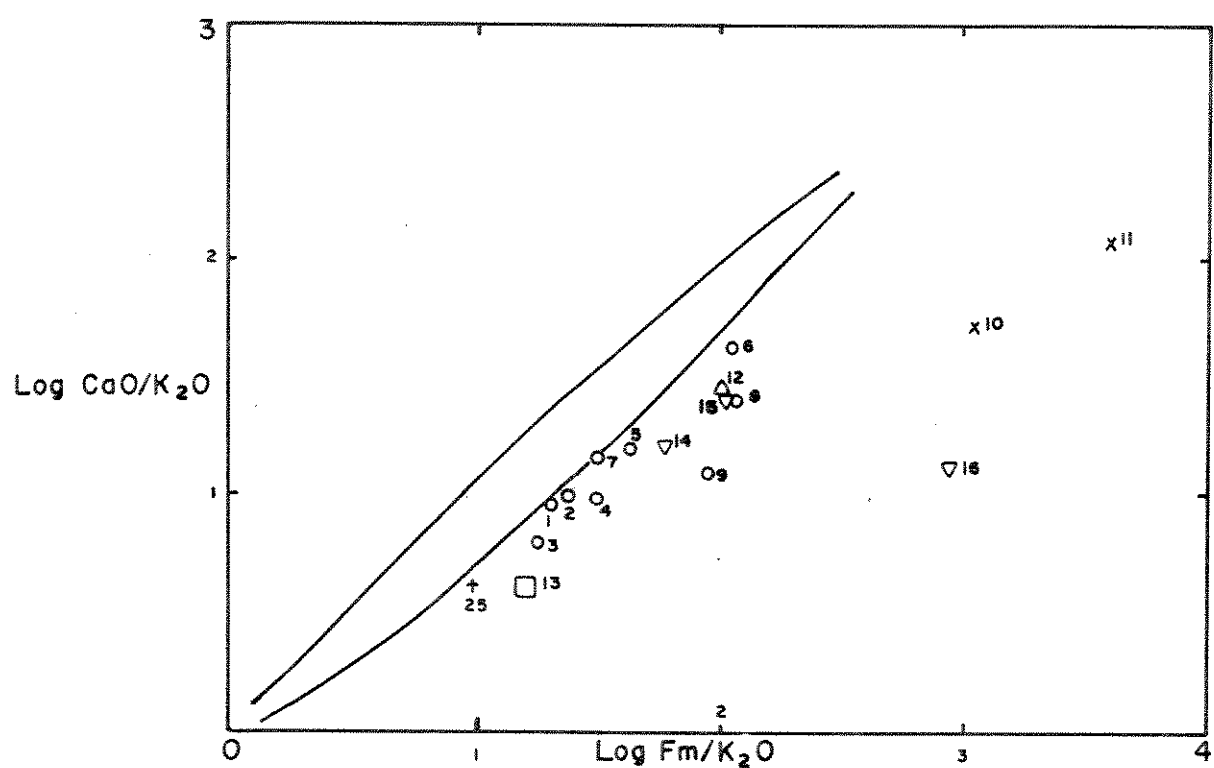


FIG. 5.8 d DIAGRAMA $\text{LOG SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ X $\text{LOG Fm/K}_2\text{O}$ BESWICK & SOUCIE, 1978) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL À DA FIG. 5.1)



IG.5.8e

DIAGRAMA LOG CaO/K₂O LOG Fm/K₂O (BESWICK & SOUCIE, 1978) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL À DA FIG. 5.1)

meta-andesitos a metadacitos, ao se analisar as Figuras 5.9a e 5.9b. Observa-se que os *spidergrams* da Fig. 5.9a exibem para as amostras do Tipo 1 (amostras nº 1, 3 e 8) padrões similares para Nb, P, Zr, Ti e Y, refletindo a pouca ou nenhuma mobilidade destes. Assim sendo, esses elementos e suas razões poderão ser utilizados em diagramas discriminantes. Constata-se, ainda, dispersão entre os valores de Rb, Ba, K, La, Ce, Sr e Nd, com o aumento da alteração hidrotermal (Amostra nº 8 em relação à amostra nº 1). Verifica-se que as amostras nº 19 e 22 exibem padrões muito semelhantes entre si, divergindo apenas em relação ao Sr. Os padrões destas amostras são similares aos exibidos pelas amostras nº 1 e 3, com exceção dos valores de LILE (*Large Ion Lithophilous Elements*) e ETRL (Elementos Terras-Raras Leves) mais enriquecidos nestas últimas, que foram afetadas pela alteração hidrotermal.

Comparando-se a Fig. 5.9b com a Fig. 5.9a, verifica-se que em relação às amostras do Tipo 1:

- A amostra nº 10 (Tipo 2) apresenta-se empobrecida em Rb, Ba, K, Sr e Y e enriquecida em Nb, P, Zr e Ti;
- A amostra nº 12 (Tipo 3) pouco empobrecida em K e Sr e pouco enriquecida em Nb, P, Zr e Ti;
- A amostra nº 15 (Tipo 4) mostra-se pouco empobrecida em Sr e pouco enriquecida em P e Zr.

No geral, os *spidergrams* dos metabasaltos, metadiabásios, meta-andesitos a metadacitos e básicas intrusivas do Igarapé Bahia exibem anomalias negativas de Sr (Amostras nº 1, 3, 8, 10, 12, 15, 19 e 22) provavelmente devido ao fracionamento magmático, ou aos processos de alteração hidrotermal ou de contaminação crustal; e de Nb e P (Amostras nº 1, 3, 8, 15, 19 e 22) provavelmente refletindo as características da fonte do magma, ou devido ao fracionamento ou à contaminação crustal.

WINCHESTER & FLOYD (1976) utilizaram os elementos Ti, P, Zr, Y e Nb, combinando-os em diagramas binários que distinguem basaltos frescos (não alterados) tholeiíticos de alcalinos. Utilizando-se esses elementos imóveis ou pouco móveis, as rochas basálticas alteradas (*greenstones*, espilitos e anfibolitos) podem ser distinguidas da mesma forma que basaltos não alterados, e seu magma original pode ser identificado como basalto tholeiítico ou alcalino. Dessa forma, a tendência tholeiítica apresentada pelas rochas do Igarapé Bahia é constatada nos Diagramas $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ e $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$ (Figuras 5.10 e 5.11 respectivamente) elaborados por estes autores. O caráter tholeiítico é corroborado ao

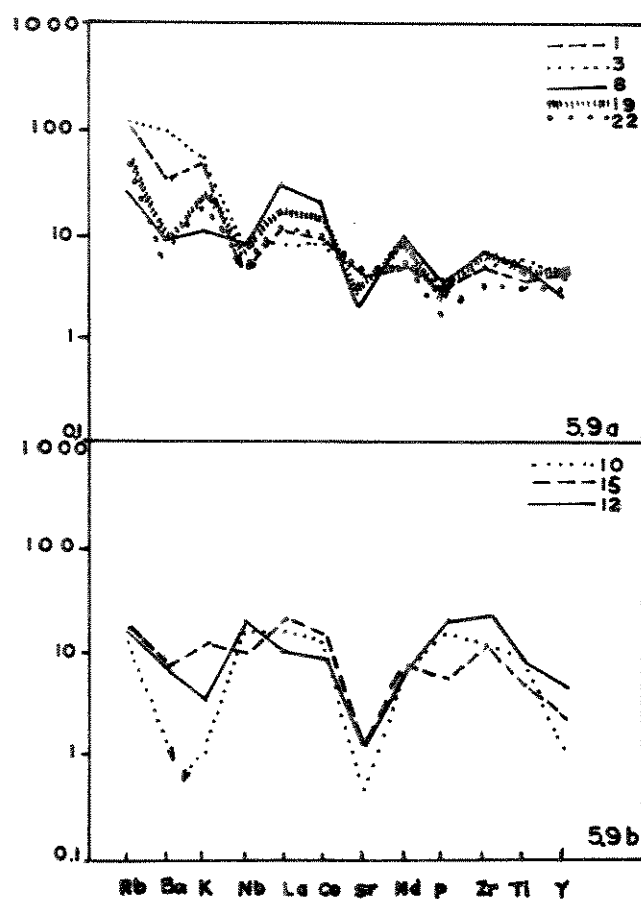


FIG.5. 9 "SPIDERGRAMS" DAS ROCHAS DO IGARAPE BAHIA (VALORES NORMALIZADOS SEGUNDO SUN & MCDONOUGH (1989) EM RELAÇÃO AOS VALORES PARA ESTES ELEMENTOS NO MANTO PRIMITIVO) AMOSTRAS 1,3 e 8 (TIPO 1); 10 (TIPO 2); 12 (TIPO 3); 15 (TIPO 4) e 19 e 22 (TIPO 5)

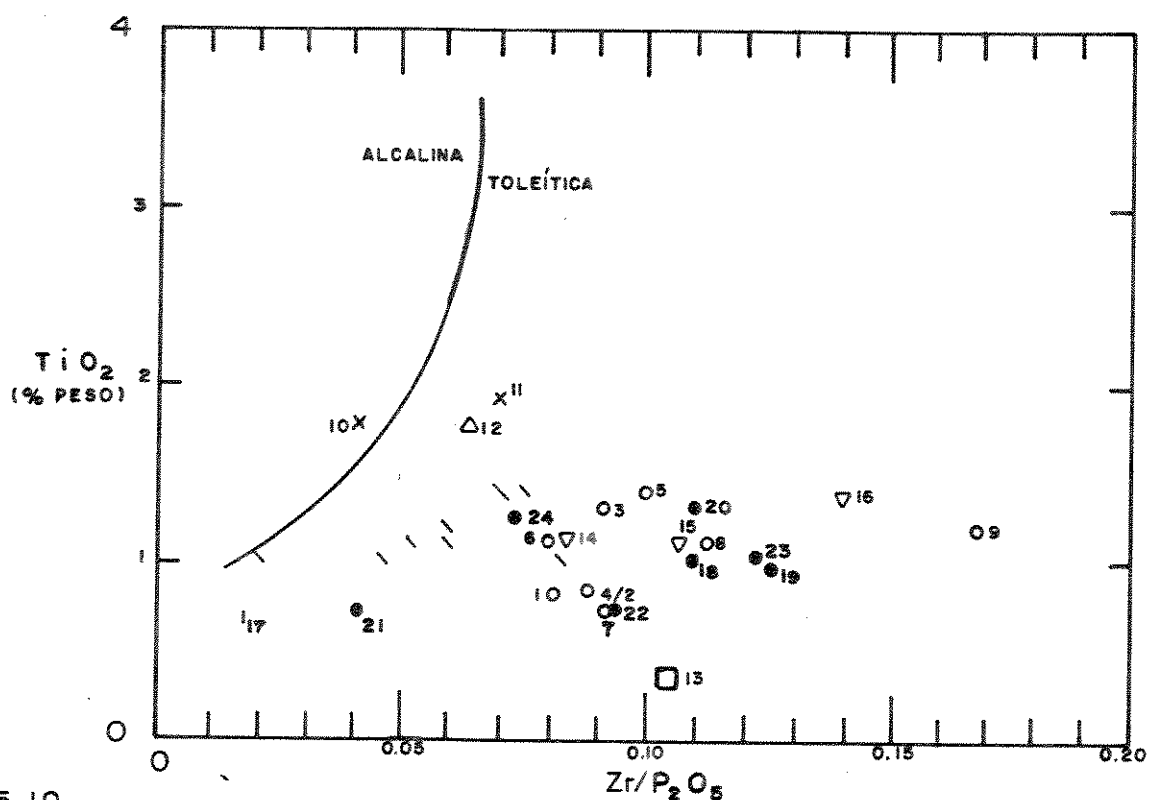


FIG.5.10 DIAGRAMA $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ (WINCHESTER & FLOYD 1976) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (O, X, Δ , ∇ , $\bullet$: RESPECTIVAMENTE TIPOS 1, 2, 3, 3 ALTERADO, 4 e 5: ESTE TRABALHO; $\backslash$: FERREIRA FILHO, 1985)

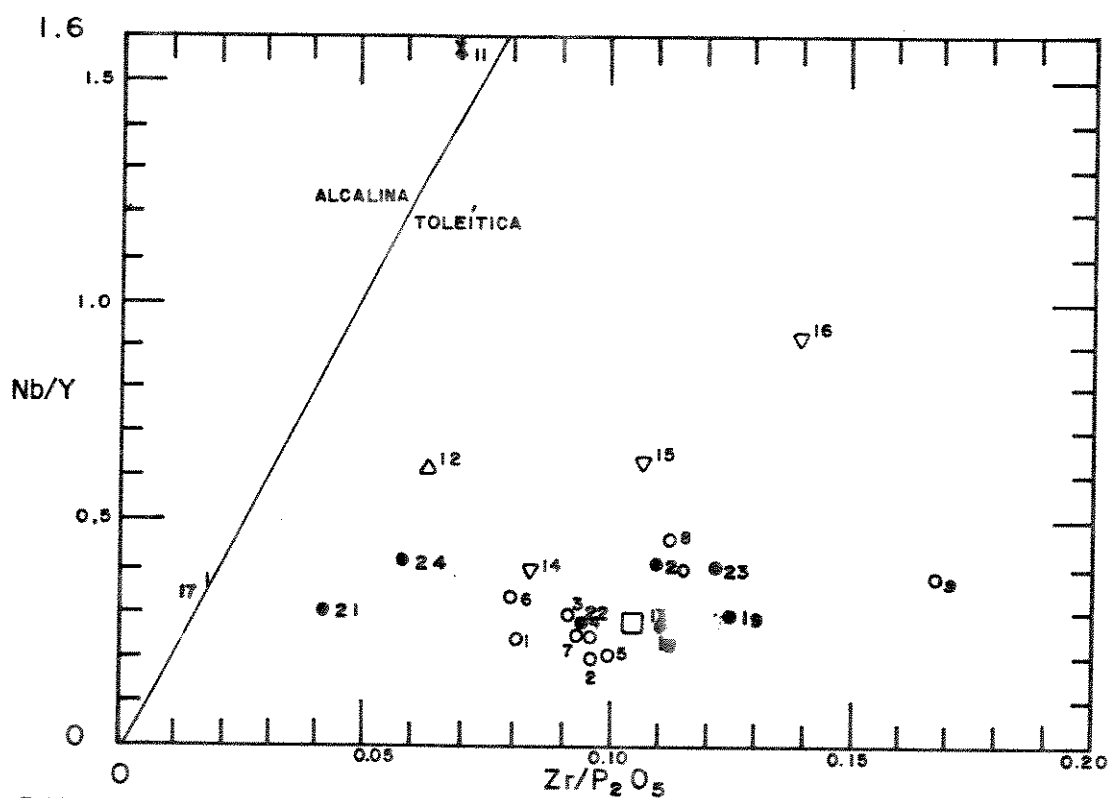


FIG.5.11 DIAGRAMA $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$ (WINCHESTER & FLOYD, 1976) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL À DA FIG.5.1)

se analisar a razão Nb/Y e o conteúdo de Al_2O_3 apresentado por estas rochas. Uma alta razão Nb/Y geralmente reflete altos conteúdos de Nb, característico de suítes alcalinas (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975), oposto ao que é apresentado pelos metabasaltos do Igarapé Bahia, que possuem razões Nb/Y baixas.

Os metabasaltos e metadiabásios (Tipo 1) e básicas intrusivas (Tipo 5) plotam no campo dos Basaltos Subalcalinos no Diagrama SiO_2 x Nb/Y (Fig. 5.12), e nos campos dos Basaltos Subalcalinos e Basaltos Andesíticos no Diagrama Zr/TiO_2 x Nb/Y (Fig. 5.13) de WINCHESTER & FLOYD (1977). Quando se utiliza SiO_2 como um dos parâmetros, a amostra nº 12 plota no campo dos Dacitos e a amostra nº 13 no campo dos Basaltos Subalcalinos, porém ao se utilizar elementos imóveis ou pouco móveis como Zr, Ti, Nb e Y, as amostras nºs 12 e 13 plotam no limite entre os campos de Andesitos e Basaltos Subalcalinos, e no campo dos Andesitos, respectivamente, refletindo a mobilidade do SiO_2 perante a alteração hidrotermal.

DISCUSSÃO SOBRE O AMBIENTE GEOQUÍMICO PRIMÁRIO

Os metabasaltos, metadiabásios e básicas intrusivas do Igarapé Bahia plotam no campo dos Basaltos de Assoalho Oceânico (OFB) no Diagrama Zr - Ti - Y (Fig. 5.14) recomendado por PEARCE & CANN (1973) para rochas básicas ($12\% < CaO + MgO < 20\%$), porém este é um campo onde ocorre superposição dos Tholeiítos de Baixo-K de Arcos Insulares (LKT) e Basaltos Cálcio-Alcalinos (CAB). O Diagrama Ti x Zr sugerido pelos mesmos autores para rochas alteradas não foi discriminante, ou seja, as amostras plotaram no campo B onde há superposição dos outros três campos, e por isso não será apresentado neste trabalho. Estes autores sugerem que estes dois últimos diagramas devem ser usados com extrema precaução e reserva no estudo de rochas pré-cambrianas, pois o manto pré-cambriano deve ter sido mais rico em elementos incompatíveis. As rochas básicas intrusivas plotam no campo dos OFB no Diagrama Zr - Ti - Sr (Fig. 5.15) recomendado por PEARCE & CANN (1973) para rochas básicas não alteradas.

O Nb, tido como elemento imóvel, é um sensível indicador para ambiente tectônico magmático de MORB (Basaltos de Cadeias Meso-Oceânicas). Processos de enriquecimento ou empobrecimento no manto são refletidos pelo conteúdo de Nb. MESCHÉDE (1986)

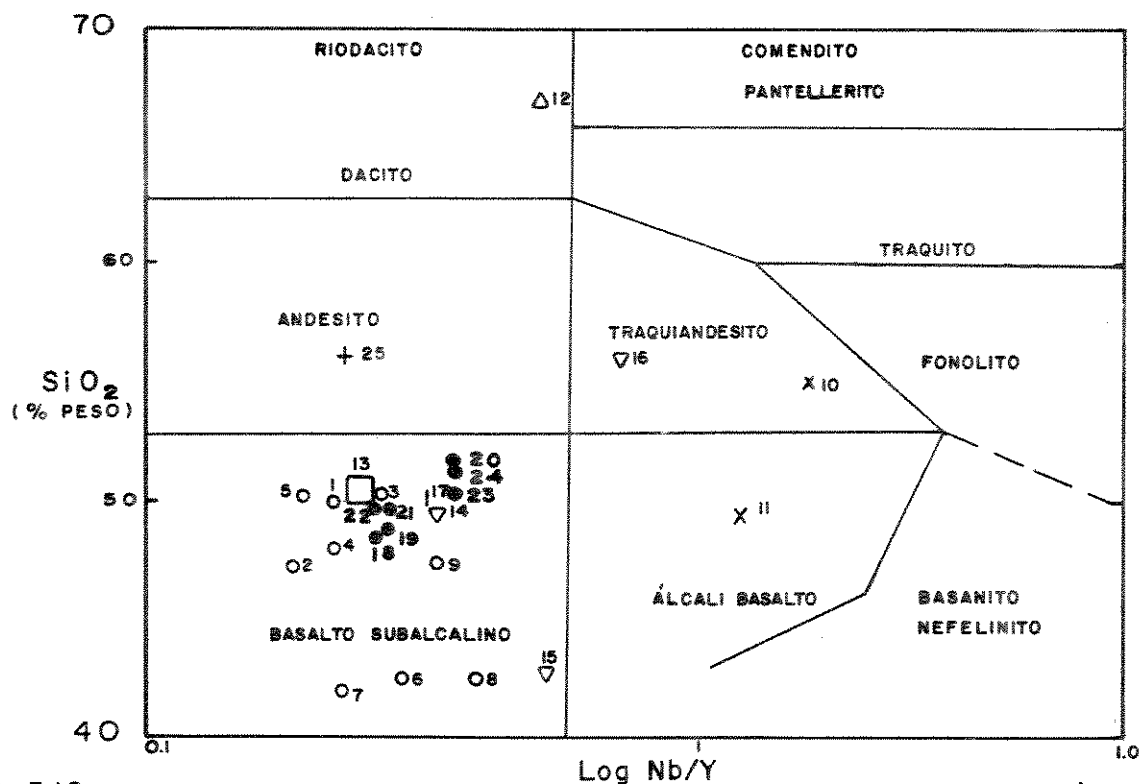


FIG. 5.12 DIAGRAMA $\text{SiO}_2 \times \text{Nb/Y}$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPE BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL A DA FIG. 5.1)

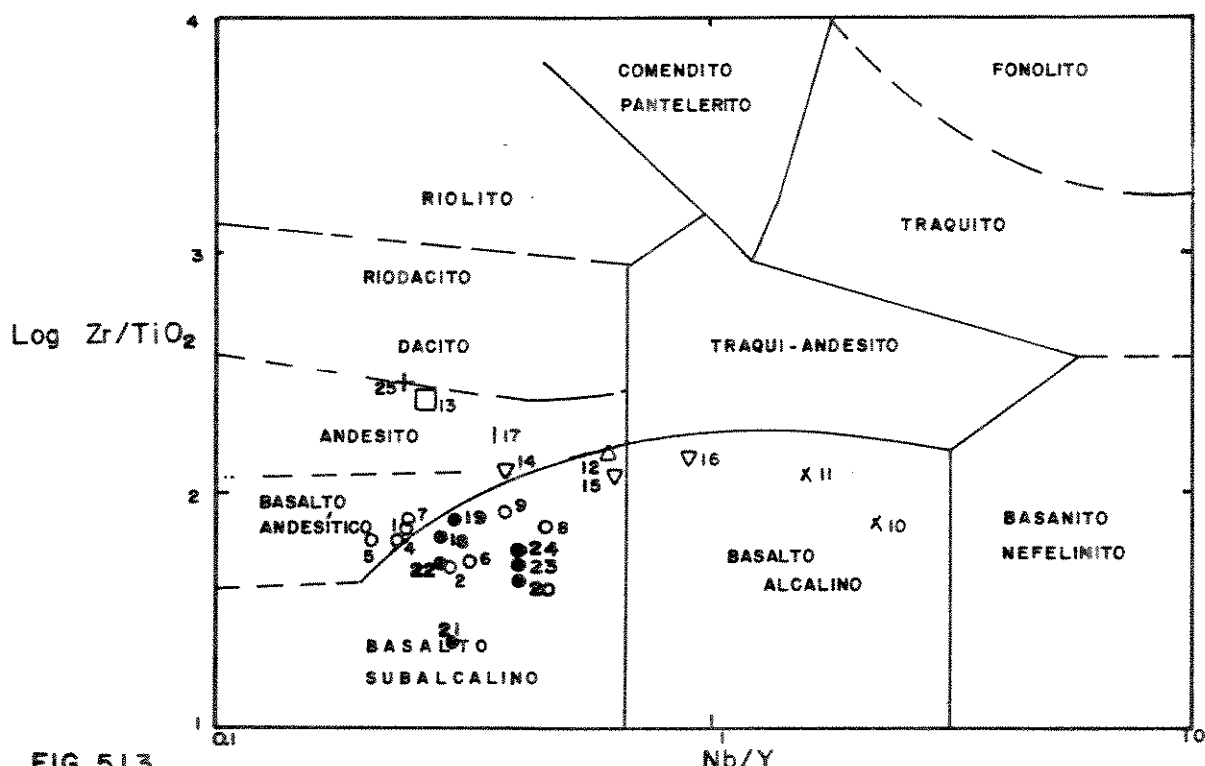


FIG. 5.13 DIAGRAMA $\text{LOG Zr/TiO}_2 \times \text{Nb/Y}$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977) APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPE BAHIA (SIMBOLOGIA IGUAL A DA FIG. 5.1)

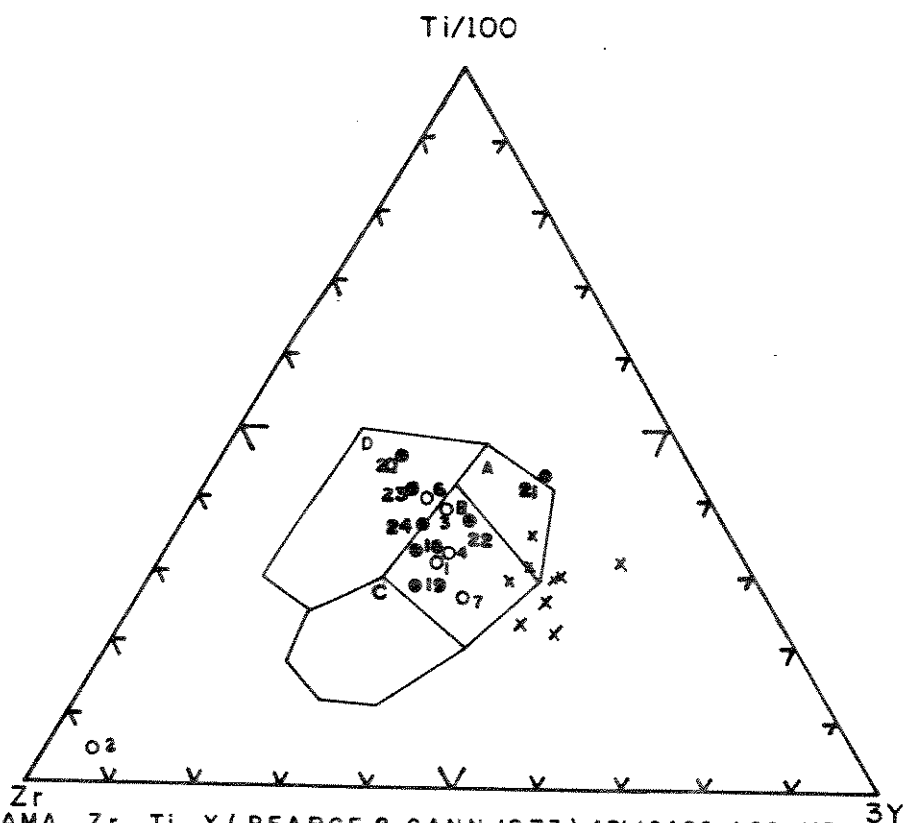


FIG. 5.14 DIAGRAMA Zr - Ti - Y (PEARCE & CANN, 1973) APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I) E BÁSICAS INTRUSIVAS (TIPO 5) DO IGARAPÉ BAHIA (O, ●: ESTE TRABALHO; X FERREIRA FILHO, 1985). A: LKT; B: OFB + CAB + LKT; C: CAB; D: WPT.

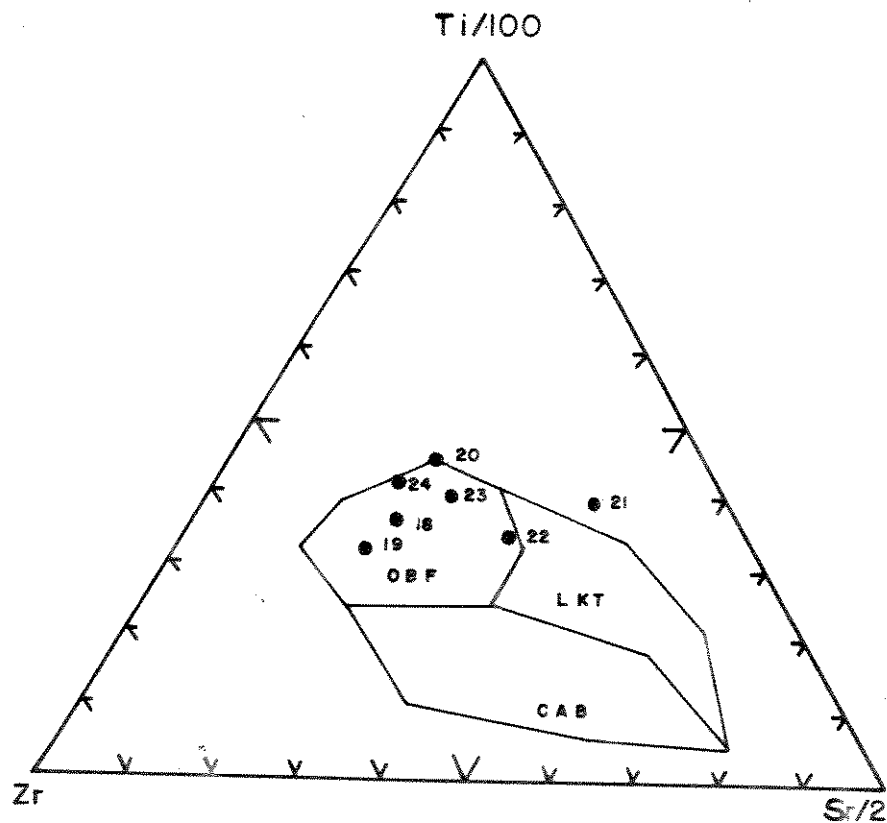


FIG. 5.15 DIAGRAMA Zr-Ti-Sr (PEARCE & CANN, 1973) APLICADO ÀS ROCHAS BÁSICAS INTRUSIVAS DO IGARAPÉ BAHIA (CAB: BASALTOS CÁLCIO-ALCALINOS; LKT: TROFÉUTOS DE BAIXO K₂O/Na₂O). OFB: OFB + CAB + LKT.

combinou Nb, Zr e Y em diagrama para discriminar ambientes tectônicos de rochas basálticas, particularmente para os diferentes tipos de MORB, e para diferenciá-los dos Tholeiítos Continentais. Neste diagrama (Fig. 5.16) os metabasaltos, metadiabásios e básicas intrusivas plotam no campo dos N-MORB ou VAB (Basaltos de Cadeias Meso-Oceânicas Normais e Basaltos de Arcos Vulcânicos), à exceção das amostras n^{os} 6, 18, 19, 20 e 23 que se encontram no campo dos WPT (Tholeiítos Intra-Placa) ou VAB. Uma das características de muitos basaltos arqueanos é a de apresentarem composições similares a de VAB (GILL, 1970).

Lançando-se os *spidergrams* apresentados pelas amostras n^{os} 1, 3 e 8 (Tipo 1) na Fig. 5.9a nos campos estabelecidos por HOLM (1985) para basaltos e andesitos basálticos, verifica-se que os padrões destas três amostras plotam na faixa dos Tholeiítos Continentais (CT) - Fig. 5.17, similarmente aos resultados apresentados por LINDENMAYER (1990) para os anfibolitos do Igarapé Salobo. Porém os padrões apresentados por estas três amostras, podem situar-se parcialmente também no campo dos OFB. Com o aumento da alteração hidrotermal (amostra n^o 8 em relação às amostras n^{os} 1 e 3) verifica-se que os pontos representativos das rochas são deslocados de um campo para outro, o que é importante se considerar nas interpretações geotectônicas, tomando-se os cuidados necessários. Segundo PEARCE (1975) Sr, Rb e K são altamente afetados pela alteração.

Os metabasaltos, metadiabásios e básicas intrusivas do Igarapé Bahia plotam em sua maioria, no campo de MORB ou muito próximo deste, e mais raramente em campos de basaltos tipo Paraná ou de superposição de MORB e basaltos tipo Deccan, nos Diagramas Nb/La x Ti/Y, Zr/Y x Zr/Nb (Figuras 5.18 e 5.19 respectivamente, com campos compilados de OLIVEIRA, 1990) e Ti/Y x P/Zr (Fig. 5.20 com campos adaptados de OLIVEIRA, 1990).

No Diagrama V x Ti (Fig. 5.21) de SHERVAIS (1982) observa-se que os metabasaltos, metadiabásios e básicas intrusivas do Igarapé Bahia apresentam tendência tholeiítica e ainda, que as amostras n^{os} 1, 2, 3, 5 (Tipo 1) e 18, 19, 20 e 24 (Tipo 5) plotam no campo de MORB/CFB, enquanto que as amostras n^{os} 4, 6, 7, 8, e 9 (Tipo 1) e 21, 22 e 23 (Tipo 5) encontram-se no campo dos Tholeiítos de Arco.

A alteração ou contaminação crustal de MORB pode torná-lo semelhante a Basaltos de Arcos de Ilhas. Embora LILE e ETRL possam ser adicionados a MORB durante intemperismo de fundo oceânico e alteração, os elementos e razões de elementos selecionados para caracterizar MORB (Th/Yb, Th/Nb, Nb/La, Hf/Th) estão entre os elementos menos móveis durante esses processos (CONDIE *et al.*, 1977; HAJASH, 1984). É improvável que

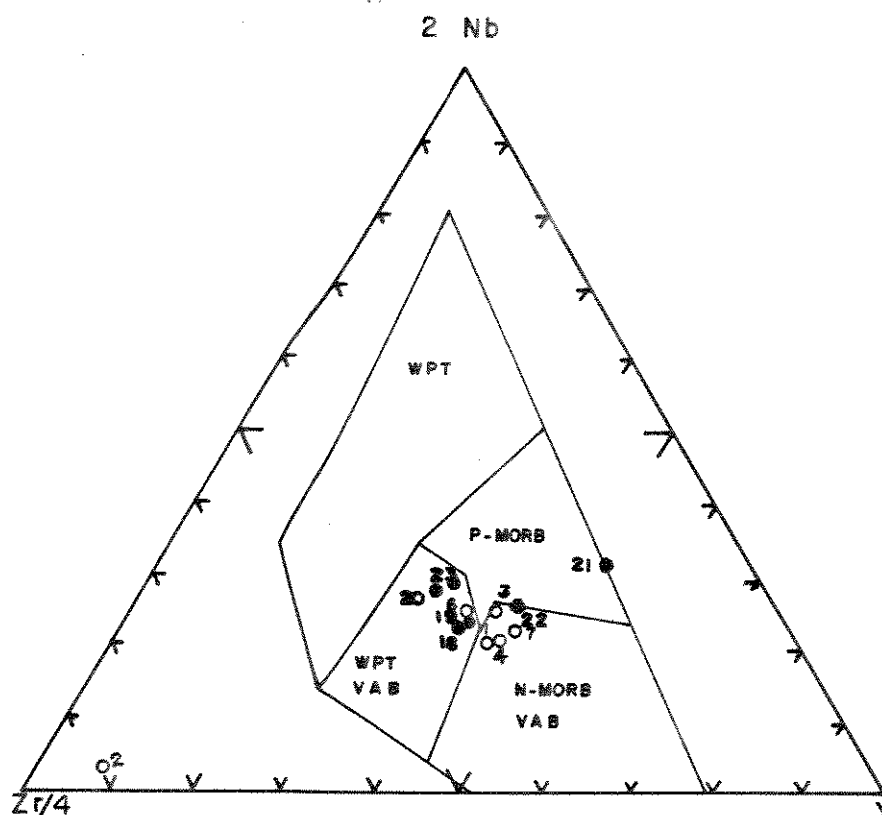


FIG. 5.16

DIAGRAMA Zr-Nb-Y (MESCHEDE, 1986) APLICADO AOS METABASALTOS E META-DIABÁSIOS (TIPO I : O) E BÁSICAS INTRUSIVAS (TIPO 5 : ●) DO IGARAPÉ BAHIA (WPT: THOLEIÍOS INTRA-PLACA; VAB: BASALTOS DE ARCO VUCÂNICO; N-MORB e P-MORB: BASALTOS DE CADEIA MESO OCEÂNICA NORMAIS E ENRIQUECIDOS, RESPECTIVAMENTE)

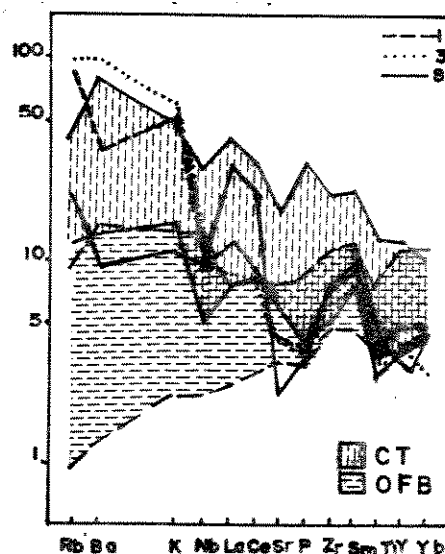


FIG. 5.17 "SPIDERGRAMS" DE METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I) DO IGARAPÉ BAHIA, UTILIZANDO OS CAMPOS SUGERIDOS POR HOLM (1985) PARA BASALTOS E ANDESITOS BASÁLTICOS (CT: THOLEIÍOS CONTINENTAIS; OFB BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO)

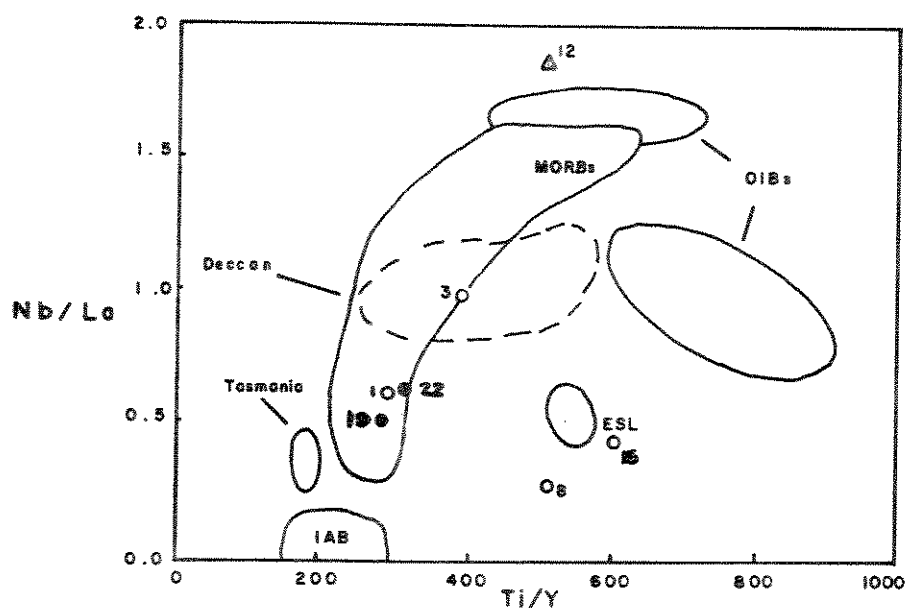


FIG.5.18

DIAGRAMA Nb/La X TI/Y APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I:O) e BÁSICA INTRUSIVAS (TIPO 5:●) DO IGARAPÉ BAHIA. (UTILIZANDO OS CAMPOS SUGERIDOS POR OLIVEIRA (1990)) IAB BASALTOS DE ARCOS DE ILHA; OIB: BASALTOS DE ILHAS OCEÂNICAS; MORB: BASALTOS DE CADEIA MESO OCEÂNICA; ESL: "ENRICHED SUB-CONTINENTAL LITHOSPHERE."

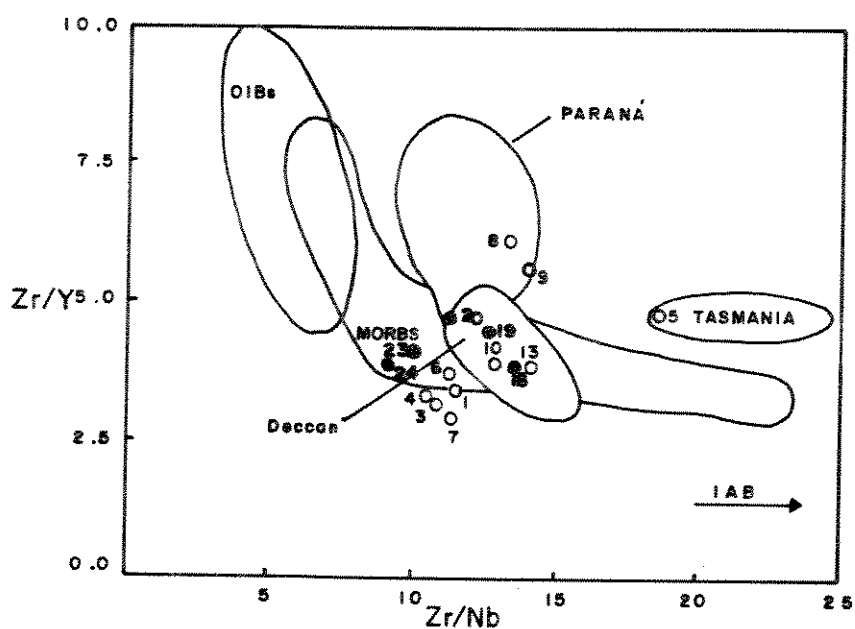


FIG.5.19

DIAGRAMA Zr/Y X Zr/Nb APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I:O) e BÁSICAS INTRUSIVAS (TIPO 5:●) DO IGARAPÉ BAHIA (CAMPOS SUGERIDOS POR OLIVEIRA, 1990)

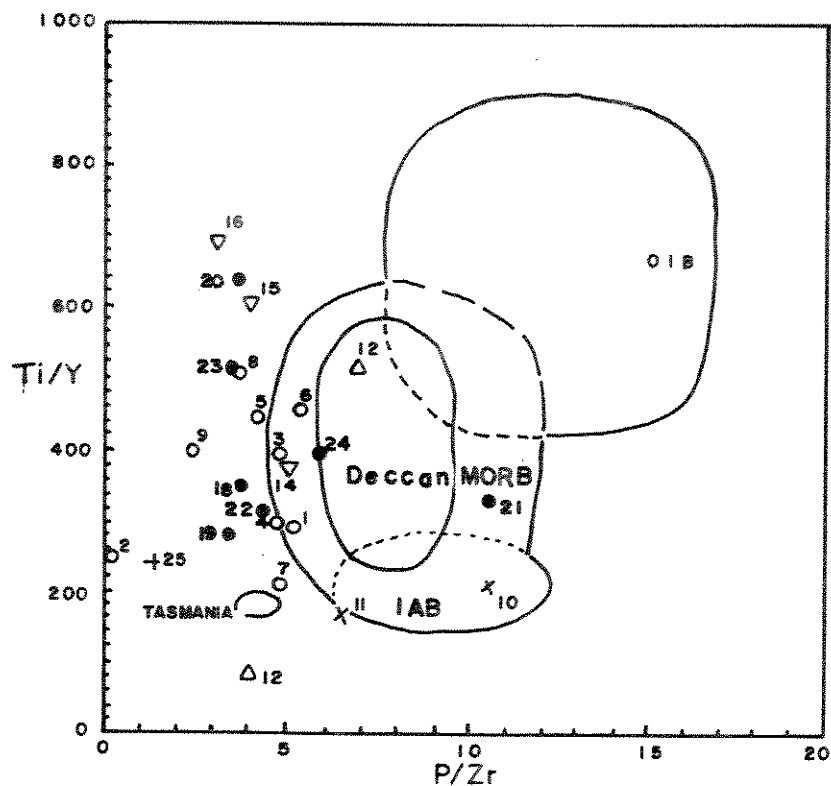


FIG. 5.20 DIAGRAMA $Ti/Y \times P/Zr$ APLICADO ÀS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (CAMPOS ADAPTADOS DE OLIVEIRA, 1990; SIMBOLOGIA IGUAL À DA FIGURA 5.1)

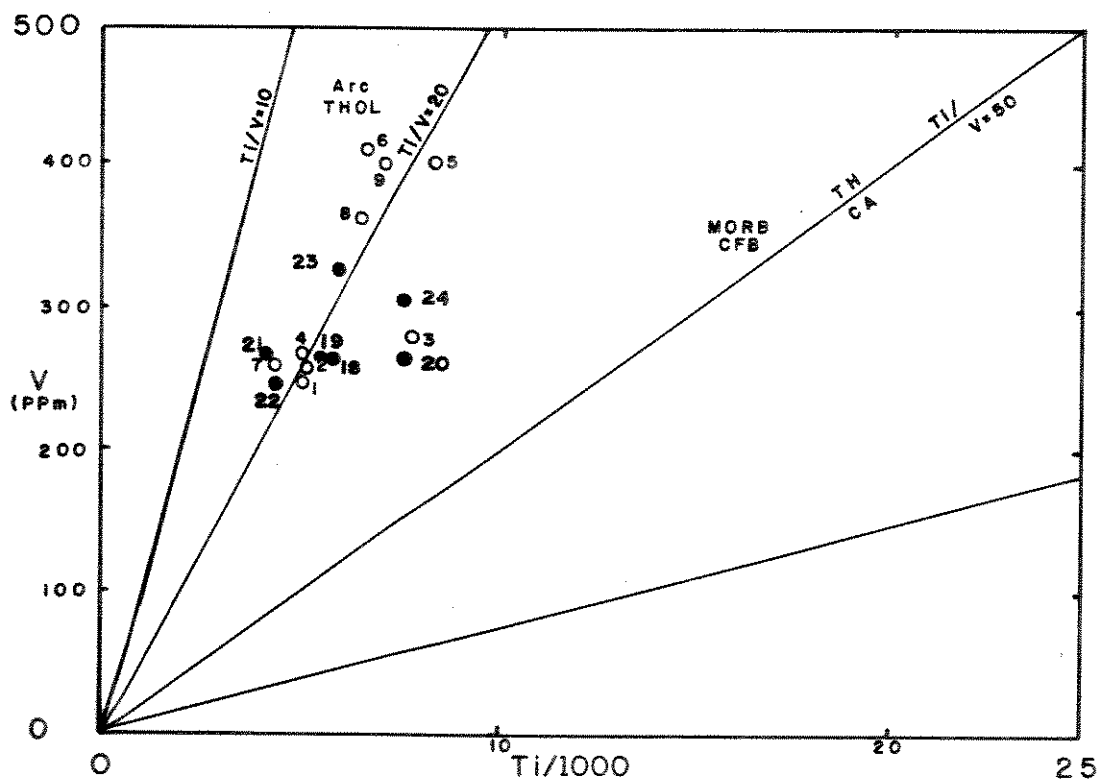


FIG. 5.21 DIAGRAMA $V \times Ti$ (SHERVAIS, 1982) APLICADO AOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO 1: O) E BÁSICAS INTRUSIVAS (TIPO 5: ●) DO IGARAPÉ BAHIA, TH: THOLEIÍTICO; CA: CÁLCIO-ALCALINO; MORB: BASALTOS DE CADEIA MESO-OCEÂNICA; CFB BASALTOS CONTINENTAIS; Arc Thol; THOLEIÍTOS DE ARCO

todos estes elementos relativamente imóveis tenham sido enriquecidos nas proporções exatas para tornar quase todos os basaltos de *greenstones* semelhantes a Basaltos de Arcos, se eles originalmente eram MORB. A possibilidade de contaminação de MORB por crosta continental não é tão facilmente descartada.

Segundo CONDIE (1985) basaltos arqueanos apresentam teores mais baixos de Ti, P e Zr e mais altos de Rb, Ba, K e ETRL do que os N-MORB, e são mais pobres em P, HFSE e Al que os Basaltos de Ilhas Oceânicas e de *Rifts* Continentais. O mesmo autor apresenta várias razões entre elementos para rochas arqueanas e pós-arqueanas não alteradas. Dessa forma, foram utilizadas aqui, apenas as razões entre elementos considerados imóveis como: Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y, Zr/Nb e Ti/V para comparação com os metabasaltos, metadiabásios e básicas intrusivas do Igarapé Bahia (Tabela 5.3), constatando-se que os metabasaltos e metadiabásios, no geral, apresentam valores similares aos dos basaltos arqueanos ($> 2,5$ Ga.), com exceção dos valores para a razão Ti/Y, que são similares aos apresentados para os basaltos pós-arqueanos (2,5 - 1,2 Ga.), e as básicas intrusivas assemelham-se aos basaltos pós-arqueanos (2,5 - 1,2 Ga.).

Basaltos do Arqueano Superior (3,5 - 2,5 Ga.) sugerem sistemas de arcos imaturos, nos quais dominam IAB (Basaltos de Arcos de Ilha), refletindo fontes do manto mais empobrecidas, enquanto que basaltos proterozóicos apresentam características tipicamente cálcio-alcálicas, e são provavelmente derivados de fontes do manto mais enriquecidas (CONDIE, 1985).

Os metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia apresentam valores, em média, para Ti, Zr e Nb similares, e para Y e P mais baixos que os apresentados para basaltos do Arqueano Superior (3,5 - 2,5 Ga.) por CONDIE (1989).

ELEMENTOS TERRAS-RARAS

Os Elementos Terras-Raras (ETR) têm sido amplamente utilizados em estudos petrográficos, pois são excelentes indicadores de processos geológicos. São considerados imóveis durante o metamorfismo e, geralmente, fornecem valiosas informações a respeito dos materiais pré-metamórficos. Contudo, remobilização de ETR foi observada em vários casos onde há uma razão fluido/rocha elevada, tais como durante processos de espilitização,

Tipo \ Razões	1				5	> 2.5 G.a	2.5 - 1.2 G.a
	A	B	C	Média			
Ti/Zr	99.32	93.56	71.88	94	132	50 - 100	30 - 150
Ti/Y	334.63	390.89	403.33	361	405	200 - 300	100 - 500
Zr/Y	3.60	4.20	5.61	4	3	2 - 5	2 - 8
Zr/Nb	12.66	11.86	14.43	13	10	15 - 25	15 - 30
Ti/V	21.35	17.08	18.15	20	21	10 - 30	10 - 50
(La/Sm) _{cn}	1.679	3.396	-	2.25	2.09	0.35 - 1.5	0.35 - 2.0
(La/Yb) _{cn}	3.055	7.112	-	4.41	3.84	0.4 - 4.0	0.4 - 6.0

TABELA 5.3 - Razões de elementos considerados pouco móveis ou imóveis, obtidas para os metabasaltos e metadiabásios (Tipo 1) e básicas intrusivas (Tipo 5) do Igarapé Bahia em comparação com os valores fornecidos por CONDIE (1985) para basaltos arqueanos (> 2.5 Ga.) e basaltos pós-arqueanos (2.5 a 1.2 Ga.).

metassomatismo de alta temperatura, metamorfismo hidratado de baixa temperatura, intemperismo, etc. Bastante utilizados, também, como monitores das modificações químicas envolvidas em depósitos de minérios hidrotermais (FIGUEIREDO, 1985). Se mostram muito úteis na distinção de rochas vulcânicas das Séries Tholeiíticas e Cálcio-Alcalina, e sua importância como ferramenta de exploração direta para sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos tem aumentado muito. Por isso, qualquer desvio do padrão geoquímico de ETR deve ser reconhecido.

Mesmo nos casos em que ocorrem profundas modificações na distribuição de ETR e LILE, principalmente por eventos envolvendo percolação de fluido, é possível reconhecer alguns padrões de ETR entre várias amostras, e pela comparação com os padrões de rochas similares de outras regiões. (FIGUEIREDO, 1985).

Das oito amostras que tiveram seus ETR analisados, cinco amostras são de metabasaltos, metadiabásios e meta-andesitos a metadacitos (Tipos 1, 2 e 3), uma amostra é de rocha encaixante do sulfeto maciço, oriunda da porção norte do corpo mineralizado (Tipo 4) e duas são de rochas básicas intrusivas (Tipo 5). Com as amostras dos tipos 1, 2 e 3 procurou-se analisar seus padrões de ETR e a existência ou não de variação nestes padrões frente ao processo de alteração hidrotermal, e com as duas amostras do tipo 5 comparar os padrões destas com os apresentados pelas rochas submetidas à alteração hidrotermal. As Tabelas 5.4 e 5.5 exibem, respectivamente, os valores de ETR obtidos para as amostras analisadas e as razões entre estes elementos para cada um dos diversos tipos de rochas.

Da Tabela 5.5 e Fig. 5.22 a-c pode-se constatar que com o aumento da alteração (por exemplo das amostras nº 1 e 3 - Tipo 1A para a amostra nº 8 - Tipo 1B) há:

- Enriquecimento em ETRL;
- Diminuição, até mesmo desaparecimento, da anomalia negativa de Eu;
- Maior fracionamento de ETR;
- Aumento no teor total de ETR;
- Diminuição na razão Sm/Nd e aumento na razão Ce/Yb.

Os padrões de ETR apresentados pelas amostras nº 19 e 22 (Tipo 5) são similares aos apresentados pelas amostras nº 1 e 3 (Tipo 1).

CONDIE (1976) propôs classificar os tholeiítos arqueanos em TH-1 e TH-2, com base no padrão de ETR (TH-1: sem ou com pequena anomalia de Eu; TH-2: com enriquecimento em ETRL). O tipo TH-1 é comparado com MORB e Tholeiítos de Arco,

Amostra	1	3	8	10	12	15	19	22
Tipo	1A	1A	1B	2	3	4A	5	5
La	7.908	6.007	20.420	10.680	7.058	14.210	11.500	7.863
Ce	12.270	14.970	38.050	23.590	15.040	28.080	25.420	15.760
Nd	8.283	7.832	14.050	9.526	7.174	10.470	11.190	7.660
Sm	2.624	2.589	3.786	2.498	2.573	2.777	3.450	2.384
Eu	0.677	0.713	1.300	0.451	0.824	5.001	0.767	0.600
Gd	2.642	2.791	3.654	2.383	3.128	2.824	3.626	2.279
Dy	2.969	2.875	3.787	2.453	3.982	2.975	3.788	2.367
Ho	0.665	0.578	0.785	0.565	0.828	0.668	0.781	0.526
Er	2.149	1.584	2.259	1.947	2.460	2.173	2.223	1.690
Yb	1.974	1.190	1.938	1.894	2.102	2.177	1.909	1.465
Lu	0.310	0.188	0.292	0.314	0.316	0.404	0.299	0.247

TABELA 5.4 - Teores de Elementos Terras-Raras (em ppm) obtidos para as amostras do Igarapé Bahia.

Tipo	1		2	3	4	5		
	A	B						
Razões								
ETR (ppm)	47.47	41.32	90.32	56.30	45.49	71.76	64.95	42.84
(La/Lu) n	2.65	3.32	7.26	3.50	2.32	3.65	3.90	3.30
(La/Yb) n	2.70	3.41	7.11	3.80	2.27	4.41	4.07	3.62
(La/Sm) n	1.90	1.46	3.40	2.69	1.73	3.22	2.10	2.08
Eu/Sm	0.26	0.28	0.34	0.18	0.32	1.80	0.22	0.25
Sm/Nd	0.32	0.33	0.27	0.26	0.36	0.27	0.31	0.31
Ce/Yb	8.75	12.58	19.63	12.46	7.16	12.90	13.32	10.76
Eu/Eu*	0.78	0.81	1.06	0.56	0.89	5.41	0.66	0.78

TABELA 5.5 - Razões entre elementos Terras-Raras obtidas para as amostras do Igarapé Bahia separadas nos diversos tipos pré-estabelecidos.

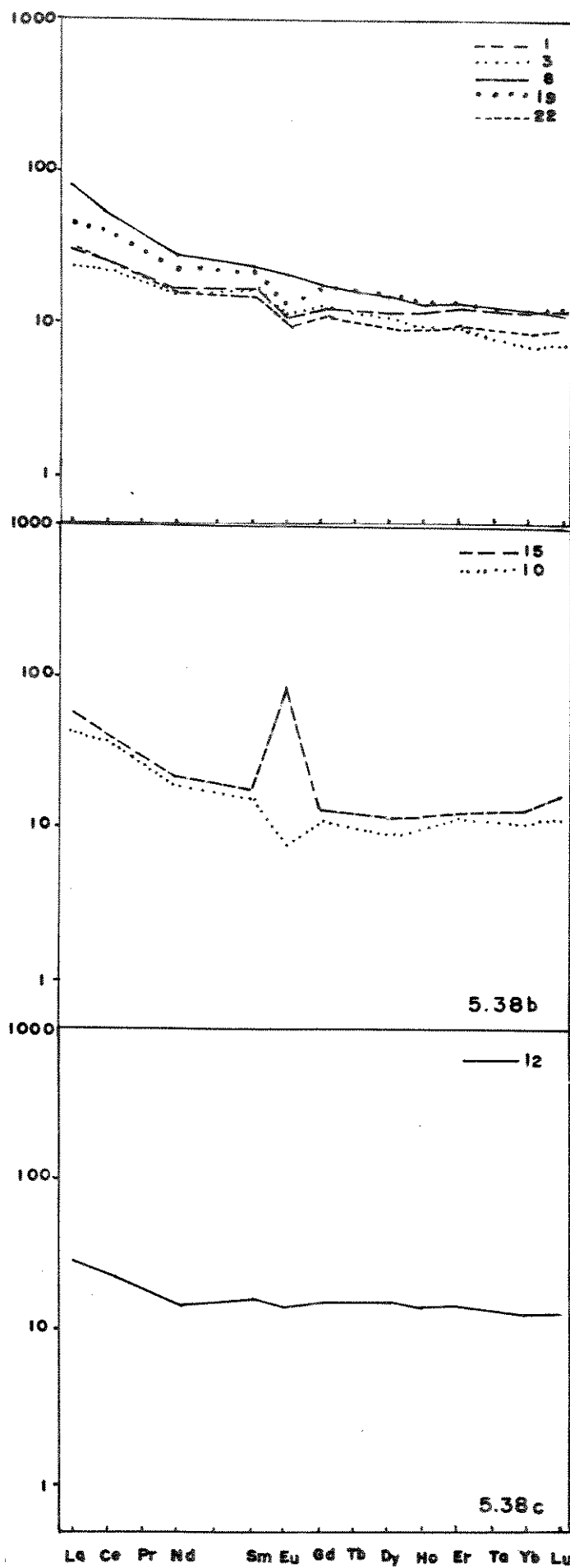


FIG.5.2 2

PADRÕES DE ELEMENTOS TERRAS- RARAS NORMALIZADOS
 SEGUNDO OS VALORES FORNECIDO POR EVENSEN et al (1978)
 APRESENTADOS PELAS ROCHAS DO IGARAPÉ BAHIA (AMOSTRAS
 1, 3 e 6 (TIPO 1) ; 19 e 22 (TIPO 5); 10 (TIPO 2); 12 (TIPO 3) e 15
 (TIPO 4))

enquanto o tipo TH-2 com Basaltos Cálcio-Alcalinos.

As amostras nº 1 e 3 são similares ao tipo TH-1 apresentando-se pouco mais ricas em La, Ce e Nd, enquanto que a amostra nº 8 (mais alterada) assemelha-se ao tipo TH-2 (Tabela 5.6). Os padrões apresentados pelas amostras nº 1 e 3 assemelham-se aos padrões de ETR de arcos modernos, porém com certo enriquecimento em La, Ce e Nd, e diferindo deste ambiente nos valores obtidos para Ba, Sr, K, Cr, Ni, Co e Zn (Tabela 5.6).

Para HENDERSON (1984) pequenas razões $(La/Yb)_n$ indicam que os ETR tiveram mobilidade bem limitada durante a alteração. Comparando-se as amostras nº 1 e 3 com a 8 constata-se que com o aumento da alteração ocorreu aumento na razão $(La/Yb)_n$ (Tabela 5.5).

Os valores obtidos para as amostras nº 1, 3 e 8 enquadram-se nos intervalos apresentados por HENDERSON (1984) para Tholeiítos Continentais (Σ ETR: 15,2 a 322 ppm; $(La/Lu)_n$: 0,5 a 7,6; Eu/Sm: 0,16 a 0,55) e para Tholeiítos de Arcos Insulares e de *Back-arc basin* (Σ ETR: 10 a 262 ppm; $(La/Lu)_n$: 0,4 a 7,3; Eu/Sm: 0,22 a 0,54) - Tabela 5.5 e Fig. 5.23.

Comparando-se o padrão da amostra nº 15 (encaixante dos níveis ricos em magnetita com sulfeto maciço associado) com os padrões das amostras nº 1 e 3 (tipo 1A), constata-se:

- Enriquecimento em ETRL;
- Presença de forte anomalia positiva de Eu;
- Aumento no fracionamento de ETR;
- Aumento no teor total de ETR;
- Diminuição na razão Sm/Nd.

O padrão apresentado pela amostra nº 15, apesar de enriquecido em ETR, assemelha-se aos padrões de ETR de formações ferríferas arqueanas, as quais exibem anomalia positiva de Eu. O enriquecimento de Eu em sedimentos químicos arqueanos, indica que uma proporção considerável de Eu estava presente como Eu^{2+} fortalecendo a sugestão de que a atmosfera foi se tornando mais oxidante com o passar do tempo geológico, com quantidades apreciáveis de oxigênio livre aparecendo na atmosfera inicialmente, durante o Proterozóico Inferior (FRYER, 1977). Outra interpretação para as anomalias de Eu em sedimentos químicos, leva em conta a possibilidade de que o enriquecimento de Eu da água do mar no Arqueano deveu-se a uma importante contribuição de fluidos hidrotermais, fortemente redutores, provenientes de sistemas vulcanogênicos no fundo oceânico (FRYER, 1983).

Segundo GRAF (1977) a magnitude da anomalia de Eu e da porcentagem de enriquecimento em ETRP cresce com o aumento do conteúdo de óxido e sulfeto presentes,

Elementos	Tipo 1			Tipo 5		TH1	TH2	MORB	ARC.
	Am. n°1	Am. n°3	Am. n°8	Am. n°19	Am. n°22				
La	7.91	6.01	20.42	11.50	7.86	3.60	13.00		3.90
Ce	17.27	14.97	38.05	25.42	15.76	9.20	30.00		7.00
Nd	8.28	7.83	14.05	11.19	7.66	6.60	17.00		6.00
Sm	2.62	2.59	3.79	3.45	2.38	2.00	4.00		2.20
Eu	0.68	0.71	1.30	0.77	0.60	0.73	1.30		0.90
Gd	2.64	2.79	3.65	3.63	2.28	2.60	3.80		2.50
Dy	2.97	2.88	3.79	3.79	2.37	3.10	4.20		2.70
Er	2.15	1.58	2.26	2.22	1.69	2.00	2.30		1.80
Yb	1.97	1.19	1.94	1.91	1.47	1.90	2.20		2.00
Lu	0.31	0.19	0.29	0.30	0.25	0.31	0.38		0.30
TiO ₂	0.82	1.30	1.10	0.95	0.74	0.94	1.49	1.50	1.00
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.06	0.04	0.10	0.17	0.20	0.20
Zr	57	64	79	77	38	53	135	100	60
Y	17	20	13	20	14	20	30	30	20
Ba	250	700	68	57	44	80	90	11	60
Sr	89	86	47	71	104	100	190	135	225
K ₂ O	1.48	1.65	0.32	0.69	0.54	0.22	0.69	0.14	0.30
Cr	244	286	235	234	191	490	250	300	50
Ni	130	165	120	110	120	140	125	100	25
V	250	280	360	270	250	260	365	300	270
Co	105	103	115	100	108	52	55	32	20
Cu	100	75	405	1075	135	110	100	70	80
Zn	480	298	215	185	192	80	120	75	80
Ni/Co	124	1.60	1.04	1.10	1.11	2.7	2.3	3.0	1.3
Ti/Zr	86.32	121.87	83.54	74.03	116.84	106	66	90	8.3
Zr/Y	3.35	3.20	6.08	3.85	2.71	2.7	4.5	3.3	3.0
Ti/V	19.68	27.86	18.33	21.11	17.70	18	30	2.2	2.4
(La/Sm) _n	1.87	1.46	3.39	2.1	2.8	0.97	0.49	0.99	1.8
Eu/Eu*	0.78	0.81	1.06	0.66	0.78	1.20	0.92	0.96	1.0
(Yd/Gd) _n	0.92	0.53	0.66	0.65	0.80	1.00	0.60	0.91	0.73

TABELA 5.6 - Teores de elementos menores (em % peso), traços e Terras-Raras (em ppm) obtidos para os metabasaltos e metadiabásios (Tipo 1) e Básicas Intrusivas (Tipo 5) do Igarapé Bahia em comparação com valores fornecidos por CONDIE (1981) para Tholeiitos Arqueanos tipo 1 e 2 (TH1, TH2), MORB e Basaltos de Arcos Insulares (ARC).

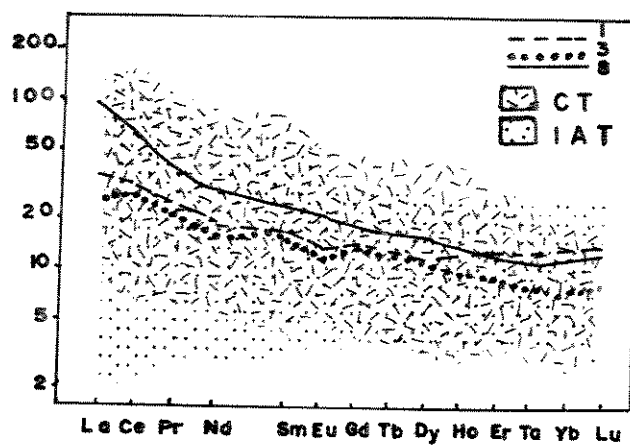


FIG. 5.23

PADRÕES DE ETR DOS METABASALTOS E METADIABÁSIOS (TIPO I) DO IGARAPÉ BAHIA UTILIZANDO OS CAMPOS SUGERIDOS POR HENDERSON (1984) PARA CT: THOLEIÍTOS CONTINENTAIS E IAT: THOLEIÍTOS DE ARCO DE ILHA.

coerentemente ao exibido pela amostra nº 15 (rica em óxidos e sulfetos). Os valores para a razão Eu/Sm em condritos é de 0,33 e qualquer valor maior é considerado anômalo. Para a amostra nº 15 é de 1,80.

A amostra nº 12, dentre as amostras em discussão, é a que apresenta:

- Menor fracionamento de ETR;
- Suave anomalia negativa de Eu.

CONDIE (1981) divide os andesitos arqueanos em três tipos: I, II e III, que diferem dos modernos, em termos de baixos teores de Al_2O_3 , altos teores de FeO, MgO, Y e razões FeO/Fe₂O₃ e Ni/Co. Os elementos traços Ni, Cr, Co e Zn são mais enriquecidos nos andesitos arqueanos, porém os padrões de ETR são similares.

A amostra nº 12 é similar aos dacitos, apenas em relação aos teores de SiO₂, MgO e Na₂O (Tabela 5.7). Quanto ao seu padrão de ETR, assemelha-se aos Andesitos tipo I, principalmente, e parcialmente ao tipo II (Fig. 5.24) de CONDIE (1981), que são similares a Andesitos de Arcos Insulares, embora esta amostra se apresente mais enriquecida em ETR e com anomalia negativa de Eu.

Os ETR podem ser remobilizados por fluidos ricos em CO₂, Cl e F, em condições hidrotermais, principalmente, por complexos carbonáticos (KERRICH & FRYER, 1979).

Tholeiítos da Índia tiveram as concentrações de seus ETRL aumentadas devido a processos de espilitização (HELLMAN & HENDERSON, 1977).

Segundo CONDIE *et al.* (1977) o processo de carbonatação-cloritização afetam os padrões de ETR, enriquecendo-os em ETRL, fato constatado nas amostras do Igarapé Bahia submetidas aos mesmos processos.

Processos de alteração podem mudar o padrão de ETR de um espectro empobrecido típico de Basaltos tipo N-MORB, para um espectro enriquecido similar ao de Basaltos de Ilhas Oceânicas (OIB).

Segundo LONGSTAFFE (1982) o conteúdo e padrão de ETR das rochas vulcânicas máficas podem ser alterados durante intemperismo de fundo oceânico e metamorfismo de carga (soterramento). As mudanças principais são a variação nos ETRL e as anomalias de Eu (SUN & NESBITT, 1978; HELLMAN *et al.* 1979; LUDDEN & THOMPSON, 1979).

HELLMAN & HENDERSON (1977) analisaram derrames tholeiíticos alterados, sendo que a espilitização pode, em algumas circunstâncias, ter alterado as concentrações e os padrões de ETR. Consequentemente, os resultados para esse caso específico de

Elemento	Amostra n° 12	n° 13	ANDESITOS			Dacitos Riodacitos
			Tipo I	Tipo II	Tipo III	
SiO ₂	67.00	50.53	56.70	58.90	55.10	67.10
TiO ₂	1.78	0.34	0.92	0.65	0.95	0.28
Al ₂ O ₃	13.04	14.37	14.0	15.50	15.90	16.50
Fe ₂ O ₃	0.27	0.70	2.30	1.50	1.99	0.94
FeO	5.81	12.92	7.00	4.50	5.86	1.02
MnO	0.12	0.13	-	-	-	0.04
MgO	1.44	6.16	5.4	4.5	4.3	1.60
CaO	1.87	4.85	6.6	5.1	5.9	3.90
Na ₂ O	5.64	2.39	3.4	4.0	3.9	5.23
K ₂ O	0.11	1.98	0.67	1.9	1.1	1.72
P ₂ O ₅	0.41	0.08	-	-	-	0.10
Na ₂ O/K ₂ O	51.27	1.21	-	-	-	-
Cr	513	50	125	88	105	70
Ni	10	175	70	60	55	15
V	180	230	60	36	64	35
Co	63	100	25	23	29	20
Cu	13	10	60	36	64	32
Zn	85	160	97	81	77	70
Zr	264	84	150	190	104	160
Y	21	22	25	35	40	12
Ba	< 10	750	230	547	361	650
Rb	11	129	22	75	30	-
Sr	28	93	278	580	210	500
La	7.06	-	13	34	12	14
Ce	15.04	-	31	70	30	30
Nd	7.17	-	17	35	22	14
Sm	2.57	-	3.6	6.7	7.3	2.4
Eu	0.82	-	1.1	1.9	2.0	0.67
Gd	3.13	-	3.6	6.2	8.5	1.7
Dy	3.98	-	3.8	5.8	11.0	0.85
Er	2.46	-	2.0	3.0	6.4	0.38
Yb	2.10	-	1.8	2.4	6.1	0.32
Lu	0.32	-	0.3	0.3	1.1	0.05
Ni/Co	0.16	1.75	2.8	2.6	1.9	0.75
Ti/Zr	40.45	24.29	-	-	-	11
Ti/V	59.33	8.87	-	-	-	34
(La/Sm) _n	1.73	-	2.0	2.8	0.9	3.2
Eu/Eu*	0.89	-	0.96	0.92	0.78	1.0
(Yb/Gd) _n	0.67	-	0.62	0.48	0.89	0.23

TABELA 5.7 - Teores de elementos maiores, menores (em % peso), traços e Terras-Raras (em ppm) obtidos para as amostras do Tipo 3 do Igarapé Bahia em comparação com os valores fornecidos por CONDIE (1981) para andesitos arqueanos (tipos I, II e III) e para Dacitos Riodacitos.

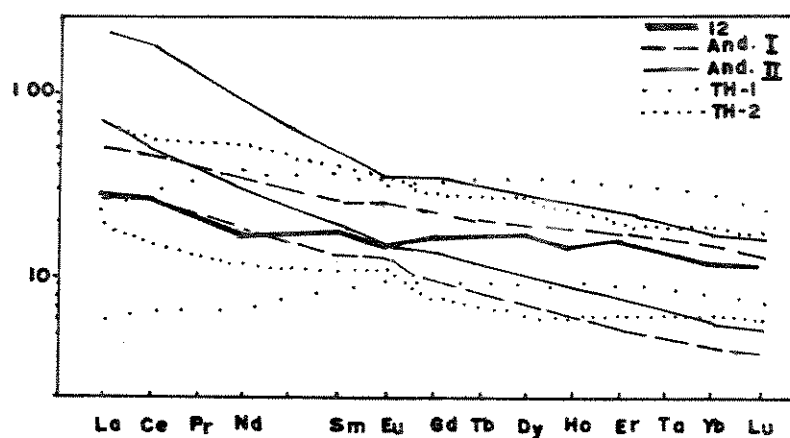


FIG. 5.24

PADRÃO DE ETR APRESENTADO PELA AMOSTRA Nº 12 (TIPO3) DO IGARAPÉ BAHIA, UTILIZANDO OS CAMPOS SURGERIDOS POR CONDIE (1981) PARA ANDESITOS TIPO I e II E THOLEIÍITOS TIPOS 1 e 2.

enriquecimento em ETRL indica que é imprudente interpretar basaltos alterados como possuindo afinidades alcalinas, com base nos conteúdos de ETR.

Resumindo, é difícil estimar a importância relativa de ambientes tectônicos no Pré-Cambriano. Estes terrenos foram submetidos a deformações e alterações várias, mascarando assim seu caráter geoquímico primário, associando-se também o fato de que a maioria dos diagramas utilizados para classificação geoquímica foram elaborados para rochas mesozóicas ou mais jovens ainda.

Derrames de Basaltos Continentais (CFB) são enriquecidos em K, Rb, Ba e ETRL relativamente a Nb, Sr e P. Algumas diferenças entre CFB e OB (Basaltos Oceânicos) podem ser explicadas por CFB terem assimilado material crustal, ou por terem derivação de fonte litosférica sub-continental enriquecida em elementos incompatíveis (HAWKESWORTH & NORRY, 1983).

As rochas analisadas do Igarapé Bahia apresentam natureza subalcalina, variando de basaltos até dacitos. Os metabasaltos e metadiabásios apresentam enriquecimento em Rb, Ba, K e ETRL, provavelmente devido ao processo de alteração hidrotermal ou à contaminação crustal destes basaltos. Correspondem, provavelmente, a tholeiítos associados a ambientes de *rifts* continentais.

O processo de alteração hidrotermal provocou ganhos relativos de P.F., CO₂, Na₂O, FeO* e Cu nos metabasaltos e metadiabásios, e os elementos Si, Ca, Na, Mg e Fe foram mobilizados durante este processo de alteração.

Ao se comparar os metabasaltos do Igarapé Bahia com os do Grupo Grão-Pará constata-se que estes últimos encontram-se mais enriquecidos em K, Ba, Rb, Sr, Y, Zr e ETR (do La ao Sm) que os do Igarapé Bahia que apresentam teores maiores para TiO₂. Essas diferenças podem ser creditadas a diferenças na composição dos fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal atuante nas duas unidades, ou a diferentes graus de intensidade desta alteração. Ambas as sequências apresentam magmatismo bimodal. Os padrões de ETR apresentados para os metabasaltos do Igarapé Bahia assemelham-se muito aos padrões apresentados por DARDENNE *et al.* (1988) e MEIRELLES & DARDENNE (1991) para os metabasaltos do Grupo Grão-Pará.

CAPÍTULO 6

MINERALIZAÇÕES

INTRODUÇÃO

Os trabalhos desenvolvidos até a metade da década de oitenta dão ênfase à natureza essencialmente sedimentar das rochas encaixantes da mineralização do Igarapé Bahia, as quais seriam constituídas por meta-arenitos, metassiltitos, metagrauvacas, formações ferríferas, além de metavulcânicas básicas, litologias estas correlacionadas, na época, à Formação Rio Fresco por FONSECA *et al.* (1984). Desta forma, o Igarapé Bahia vinha sendo considerado como um alvo importante para mineralização de cobre de origem sedimentar.

FERREIRA FILHO (1985), em trabalho de cunho geral sobre as litologias do Igarapé Bahia, estuda as mineralizações de cobre aí existentes, tratando-as como ocorrências e descarta a correlação com a Formação Rio Fresco.

A mineralização sulfetada do Igarapé Bahia, como considerada por geólogos da DOCEGEO, pode ser agrupada em dois conjuntos:

- Mineralização Cuprífera: hospedada preferencialmente por ritmitos e rochas piroclásticas; é constituída basicamente de calcopirita, com bornita bastante subordinada, e pirita eventualmente. Estes sulfetos podem ocorrer sob forma disseminada, em nódulos milimétricos e em fraturas. Os teores de cobre geralmente são inferiores a 1 %, constituindo mineralização de baixo teor;
- Mineralização Polimetálica: hospedada por brechas sedimentares, litologia onde ocorrem os trechos mineralizados mais espessos e com teores mais elevados, sendo que os sulfetos presentes, calcopirita e pirita, muito subordinada, ocorrem disseminados e em fraturas; e por formações ferríferas, que apesar de constituírem níveis pouco espessos (inferiores a 3,0 m), apresentam mineralização significativa, onde os sulfetos (calcopirita e molibdenita) se encontram disseminados.

As rochas vulcânicas também podem apresentar mineralização sulfetada, restrita a preenchimento de vênulas milimétricas a centimétricas, constituídas por quartzo, carbonato

e sulfeto, eventualmente apresentando ouro associado, em valores de até 14 ppm.

Segundo RIBEIRO (1990), na área do Igarapé Bahia, não foram geradas ocorrências cupríferas de dimensões e valores comparáveis às jazidas dos Igarapés Salobo e Pojuca, que lhe são próximas, ficando seu aproveitamento por conta do ouro concentrado no manto de enriquecimento supergênico.

A mineralização aurífera supergênica do Igarapé Bahia, encontra-se contida em perfil de intemperismo maduro e bastante profundo, sendo considerada como proveniente de litologias originalmente portadoras de ouro (brechas sedimentares, formações ferríferas e rochas vulcânicas hidrotermalmente alteradas).

Neste trabalho, tratar-se-ão apenas as mineralizações sulfetadas.

MODELOS DE DEPÓSITOS JÁ PROPOSTOS

FERREIRA FILHO (1985) considera que as características apresentadas pelas mineralizações sulfetadas do Igarapé Bahia são compatíveis com as observadas em mineralizações do tipo *stringer ore* formadas nas proximidades de corpos de sulfetos maciços, em zonas submetidas a uma alteração hidrotermal intensa, de acordo com o modelo clássico dos depósitos vulcano-exalativos (SANGSTER, 1972; HUTCHINSON, 1973; FRANKLIN *et al.*, 1981).

Ressalta ainda, que os níveis mais mineralizados estão condicionados às zonas de maior alteração, independentemente do tipo litológico hospedeiro. Observa que o controle da mineralização está em grande parte relacionado com a intensidade dos processos de alteração hidrotermal, com exceção dos níveis de formação ferrífera, onde o controle é litológico, sendo que apenas nesses níveis é observada uma forte correlação entre valores anômalos de Cu e de Fe, Ag, Au e mais fracamente Co e Pb.

Para RIBEIRO (1990), o estilo de mineralização da área Bahia não se enquadra em nenhum modelo clássico de deposição de sulfetos, comumente encontrados em sequências vulcano-sedimentares antigas, propondo assim, um modelo relativamente simples, em que fluidos hidrotermais, percolando zonas densamente fraturadas, provocaram intensa alteração e venulação nas rochas com as quais interagiram. Esse evento hidrotermal precipitou os sulfetos de Cu-Fe como disseminações nas rochas alteradas, em lentes ou leitos finos de caráter estratiforme nas formações ferríferas e nos metarritmitos, e em veios, estes últimos

sendo a forma dominante e mais característica de ocorrência da mineralização. Admitiu, ainda, que o fraturamento que deu origem aos veios está relacionado à colocação de corpos graníticos, estes, possivelmente, ligados aos granitos pós-orogênicos tipo Serra dos Carajás, com idades em torno de 1.800 Ma. Como exemplo, cita a ocorrência de um desses corpos, na estrada Pojuca-Bahia, a uma distância não muito grande da área Bahia. Segundo esta autora, as soluções formadoras dos veios são ricas em cloretos de Na e Ca e apresentam temperaturas inferiores a 200°C.

MÉTODOS

Dos oito furos de sondagem descritos, foram confeccionadas vinte e cinco seções polidas e delgadas, as quais tiveram seus constituintes minerais descritos, após análise petrográfica à luz refletida e luz transmitida, com descrição das fases e texturas.

As análises semi-quantitativas de cobre existentes e utilizadas no estudo da distribuição deste metal na sequência vulcano-sedimentar, foram obtidas pela DOCEGEO através de Absorção Atômica. Essas análises foram realizadas ao longo de todos os furos de sondagem existentes, com amostragem feita de metro em metro. O mesmo procedimento foi utilizado para análise de Pb, Zn, Co, Cr, Mo, Fe, Mn, Ag e Au. Todos estes elementos tiveram mesmo procedimento analítico do cobre, à exceção do ouro.

Exceto os Furos 173, 282 e 244, os quais apresentam teores apenas para ouro, os demais furos (Furos BA 17, 12, 11, 16 e 18) apresentam teores para Cu, Ag, Au, Co e Mo.

De posse desses dados, pôde-se efetuar um estudo comparativo entre esses elementos, verificando-se uma possível correlação ou não entre eles, as formas de ocorrência dos mesmos, bem como a variação de teores e comportamentos apresentados nas diferentes litologias presentes na sequência vulcano-sedimentar, ao longo dos furos de sondagem descritos neste trabalho.

MODOS DE OCORRÊNCIA DAS MINERALIZAÇÕES SULFETADAS

Mineralização Estratiforme: Os sulfetos, calcopirita e pirita, ocorrem como disseminações, constituindo finas lâminas paralelas ao acamamento, ou ainda, formando

nódulos milimétricos a centimétricos também concordantes com o acamamento nos metarritmitos, que constituem-se no melhor exemplo deste tipo de mineralização, onde lâminas milimétricas de sulfetos ocorrem intercaladas paralelamente à laminação principal da rocha, apresentando teores de até 3,7% de Cu (Foto 6.1). As disseminações são mais frequentes em níveis tufáceos (Foto 6.2), ou também nos níveis de granulação mais grossa dos metarritmitos. Os níveis de formação ferrífera bandada também apresentam sulfetos disseminados ou constituindo finas lâminas paralelas ao bandamento.

Mineralização em Veios e Vênulas: Este tipo de mineralização ocorre em todas as litologias da sequência vulcano-sedimentar e está condicionada à presença e ao grau da alteração hidrotermal. É o tipo principal de mineralização presente nas rochas metavulcânicas básicas do Igarapé Bahia (Fotos 6.3), sendo abundante em zonas próximas ao contato com níveis de brecha. Preenchendo estes veios/vênulas ocorrem carbonato + clorita, quartzo + clorita, carbonato + quartzo, carbonato + quartzo + clorita normalmente com sulfetos (calcopirita >> pirita) associados. Ainda podem estar presentes, epidoto, feldspato, plagioclásio, biotita e titanita, em porcentagens subordinadas. Quando esses veios/vênulas são espessos, mostram-se zonados, na seguinte sequência das bordas para o centro: biotita, clorita, quartzo e carbonato, exibindo cristais bem formados (Foto 4.7). Em outros locais os veios/vênulas apresentam textura em pente, característica de baixas temperaturas.

Mineralização em Brechas e Fraturas: Este tipo de mineralização costuma apresentar os melhores teores para cobre e ouro. Ocorrem brechas sedimentares, hidráulicas e tectônicas (em zonas submetidas a cisalhamento). Os níveis mais espessos de brechas encontram-se nos Furos BA 11 e 16 (Fig.3.2), no contato entre as rochas metavulcânicas básicas e o pacote metassedimentar sobrejacente, onde foram observados os melhores teores para cobre e ouro, dentre os Furos BA 11, 12, 16, 17 e 18. Aqui também, o sulfeto mais abundante é a calcopirita, com pirita subordinada, e rara bornita. A calcopirita e pirita ocorrem como disseminações na matriz ou nos fragmentos constituintes da brecha, e às vezes, em concentrações elípticas milimétricas na matriz. Os fragmentos de brecha normalmente são de *chert*, formação ferrífera, e menos frequentemente de metassedimentos e metavulcânicas, estando envoltos por matriz fina clorítica (Foto 6.4). As fraturas podem estar preenchidas por quartzo, carbonato, epidoto, feldspato, plagioclásio e sulfetos (Foto 6.5).



Foto 6.1: Níveis de sulfeto paralelos à laminação nos metarritmitos (BA 11-198,80 e 213,90: 3 e 4) e nódulo de sulfeto também paralelo à laminação (BA 11-300,85: 6).



Foto 6.2: Sulfetos disseminados em metassedimento de granulção grossa (BA 12 - 379, 90).

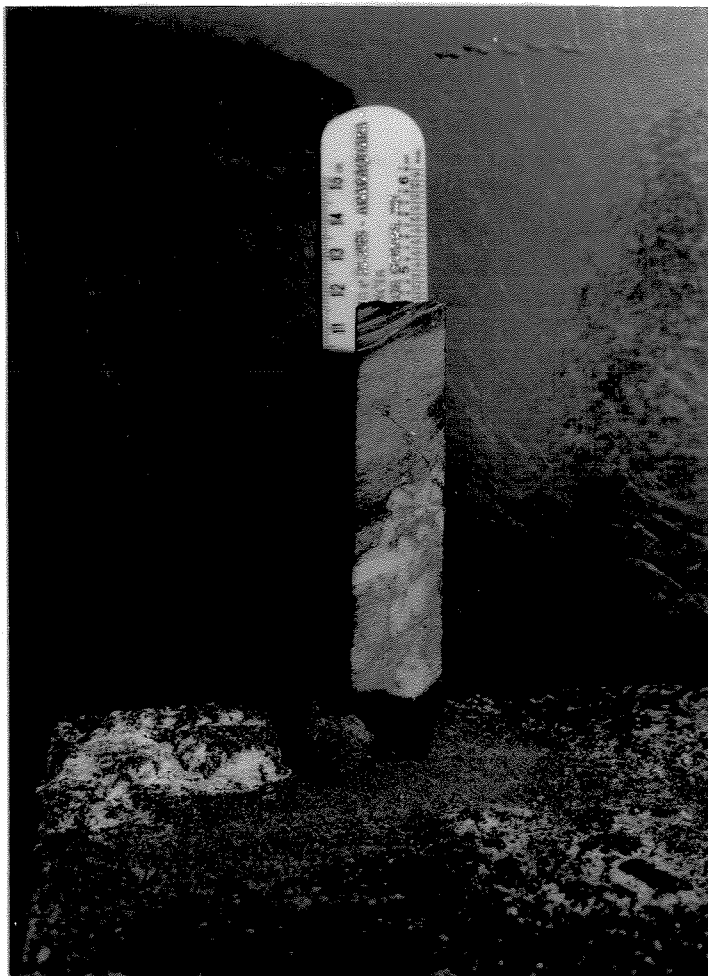


Foto 6.3: Metabasalto venulado com sulfeto associado (BA 12-337, 70).

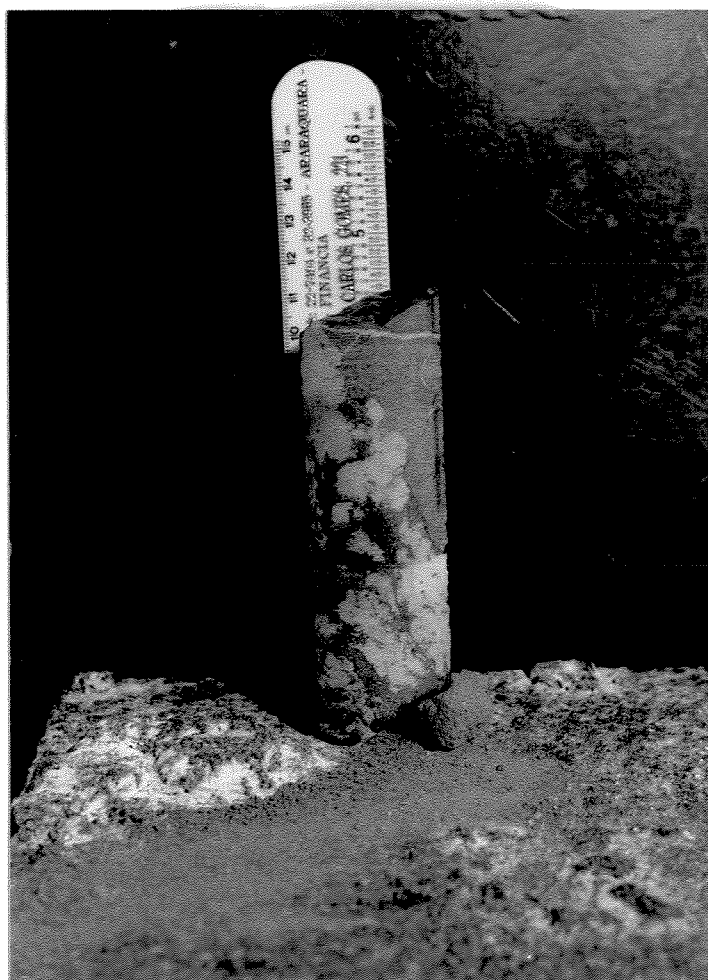


Foto 6.4: Metabasalto brechado, com sulfeto associado a quartzo em matriz clorítica (BA 12-337, 70).

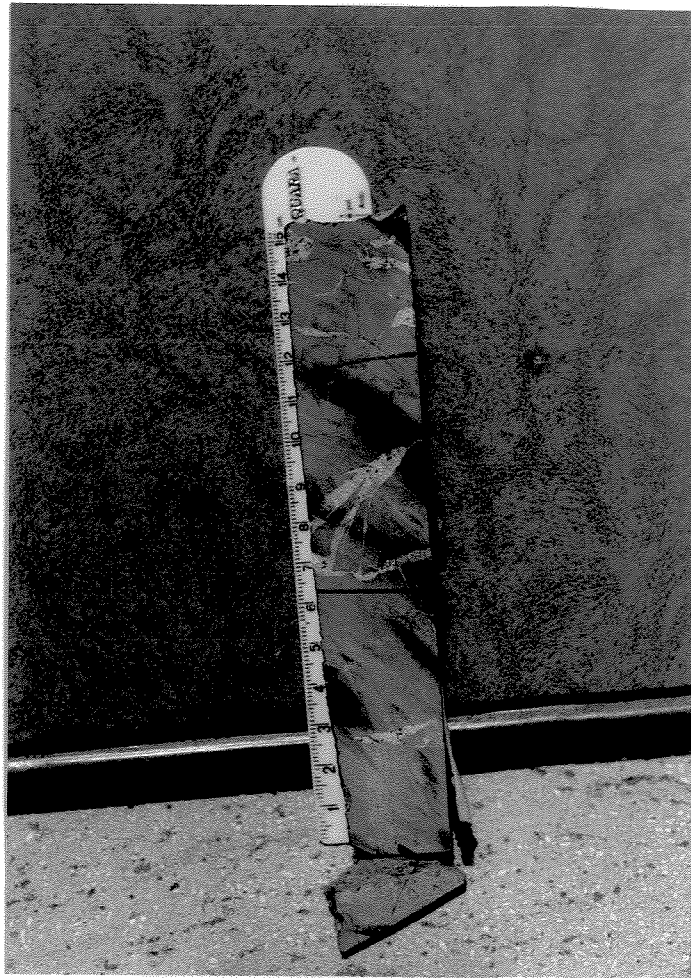


Foto 6.5: Sulfeto associado à fratura (BA 282-163,50).

Sulfeto Maciço: Da porção central para a porção norte do corpo mineralizado, ocorrem lentes de sulfeto maciço, associadas a níveis ferríferos não bandados, ricos em magnetita (Foto 3.9). A mineralização sulfetada é constituída por calcopirita intersticial, digenita e covelita (como alteração parcial da digenita). As rochas encaixantes compõem-se de anfibólio verde, plagioclásio alterado, opacos e, subordinadamente clorita, sericita e alguma turmalina, podendo esta rocha apresentar-se brechada. Ocorrem ainda, vênulas constituídas de calcocita, bornita, partes alteradas à covelita (Fotos 6.6), óxido-hidróxido de ferro, fluorita, e muito localmente minúsculas pintas de ouro (Foto 6.7) associado a bornita e covelita (BA 173-166,38). Muitas vezes ocorrem ilhas de magnetita-calcopirita (Foto 6.8) com nítido zoneamento: calcopirita + inclusões nas partes centrais e magnetita nas partes externas, em contato com os silicatos (BA 282-174,95), com pouca bornita associada. Localmente, observam-se fragmentos da rocha encaixante envoltos por material ferrífero (Foto 6.9), ou mesmo cortados por vênulas deste mesmo material.

Mineralização Oxidada: Presente nos níveis superiores (acima da rocha fresca), composta por cobre nativo, goethita, cuprita, malaquita e quartzo. Frequentemente forma uma massa silicosa e ferruginosa com magnetita granular disseminada.

DESCRIÇÃO DOS MINERAIS OPACOS

CALCOPIRITA: forma, muitas vezes, juntamente com a magnetita, ilhas (Foto 6.8) com um nítido zoneamento: calcopirita nas partes centrais e magnetita nas externas em contato com os silicatos (BA 282 - 174,95). É o principal mineral dos níveis de sulfeto maciço (Foto 6.10).

Quando ocorre em veios de minério maciço, apresenta-se finamente granulada, às vezes intercrescida com pirita (BA 282 - 170,80). Pode ocorrer também, preenchendo fraturas ou planos de clivagem de cristais euedrais fragmentados de pirita (BA 17 - 339,05 - Foto 6.11), ou mesmo formando manchas ou agregados. Pode ocorrer ainda, disseminada nas rochas, principalmente nas rochas piroclásticas. Nas metavulcânicas básicas pode estar preenchendo vênulas e/ou veios (Fotos 6.3), e como disseminações nas ou próximo das auréolas de alteração destes, raramente sendo encontrada como disseminação em rochas não alteradas hidrotermalmente. É o principal sulfeto da mineralização cuprífera do Igarapé Bahia.

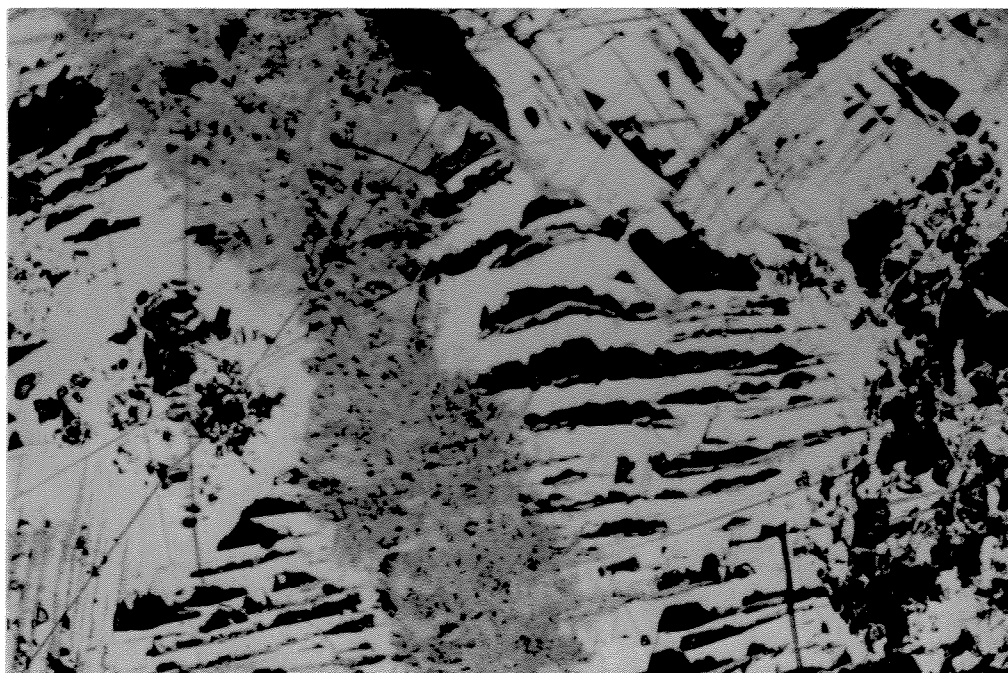


Foto 6.6: Vênula constituída por bornita, calcocita e covelita (BA 173-166,38). Nícleis paralelos; aumento: 100x.

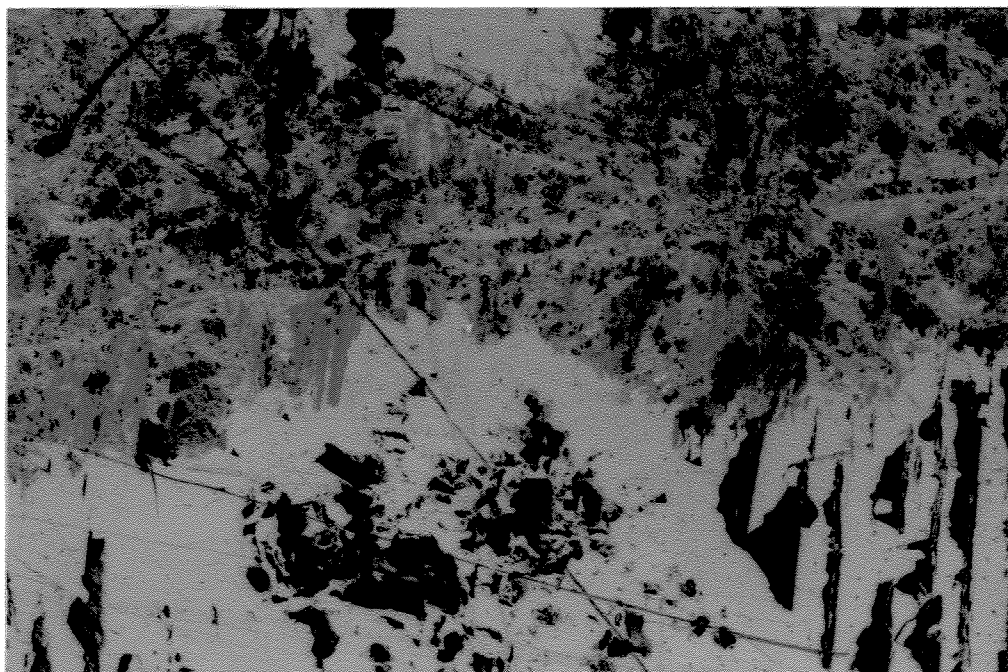


Foto 6.7: Detalhe da foto anterior, apresentando pinta de ouro associada à covelita e calcocita (BA 173-166,38). Nícleis paralelos; aumento: 200x.

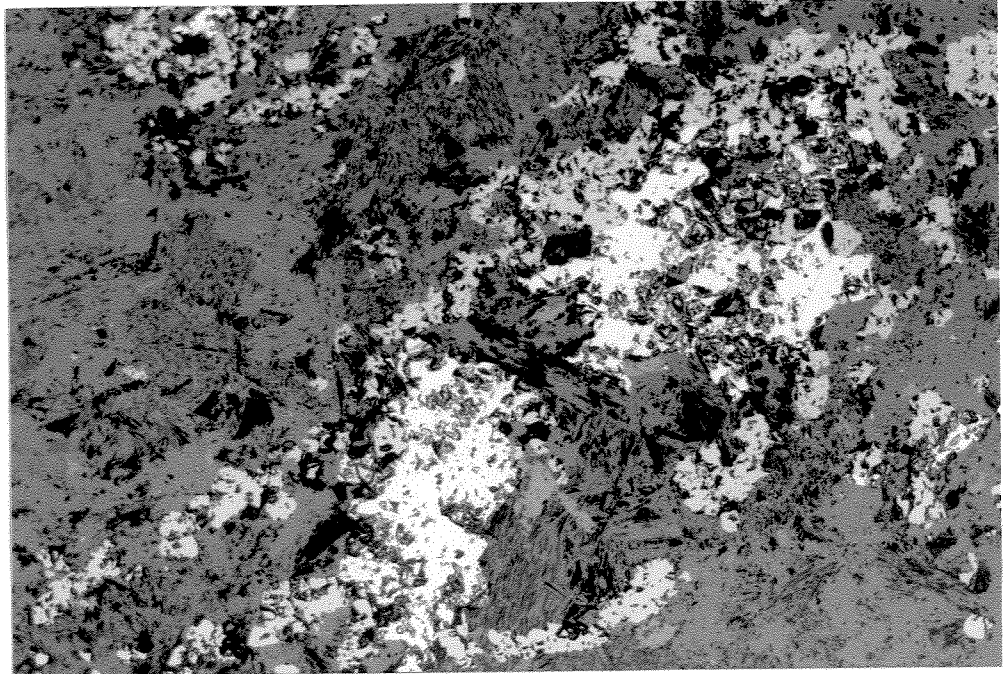


Foto 6.8: Ilhas constituídas por magnetita-calcopirita em lente de sulfeto maciço. (BA 282-174,95). Nicóis para lelos; aumento: 100x.

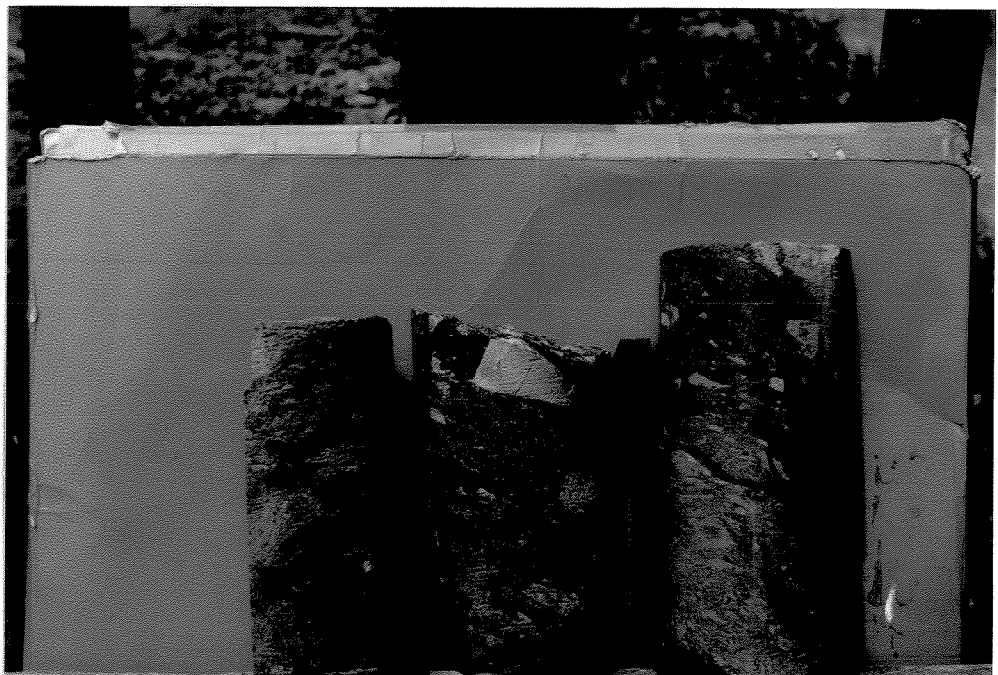


Foto 6.9: Fragmentos de rocha encaixante do sulfeto maciço (intemperizada) envoltos por material ferrífero (Furo BA-173).

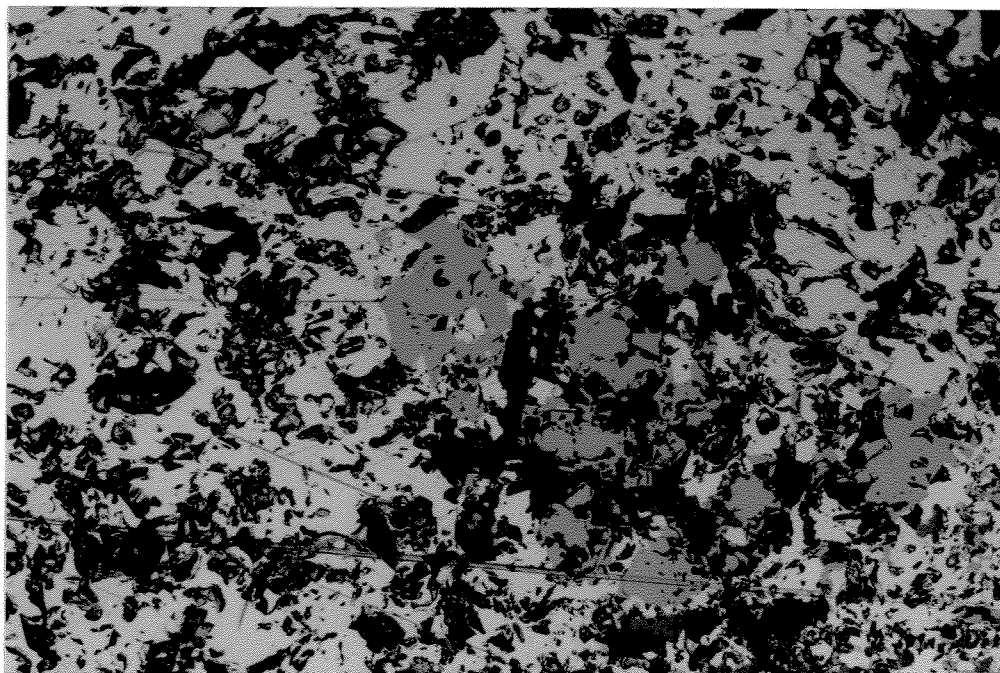


Foto 6.10: Calcopirita associada à magnetita constituindo lente de sulfeto maciço (BA 282-171,75). Nicóis paralelos; aumento: 100x.

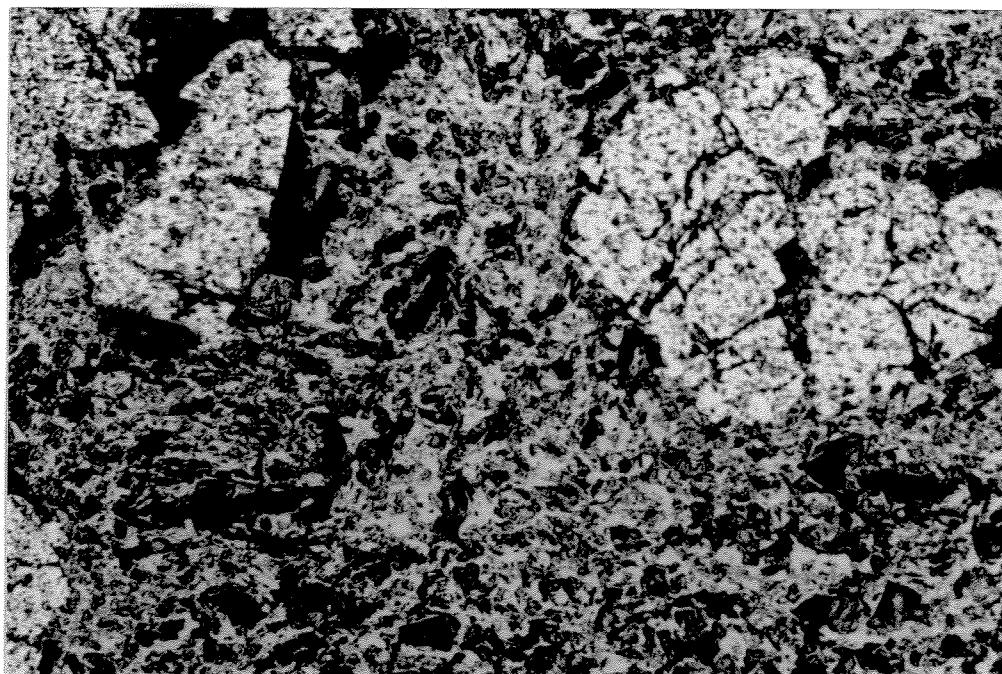


Foto 6.11: Cristal de pirita fraturado e corroído nas bordas, envolto por calcopirita em vênula de metabasalto (BA 17-339,05). Nicóis paralelos; aumento: 100x.

PIRITA: ocorre em cristais euedrais a subedrais, quebrados, fraturados (BA 17 - 339,05; BA 16 - 454,60 - Foto 6.11), isolados ou bordejados por massa de calcopirita. Pode apresentar-se também, como fina disseminação nas rochas encaixantes (BA 11 - 213,90). Presente em menor porcentagem que a calcopirita.

CALCOCITA: associa-se à covelita e bornita em veio (Foto 6.6) próximo aos níveis de sulfeto maciço (BA 173 - 166,38), ocorrendo também como disseminação na rocha (BA 173 - 166,38; BA 282 - 222.95). Pode alterar-se para covelita, como produto de oxidação ligado à cloritização da rocha. De ocorrência localizada.

DIGENITA: intimamente associada à calcocita ou covelita. Presente no minério maciço, associada à calcopirita e covelita (Foto 6.12). Altera-se parcialmente para covelita (BA 244 - 179,60).

COVELITA: frequentemente associada a calcocita e digenita. Ocorre junto à calcopirita e digenita (BA 244 - 179,60), como produto de alteração parcial desta última. Localmente presente em veio (BA 282 - 171,75) ou disseminada (BA 282 - 138,25). Produto de alteração por oxidação da calcocita e digenita, ligado ao processo de cloritização da rocha. Associa-se à bornita e calcocita (BA 173 - 166,38 - Fotos 6.6 e 6.7).

BORNITA: pode exibir lamelas de exsolução de calcopirita ou calcocita. Ocorrência subordinada associada à calcocita e covelita em veio (BA 173 - 166,38 - Foto 6.6 e 6.7).

MAGNETITA: tendência a desenvolver-se idiomorficamente. Normalmente ocorrem exsoluções de ilmenita ou de espinélio em seu interior (BA 244 - 189,60). A variedade titanífera (Titanomagnetita) ocorre geralmente como cristais euedrais nas rochas básicas. Pode encontrar-se substituída parcialmente por hematita (processo de martitização), retendo, ainda, sua forma como ocorre em nível de formação ferrífera brechada (BA 282 - 90,90 - Foto 6.13). Presente como disseminações nas rochas básicas intrusivas e nas metavulcânicas básicas. É o óxido mais abundante, sendo o constituinte principal dos níveis ferríferos com lentes de sulfeto maciço associadas, localizados na porção norte da área em foco. Associa-se à calcopirita no sulfeto maciço (Foto 6.10). Ocorre também, formando ilhas de magnetita-calcopirita nitidamente zonadas (BA 282 - 174,95 - Foto 6.8).

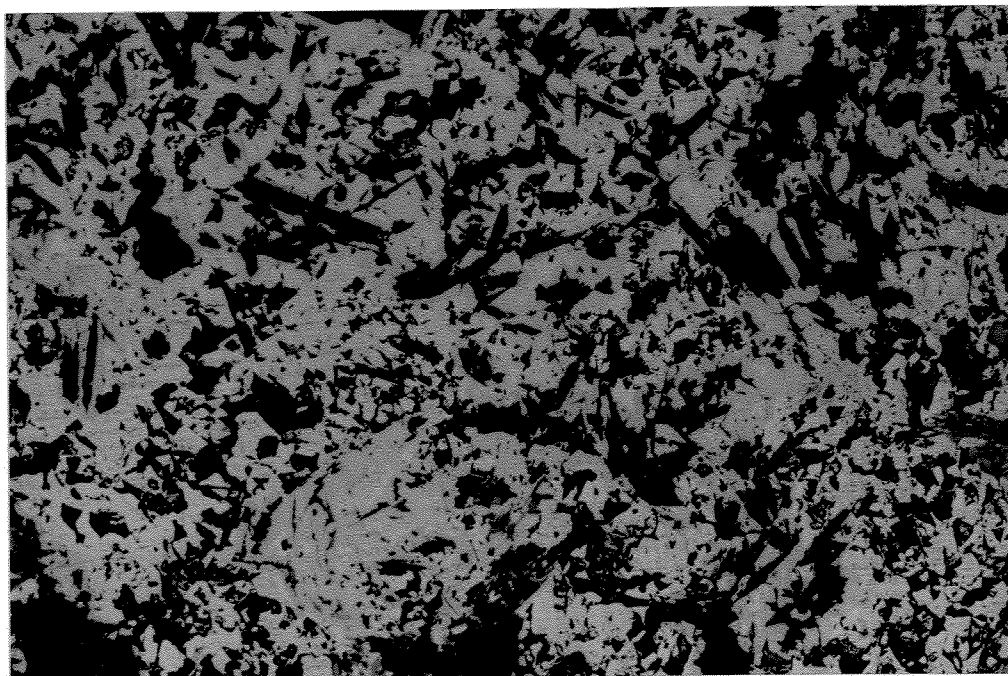


Foto 6.12: Sulfeto maciço constituído por calcopirita e digenita (BA 244-179,60). Nicóis paralelos; aumento: 100x.

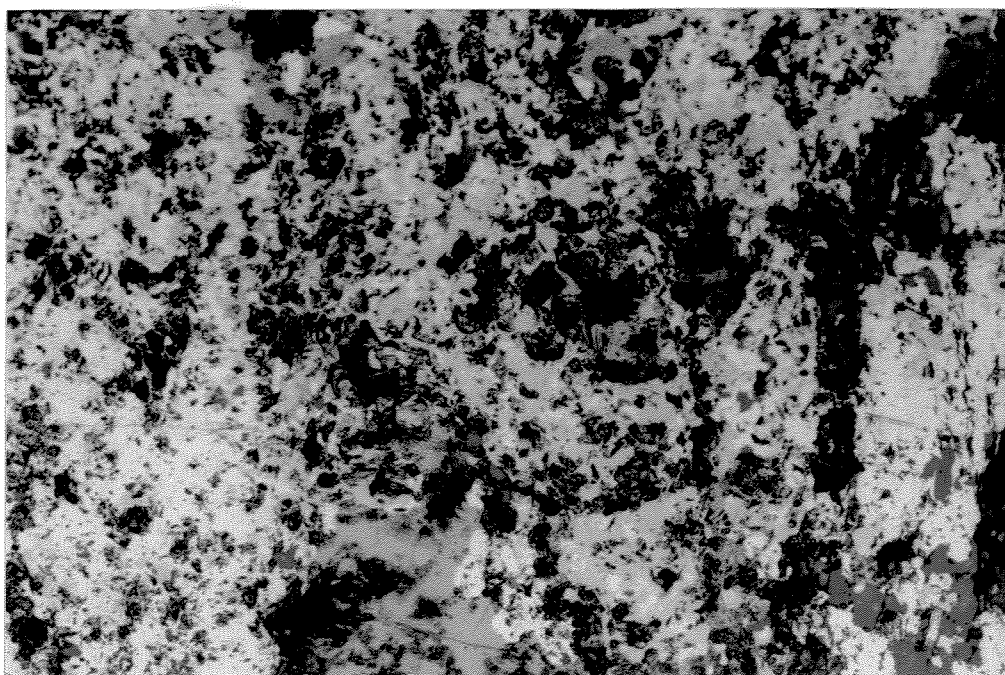


Foto 6.13: Hematita associada à magnetita em banda de Formação Ferrífera Bandada (BA 282-90,90). Nicóis paralelos; aumento: 200x.

HEMATITA: apresenta textura lamelar ou substituindo a magnetita nos seus planos de clivagem, em processo de martitização (BA 282 - 90,90 - Foto 6.13).

ILMENITA: ocorre como típicas lamelas de exsolução na magnetita, podendo constituir fina disseminação na rocha (BA 244 - 189,60). Associada à magnetita, espinélio e hematita.

MOLIBDENITA: Ocorre nos níveis mais superficiais, onde as litologias encontram-se intensamente intemperizadas. Não foi observada em rochas não alteradas intempericamente. Ocorrência mencionada na descrição do Furo 16, em níveis alterados intempericamente, a aproximadamente 53,00 m de profundidade.

CUPRITA: frequentemente associada ao cobre nativo, goethita, e outros minerais característicos de zona de oxidação (BA 282 - 124,60). Presente no minério supergênico.

COBRE NATIVO: pode ocorrer como inclusões na cuprita, ou disseminado em matriz ferruginosa em zona de oxidação (Foto 6.14). Associado à cuprita, limonita/goethita, malaquita e outros minerais característicos de zona de oxidação (BA 282 - 124,60; BA 173 - 167,20, em vênula).

OURO: Minúsculas pintas de ouro foram observadas em BA 173 - 166,38 (Foto 6.7) associadas à bornita, covelita e calcocita.

ANÁLISE DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINÉRIOS

Analisando-se os teores fornecidos nas descrições dos furos de sondagem, constatou-se que:

Cobre: Nos metarritmitos, os sulfetos constituem finas películas paralelas à laminação da rocha, chegando a teores de até 3,7% de Cu. Nas rochas tufáceas, os melhores teores são observados quando há variação granulométrica (da fração areia a fração silte), chegando o

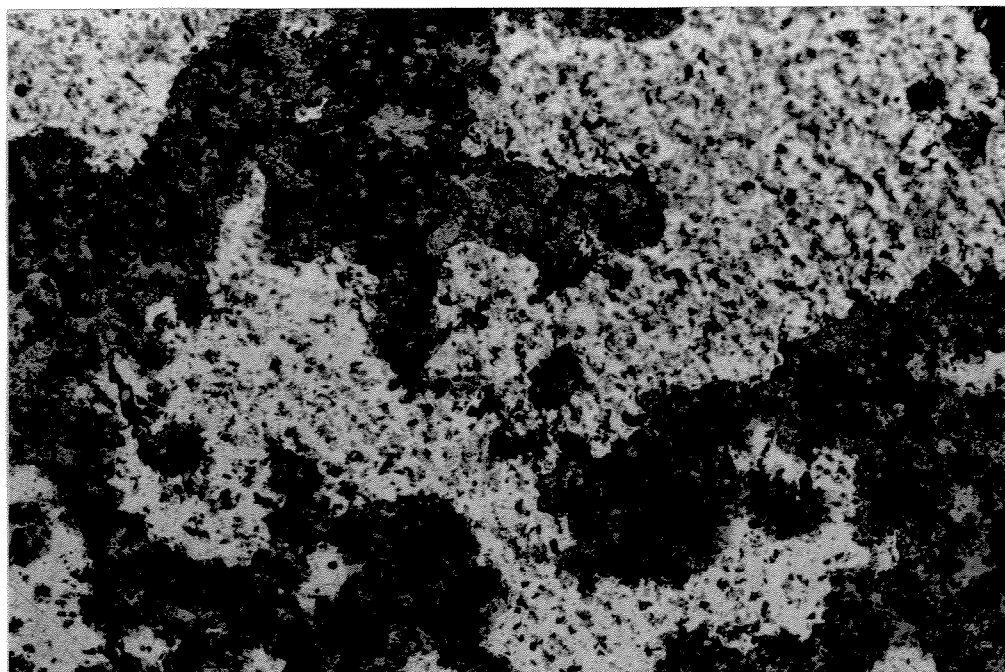


Foto 6.14: Cobre nativo em massa quartzo-ferrugí-
nosa, constituindo minério oxidado (BA
282-124,60). Nicóis paralelos; aumen-
to: 200x.

teor de cobre nestes locais até 2,4%. Em zonas próximas ao contato de rochas básicas intrusivas com as metavulcânicas ou com os metassedimentos, o teor deste elemento pode chegar a 2,2%. Em zonas brechadas, ou rochas de fragmentos, encontram-se teores de até 2,6% de cobre. Em relação aos níveis de metavulcânicas básicas, os melhores teores são encontrados em zonas que sofreram intensa alteração hidrotermal, com venulação abundante, apresentando teores em média inferiores a 1,0%, raramente ocorrendo como disseminações, à exceção das porções próximas às auréolas de contato dos veios e vênulas, e localmente em níveis fraturados e/ou brechados, onde os teores normalmente são superiores a 1,0%. Em superfície os teores para cobre são normalmente muito baixos. Os furos BA 173 e 282 apresentam lentes de sulfeto maciço com teores superiores a 1%.

Prata: Os melhores teores para este elemento são encontrados em níveis mais superficiais, acima do nível de saprolito, principalmente em zonas de brechas transformadas em *gossans*, onde localmente, os teores podem chegar a 97 ppm (Furo BA-18). Nas rochas não intemperizadas, verificaram-se bons teores no contato de metavulcânicas com as rochas básicas intrusivas (até 3,2 ppm de Ag), em metassedimentos brechados (até 2,2 ppm de Ag), em níveis tufáceos (teores de até 5,4 ppm), em zonas brechadas ou rochas de fragmentos (teores até 9,2 ppm - Furo BA-11). Observou-se uma ligeira correlação entre os altos teores de prata e os altos teores de cobre em porções de rochas não intemperizadas, e também uma certa correlação entre altos teores para ouro associados a altos teores para prata, nos níveis mais superficiais.

Ouro: Esse elemento apresenta melhores teores nos níveis mais superficiais, acima do saprolito, chegando a 14,5 ppm nos furos de sondagem analisados. Nos níveis de saprolito e de zona de transição (entre o saprolito e a rocha sã) os teores podem atingir 10 ppm localmente. Em níveis de brecha transformada em *gossan* estes teores chegam a 17,4 ppm. Na rocha sã, os melhores teores encontram-se em intervalos brechados, geralmente com fragmentos de formação ferrífera ou com venulações de material ferrífero, verificando-se, assim, uma correlação positiva entre altos teores de ouro e de ferro. Nas rochas intrusivas básicas os teores para ouro são baixos, geralmente inferiores a 0,1 ppm, e nas metavulcânicas básicas e metassedimentos os teores são normalmente inferiores a 1,0 ppm, raramente ocorrendo teores superiores, como no Furo BA-16, onde há nível de brecha albítica associado a metadiabásio com textura granofírica, apresentando teor de 14 ppm para ouro.

Molibdênio: Os melhores teores para este elemento são observados em níveis de tufos ácidos de cristais (até 100 ppm), em níveis de brechas com fragmentos de formação ferrífera (até 150 ppm), nos níveis mais superficiais (em torno de 90 ppm), em níveis de brechas transformadas em *gossans* (teores de 127 ppm), sendo que as metavulcânicas básicas apresentam teores geralmente inferiores a 50 ppm. Observou-se que os melhores teores de molibdênio estão associados a níveis que contêm elevados teores em ferro.

Cobalto: Os melhores teores encontram-se em rochas básicas intrusivas (1600 ppm - Furo BA-12), em níveis de saprolito (2000 ppm - Furo BA-11), e no geral, bons teores também podem ser encontrados nas metavulcânicas básicas, principalmente em zonas onde estas rochas apresentam vênulas de carbonato e quartzo associados (Furo BA-17), ou encontram-se brechadas, com teores chegando localmente a 200 ppm.

Ferro: Apenas o Furo BA-18, dentre os oito furos de sondagem descritos, apresenta valores para Fe, sendo que os melhores teores deste elemento encontram-se em níveis mais superficiais, chegando a 56% em solo e zona de mistura. Os níveis de brecha transformada em *gossan* podem conter até 60% de Fe, e o nível de saprolito até 54%. Em profundidade, os teores tendem a diminuir. Intervalos com altos teores em Fe geralmente apresentam bons teores para Au, evidenciando, assim, uma correlação positiva entre ambos.

Assim como constatou-se em capítulos anteriores, que o grau de hidrotermalismo na área cresce de SE para NW, observou-se que os teores para Au, Ag, Mo (em superfície) e Cu (na rocha sã) aumentam no mesmo sentido.

DISCUSSÃO SOBRE O DEPÓSITO DO IGARAPÉ BAHIA

Como indicam os dados geoquímicos e geológicos, as metavulcânicas básicas do Igarapé Bahia são tholeiítos, provalvemente, gerados em ambiente de *rift* continental.

Os ambientes de *rift* são propícios à geração de depósitos estratiformes de cobre. Razões favoráveis à geração deste tipo de depósito seriam: os basaltos de *rift* são ricos em cobre; presença de fronteiras abruptas de Eh em ambientes sedimentares de *rift*; a atuação de falhas de tensão durante a sedimentação em *riffts*; e a acentuação das características do fluxo

de calor em ambientes de *rift* (SAWKINS, 1982). Desta forma, ao ocorrer a sedimentação sobrejacente aos níveis de rochas básicas, haveria uma mobilização deste metal em direção às camadas sobrejacentes (Fig. 6.1), depositando-se o mesmo nos níveis sedimentares mais finos (siltitos), paralelamente ao acamamento, como ocorre na Mina de Kilembe, Uganda. Processo semelhante é sugerido neste trabalho para a formação da mineralização estratiforme do Igarapé Bahia, a qual encontra-se como disseminações ou finas lâminas paralelas à laminação nos níveis de metarritmitos, ou concordantes ao bandamento nos níveis de formação ferrífera bandada.

Em período posterior, provavelmente ao redor de 1800 Ma., como considerado por RIBEIRO (1990), teria ocorrido um evento hidrotermal nas rochas do Igarapé Bahia, responsável pela remobilização do cobre e do ferro contidos nestas rochas, depositando-os na forma de veios/vênulas, nas diversas rochas constituintes do pacote vulcano-sedimentar, estando condicionados às zonas de alteração hidrotermal, e em níveis fraturados e/ou brechados, que possibilitariam a percolação dos fluidos hidrotermais. Este é o principal tipo de ocorrência de mineralização sulfetada nas metavulcânicas básicas. Nos níveis de rochas tufáceas, ou mesmo nos níveis de metassedimentos de granulação grossa, a disseminação de sulfetos é favorecida pela porosidade dessas rochas que propiciariam a percolação dos fluidos mineralizadores. Segundo SAWKINS (1982), certamente significantes depósitos de cobre de origem hidrotermal podem ser formados em ambientes de *rift*. Recentes trabalhos em depósitos do tipo *breccia pipe* enfatizam suas relações com o tectonismo presente em *rifts* e indicam os basaltos ricos em cobre como a fonte para o cobre contido nestes depósitos.

Resumindo:

Na área do Igarapé Bahia ocorrem mineralizações do tipo estratiforme (geradas provavelmente em ambientes de *rift* continental) e hidrotermal (devido a evento hidrotermal provavelmente relacionado com a intrusão de corpos graníticos na região).

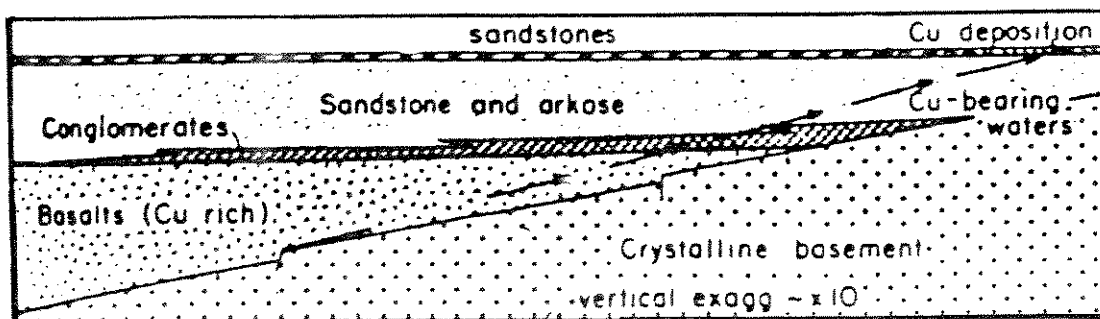


Fig. 6.1: Modelo de Mineralização Estratiforme associada a ambiente de rift segundo SAWKINS (1982).

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Os metabasaltos, metadiabásios e, subordinadamente os meta-andesitos a metadacitos do Igarapé Bahia fazem parte de uma sequência vulcano-sedimentar, que data do final do Arqueano. Estas rochas, bem como as demais litologias que compõem a sequência vulcano-sedimentar, encontram-se alteradas hidrotermalmente em diferentes graus de intensidade, à exceção das rochas básicas intrusivas que cortam a sequência.

Petrograficamente,

- Os metabasaltos e metadiabásios do Igarapé Bahia raramente apresentam núcleos de piroxênio preservados, contrastando com o observado nos metabasaltos do Grupo Grão-Pará, podendo significar diferentes graus de intensidade da alteração hidrotermal que afetou estas rochas, ou diferenças na composição dos fluidos responsáveis por este processo de alteração;
- A raridade de amígdalas nos metabasaltos do Igarapé Bahia pode indicar um baixo teor de voláteis no magma original ou o posicionamento deste em condições de pressão relativamente elevada, o que poderia indicar a presença de uma lâmina d'água sobrejacente relativamente espessa. Outra hipótese para a falta destas estruturas seria a eliminação da zona de topo por auto-brechação;
- A presença de actinolita indica temperaturas superiores a 320°C para a associação actinolita, clorita, epidoto, calcita, albita e titanita (condições térmicas do metamorfismo de facies xisto verde) segundo SPOONER & FYFE (1973);
- A preservação do arranjo esquelético apresentado pelos óxidos de Fe-Ti atesta a relativa imobilidade do Ti durante a alteração hidrotermal;
- O caráter bimodal do magmatismo do Igarapé Bahia é atestado pela presença de termos básicos até ácidos, característica comum nas Províncias de Basaltos Continentais, como por exemplo na Bacia do Paraná; e
- As rochas básicas intrusivas (diques de diabásio) presentes no Igarapé Bahia possivelmente

são correlacionadas aos diques máficos do proterozóico Médio descritos por CHOUDHURI (1989) no Escudo da Guiana e Cráton Amazônico, ou aos diques de diabásio cambrianos descritos por LINDENMAYER (1990) no Igarapé Salobo.

Geoquimicamente,

- As rochas analisadas do Igarapé Bahia apresentam natureza subalcalina, indo de termos básicos a ácidos. Os metabasaltos e metadiabásios apresentam enriquecimento em Rb, Ba, K e ETRL, provavelmente devido ao processo de alteração hidrotermal ou à contaminação crustal destes basaltos. Correspondem, provavelmente, a tholeiítos associados a ambientes de *riffs* continentais. Os derrames de Basaltos Continentais (CFB) são enriquecidos em K, Rb, Ba e ETRL relativamente a Nb, Sr e P (HAWKESWORTH & NORRY, 1983), assim como o observado nas rochas em questão;
- O processo de alteração hidrotermal provocou ganhos relativos de P.F., CO₂, Na₂, FeO* e Cu nos metabasaltos e metadiabásios; e os elementos Si, Ca, Na, Mg e Fe foram remobilizados durante este processo de alteração; e
- Comparando-se quimicamente os metabasaltos do Igarapé Bahia com os do Grupo Grão-Pará, constata-se que estes últimos encontram-se mais enriquecidos em K, Ba, Rb, Sr, Y, Zr e ETR (do La ao Sm) que os primeiros, os quais apresentam teores maiores para TiO₂. Essas diferenças podem ser creditadas a diferenças composicionais dos fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal atuante nas duas unidades ou a diferentes graus de intensidade desta alteração. Ambas as sequências apresentam magmatismo bimodal. Os padrões de ETR apresentados para os metabasaltos do Igarapé Bahia assemelham-se muito aos padrões apresentados por DARDENNE *et al.* (1988) e MEIRELLES & DARDENNE (1991) para os metabasaltos do Grupo Grão-Pará. Estas similaridades reforçam a hipótese de correlação entre o magmatismo básico presente no Igarapé Bahia e o do Grupo Grão-Pará.

Os tipos de mineralização encontrados na área são:

- Mineralização Estratiforme;
- Mineralização associada a veios e vênulas;
- Mineralização associada a brechas e fraturas;
- Lentes de Sulfeto Maciço associadas a níveis ricos em óxido de ferro (magnetita); e
- Mineralização Oxidada.

Supõe-se que os basaltos foram a fonte do cobre para a mineralização estratiforme,

pois basaltos associados a ambientes de *rift* são ricos neste metal. Posteriormente, devido ao evento hidrotermal que atingiu as rochas da sequência vulcano-sedimentar, houve remobilização do cobre e do ferro, depositando-os em veios/vênulas, brechas e fraturas, constituindo a mineralização hidrotermal presente na área. Os controles para este tipo de mineralização foram basicamente dois:

- Controle tectônico ligado à implantação de zonas de cisalhamento na área; e
- Processo de alteração hidrotermal, com a geração de fluidos mineralizantes ricos em Cu, Fe, S, CO₂ e Cl, os quais percolaram as rochas da sequência, graças à abertura de espaços (fraturas, falhas e outros) pelo evento cisalhante.

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEGRE, D.J.; REUIL, M.; MINSTER, J.F.; MINSTER, B. & ALBAREDA, F. 1977. Systematic use of trace elements in igneous process. *Contr. Mineral. Petrol.*, **60**:57-75.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. (Boletim 241).
- AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. São Paulo. 212p. (Tese de Livre-Docência, IGUSP).
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. DE & HASUI, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blucher Ltda., p. 6-35.
- AMSTUTZ, G.C. (ed.) 1974. *Spilites and spilitic rocks*. New York, Springer-Verlag. 482p.
- ANDRADE, F.G.; NAKASHIMA, J.; PODESTÁ, P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: BRASIL. DNPM, *Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço*. Brasília, Convênio DNPM/CVRD. v.2, p.153-166.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: GONGR. LATINO-AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, p. 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo.

do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.

BARAGAR, W.R.A.; COLEMAN, L.C. & HALL, J.M. 1977. Volcanic regimes in Canada. *Geol. Assoc. Canada, Sp. Pp.* 16. 476 p.

BARNES, H.L. 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nded. John Wiley & Sons, New York, 798 p.

BARROS, C.E. de M. & DALL'AGNOL, R. 1993. Geochemistry of the Estrela Gneiss, Carajás Region, State of Pará: An example of A-Type archaean magmatism. In: WORKSHOP SOBRE MAGMATISMO GRANÍTICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS. Rio de Janeiro, 1993. *Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, p. 58-59.

BAU, M. 1991. Rare-earth element mobility during hidrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.* **93**:219-230.

BEISIEGEL, V. de R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMEINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* **3**(4):215-242.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M. & ZANETTIN, B. 1981. Classification and nomenclature os basalts. IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks, Circular 34, *Contribution* 87, p. 1-19.

BERNARDELLI, A.L. & BEISIEGEL, V. de R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 4, p. 1431-1444.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for matasomatism in an archaean greestone belt. *Precamb. Res.*, **6**:235-248.

MORB alteration: rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation. *Chem. Geol.* **82**:1-14.

BIONDI, J.C. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. São Paulo. T.A. Queiroz/CBMM (eds.) 602 p.

BJØRLYKKE, A.; HAGEN, R. & SØDERHOLM, K. 1987. Bidjovagge copper-gold deposit in Finnmark, Northern Norway. *Econ. Geol.*, **82**:2059-2075.

CARMICHAEL, I.C.; TURNER, F.C. & VERHOOGEN, J. 1974. *Igneous Petrology*. New York, Mc-Graw-Hill. 739 p.

CATTELL, A.C. & TAYLOR, R.N. 1990. Archaean basic magmas. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (eds.). 1990. *Early Precambrian Basic Magmatism*. Blackie, London, Cap. 2, p. 11-39.

CHOUDHURI, A. 1989. Petrography and geochemistry of proterozoic mafic dykes from the Guiana Shield, Northern Amazon Craton. São Paulo, IG – USP (Boletim, Série Científica, **20**:41-45).

CONDIE, K.C. 1976. Trace-element geochemistry of archaean greenstone belts. *Earth Sci. Rev.*, **12**:393-417.

CONDIE, K.C. 1981. *Archaean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 343p. (Developments in precambrian geology, 3).

CONDIE, K.C. 1985. Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. *Jour. Petrol.*, **26**:545-563.

CONDIE, K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* **23**:1-18.

CONDIE, K.C.; VILJOEN, M.J.; KABLE, E.J.D. 1977. Effects of alteration on elements

distributions in archaean tholeiites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Contr. Miner. Petrol.*, **64**:75-89.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G. & KAWASHITA, K. 1984. A serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.

COSTA, J.B.S. da & SIQUEIRA, I.B. 1990. Transtensão e transpressão ao longo do sistema transcorrente Cinzento. *Rev. Bras. Geoc.* **20**(1-4):234-238.

COSTA, E.J. de S. & OLIVEIRA, J.R. de. 1992. Folha Serra Pelada (SB.22-X-C): Aspectos litoestruturais e tectônicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v. 2, p. 146-148.

COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin Ltda. 450 p.

CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406 p.

DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estudo atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1):11-23.

DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *South Am. Earth Sci.*, **1**(4):363-372.

DANIELSON, A.; MOLLER, P. & DULSKI, P. 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chem. Geol.* **97**:89-100.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1971. *An introduction to the rock-forming minerals*. New York Wiley, 528 p.

- DE MATTIES, T. 1990. The Ritchie Creel main zone: a Lower Proterozoic copper-gold volcanogenic massive sulfide deposit in Northern Wisconsin. *Econ. Geol.*, **85**:1908-1916.
- DOCEGEO. 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP - PROJECT 204 IUGS-UNESCO, 1987. Carajás - PA, *Extended Abstracts*. p. 11-18.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG, v. esp., p. 11-54.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, **42**:1199-1212.
- FERREIRA FILHO, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Brasília, 112 p. (Dissertação de Mestrado, IG/UnB). (Inédito).
- FERREIRA FILHO, C.F. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 2. Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 34-47.
- FINLOW-BATES, & STUMPEL, F.F. 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineral. Deposita*, **16**:319-328.
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-grupo Grão-Pará) da serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 2, p. 832-846.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos terras-raras. São Paulo, Série Científica, **16**:15-31 (Boletim IG/USP).

- FLOYD, P.A. 1976. Geochemical variation in the greenstones of S.W. England. *Journ. of Petrol.*, **17**(4):522-545.
- FLOYD, P.A. 1977. Rare earth element mobility and geochemical characterization of spilitic rocks. *Nature*, **269**:134-137.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**:211-218.
- FONSECA, L.R.; RIGON, J.C.; GONÇALEZ, R. 1984. Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco, Igarapé Bahia, Serra dos Carajás, PA. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, DNPM, p. 355-357.
- FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. 1989. Geoquímica dos elementos terras-raras no Brasil. CPRM/DNPM/SBGq. 152 p.
- FOX, J.S.; FARQUHAR, R.; RUI, I. & COOK, N. 1988. Genesis of basalt-hosted massive sulphide deposits from the Trondheim and Sulitjelma Districts, Norway: ore lead isotopic considerations. *Mineral. Deposita*, **13**:276-285.
- FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W. & SANGSTER, D.F. 1981. Volcanic-associated sulfide deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniversary vol. p.485-627.
- FRIEDRICH, G.H. *et al.* (eds.) 1984. *Geology and metallogeny of copper deposits. Proceedings of the Copper Symposium, 27th*. Internacional Geological Congress, Moscow, 1984. Berlin, Springer. 592 p.
- FRYER, B.J. 1977. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**:361-367.
- FRYER, B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. 1983. *Iron-formation: facts and problems*. New York, Elsevier Publ., p. 345-358. (Developments in Precambrian Geology, 6).

- FUJIMORI, S. 1990. *Composição química de rochas e suas aplicações*. Salvador, UFBA, 306 p.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(2):201-211.
- GILL, J.B. 1970. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral. Petrol.*, **27**:179-203.
- GILL, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 309 p.
- GOMES, C.B.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. & GIANCURSI, F. 1971. Geocronologia da área da Serra dos Carajás - PA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações*. São Paulo, SBG, p. 162-163 (Boletim Especial,1).
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**(7):939-942.
- GOMES, C.B. (coord.) 1984. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Pró-Minério. 218 p.
- GRAF, J.L. 1977. Rare earth element as a hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol.*, **72**:527-548.
- GUILBERT, J.M. & PARK JR., C.F. 1986. *The geology of ore deposits*. New York. W.H. Freeman & Co. 985 p.
- HAYASHI, Jr., A. 1984. Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**:409-412.
- HALL, R.P. & HUGHES, D.J. 1990. *Early Precambrian basic magmatism*. New York.

Chapman and Hall. 504 p.

HALLBERG, J.A. & THOMPSON, J.F.H. 1985. Geologic setting of the Teutonic Bore Massive Sulfide Deposit, Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Econ. Geol.*, **80**:1953-1964.

HANSON, G.N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**:371-406.

HART, R.A. 1970. Chemical exchange between sea-water and deep-ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**:269-279.

HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) 1983. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Geology Series. 272 p.

HEINRICH, E.W. 1956. *Microscopic petrography*. New York. McGraw Hill Book Co. 296p.

HELLMAN, P.L. & HENDERSON, P. 1977. Are REE mobile during spilitization? *Nature*, **267**:38-40.

HELLMAN, P.L.; SMITH, R.E. & HENDERSON, P. 1979. The mobility of rare earth elements evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**:23-44.

HELMSTAEDT, H.; PADGHAM, W.A. & BROPHY, J.A. 1986. Multiple dikes in lower Kam Group, Yellowknife Greenstone Belt: evidence for Archean sea-floor spreading? *Geology*, **14**:562-566.

HENDERSON, P. (ed.) 1984. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B.V., 510 p.(Developments in geoghemistry, v.2).

HERMANN, A.G.; POTTS, M.J. & KNAKE, D. 1974. Geoghemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*,

44:1-16.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K. CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E. de M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. Núcleo Norte. v. 1, p. 100-110.

HOLM, P.E. 1982. Non-recognition of continental tholeiites using the Ti - Zr - Y diagram. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**:308-310.

HOLM, P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, **51**:303-323.

HUGHES, C.J. 1972. Spilites, Keratophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, **109**(6):513-527.

HUMPHRIS, S.E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (ed.) 1984. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. B.V., p. 317-342. (Developments in Geochemistry 2).

HUMPHRIS, S.F. & THOMPSON, R.N. 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of volcanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:127-136.

HUTCHINSON, R.W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, **68**:1223-1246.

HUTCHINSON, R.W. 1979. *Report on Docegeo copper projects MM1, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil*. Belém, DOCEGEO. 17p. In: DOCEGEO. 1988. *Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG, v. esp., p. 11-54.

HUTCHINSON, R.W. 1982. Syn-depositional hydrothermal processes and precambrian

- sulphide deposits. In: HUTCHINSON, R.W.; SPENCE, C.D. & FRANKLIN, J.M. (eds.) Precambrian sulphide deposits. *Geol. Assoc. Canada. Sp. Pp.*, 25.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-544.
- JAKES, P. & GILL, J. 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**:17-28.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**:29-40.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper*, 66.
- JONHSTONE, R.D.; CRAW, D. & RATTENBURY, M.S. 1990. Southern Alps Cu-Au hydrothermal system, Westland, New Zealand. *Mineral. Deposita*, **25**:118-125.
- KERRICH, R. & FRYER, B.J. 1979. Archaean precious-metal hydrothermal systems Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt, II. REE and oxygen isotope relations. *Can. Jour. Earth Sci.*, **16**:440-458.
- KRÖNER, A. (ed.) 1981. *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier. 781 p. (Developments in Precambrian Geology, 4).
- KRÖNER, A.; HANSON, G.N. & GOODWIN, A.M. (eds.). 1984. *Archaean Geochemistry*. Springer-Verlag, New York. 286 p.
- LADEIRA, E.A. (ed.) 1991. *Brazil GOLD'91: The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. In: PROC. OF AN INTERNATIONAL SYMP. ON THE GEOLOGY OF GOLD, Belo Horizonte, 1991. 823 p.
- LAFON, J-M & MACAMBIRA, M. 1992. Evolução da Província Mineral de Carajás com

- base em novos dados geocronológicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v.2, p. 174-175.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**(3):745-750.
- LE MOS, V.P. & VILLAS, R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará: Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N 5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**:165-177.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and metamorphism*. Ontário, Canadá. 407p. (Ph.D. Thesis - University of Western Ontario, London, Ontario).
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos Grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Bol Res. Exp.* São Paulo, SBG. v. 2, p. 33-34.
- LYNCOLN, T.N. 1981. The redistribution of copper during low-grade metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Econ. Geol.* **76**:2147-2161.
- LONGSTAFFE, F.J.; McNUTT, R.H. & CROCKET, J.H. 1982. Rare earth element modelling of Archaean meta-igneous and igneous rocks, Lake Despair area, northwestern Ontario. *Precamb. Res.*, **17**(3/4):275-296.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. 1979. An evaluation of the behaviour of the rare earth elements during weathering of sea floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**:85-92.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de *greenstone belt* e de cobertura plataformar. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém. 1991. SBG. v.1, p.56-69.

- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânicas do *Greenstone* do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL. 37, São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v.2, p. 188.
- MACDOUGALL, J.D. 1988. *Continental flood basalts*. Kluwer Acad. Publ. Dordrecht, 314p.
- MACGEEHAN, P.J. & MACLEAN, W.H. 1980. An archaean sub-seafloor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulphide genesis. *Nature*, **286**:767-771.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D.H. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**:329-354.
- MACHESKY, M.L.; ROSE, A.W.; ANDRADE, W.O.; BLISS, L. & KATO, T. 1993. Gold speciation and mobility near the Igarapé Bahia deposit, Pará State, Brazil. *Chron. Rech. Min.*, **510**:53-60.
- MARSH, J.S. 1987. Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**:35-49.
- MASSEY, N.W.D. 1980b. Petrographic and geochemical evidence for crustal contamination in some Keweenawan flows and dykes from Mamainse Point, Ontario. *Can. Mineral.*, **18**:271-274.
- MASSEY, N.W.D. 1982. Transitional basalts in the Keweenawan Rift. *Can. Jour. Earth Sci.*, **19**:1326-1329.
- MEDEIROS, H. 1987. *Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará*. Belém, 184p. (Dissertação de Mestrado, UFPa. Centro de Geociências).
- MEDEIROS NETTO, F.A. & VILLAS, R.N.N. 1984. Caracterização litoestratigráfica da sequência Pojuca e sua correlação com o grupo Grão-Pará, serra dos Carajás. In: Reunião

SBPC, 36, São Paulo, 1984, p. 676.

MEDEIROS NETTO, F.A. & VILLAS, R.N.N. 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do Corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 97-112.

MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás - Pará. In: *Rev. Bras. Geoc.* 21(1):41-50.

MEIRELES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 5, p. 2164-2174.

MENZIES, M.; SEYFRIED JR., W. & BLANCHARD, D. 1979. Experimental evidence of rare earth element imobility in greenstones. *Nature*, 282:398-399.

MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56:207-218.

MEYER, D.J.K. & FARIAS, N.F. 1980. O depósito de cobre Salobo 3 $\propto$ serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Resumo...* Camboriú, SBG. p.382 (Boletim 2).

MIDDLEMOST, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77:19-26.

MITCHELL, A.H.G. 1981. *Mineral deposits and global tectonic settings*. London, Academic Press. 405 p.

MIYASHIRO, A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet.*

Sci., 3:251-269.

MORRISON, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13:97-108.

MORTON, R.L. & FRANKLIN, J.M. 1987. Two-fold classification of archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 82:1057-1063.

OLIVEIRA, E.P. 1990. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD. Thesis, University of Leicester (UK), 287 p.

OLIVEIRA, E.P.; WINTER, C.; SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; FIGUEIREDO, B.R.; FOSTER, R. 1993. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental areas: implications to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 4. Brasília, 1993. SBGq. p.20-22.

OLZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K. & GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Res.*, 42:229-254.

PÁLMASON, G. (ed.) 1982. Continental and oceanic rifts. Geodynamics Series, v. 8, 309p.

PATOCKA, F. 1987. The geochemistry of mafic metavolcanics implications for the origin of the devonian massive sulfide deposits at Zlaté Hory, Czechoslovakia. *Mineral. Deposita*, 22:144-150.

PEARCE, J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25:41-67.

PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. New York, Wiley & Sons. p. 525-548.

- PEARCE, J.A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) 1983. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.G. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:33-47.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**:121-132.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol.*, **58**:63-81.
- PHILPOTTS, J.A.; SCHNETZLER, C.C. & HART, S.R. 1969. Submarine basalts: some K, Rb, Sr, Ba, Re, H₂O, and CO₂ data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **7**:293-299.
- PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R. & COSTA, J.B.S. 1991. Superposição de transpressão na Serra dos Carajás - Pará. In: SIMP. NACION. DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. *Boletim. UNESP/SBG*. p. 44-45.
- PLIMER, I.R. & CARVALHO, D. de. 1982. The geochemistry of hydrothermal alteration at the Salgadinho Copper Deposit, Portugal. *Mineral. Deposita*, **17**:193-211.
- RAMDOHR, P. 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford, Pergamon. 1205 p.
- RAMOS, J.F.F.; MOURA, C.A.U.; MELO, C.F. PEREIRA, J.L.; SERIQUE, J.S.C.B.; RODRIGUES, R.M. 1984. Uma discussão sobre as sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro,

1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG., v. 2, p. 862-872.
- REED, M.H. 1983. Sea water-basalt reaction and the origem of greenstones and related ore deposits. *Econ. Geol.* **78**:466-485.
- REZENDE, N.P. & BARBOSA, A.L. de M. 1972. *Relatório de pesquisa de minério de ferro. Distrito ferrífero da serra dos Carajás, Estado do Pará: Relatório Final de Pesquisa*. Belém, AMZA. 5 v. In: ARAÚJO, O.J.R. & MAIA, R.G.N. 1991. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará*. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.
- RIBEIRO, A.M.R. 1990. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará*. Belém. UFPa. 134 p. (Dissertação de Mestrado).
- RICHARDS, J.P. & SPOONER, E.T.C. 1989. Evidence for Cu-(Ag) mineralization by magmatic-meteoritic fluid mixing in Keweenawan Fissure Veins, Mamainse Point, Ontario. *Econ. Geol.*, **48**:360-385.
- RICHARDSON, S.V.; KESLER, S.E.; ESSENE, E.J. & JONES, L.M. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au Deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* **81**:1884-1898.
- RIDLER, R.H. 1971. Analyses of archean volcanic basins in the Canadian Shield using the exhalative concept (abs.). *Canadian Mining Metall. Bull.*, **64**:714-720.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J-M. & SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v.2, p.183-184.
- SACHS, L.L.B. & BATISTA, J.J. 1992. Dados preliminares sobre a mineralização sulfetada associada ao magmatismo básico do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil. In: WORKSHOP EM METALOGÊNESE: PESQUISAS ATUAIS E NOVAS TENDÊNCIAS.

Boletim de Resumos. 1992. IG/UNICAMP; IG/USP; IGCE/UNESP. p. 7.

SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; CHOUDHURI, A.; MORAIS, S.M. 1992. Dados preliminares sobre o magmatismo básico do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v. 2, p. 79-80.

SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J. & FIGUEIREDO, B.B. 1993. The Igarapé Bahia Deposit, District of Carajás, Northern Brazil: Hydrothermal alteration and mineralization. In: CONGR. BRAS. GEOQ. Brasília, 1993, SBGq. p.183-185.

SANGSTER, D.F. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review. *Canad. Geol. Survey Paper*. 44 p.

SAUNDERS, A.D.; TARNEY, J. & WEAVER, S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**:344-360.

SAWKINS, F.J. 1982. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Jorn. Geol.*, **80**:377-397.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. ASMUS, H.E. (coord.). 1984. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, MME/DNPM. 501 p.

SHELLEY, D. 1985. *Optical mineralogy*. Second edition. New York. Elsevier Science Publishing Co. 321 p.

SHERVAIS, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**:344-360.

SILLITOE, R.H. 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineral. Deposit.*, **14**:161-174.

- SILLITOE, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcano-plutonic arcs. *Econ. Geol.* **80**:1467-1514.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.J.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto Radam. Folha SB-22 Tocantins: *geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. (Levantamento de recursos naturais, 4).
- SIQUEIRA, J.B. 1990. *Evolução litoestrutural do duplex distensivo do Salobo*. Belém. (Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/UFPa).
- SOUZA, E.C. de (no prelo). Geoquímica (Litogeoquímica). In: OLIVEIRA, J.R. de *et al.* (no prelo). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Serra Pelada. Folha SB.22-X-C, Estado do Pará*. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM.
- SPOONER, E.T.C. & FYFE, W.S. 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**:287-304.
- SPRY, A. 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford. 350p.
- STRONG, D.F. & SAUNDERS, C.M. 1988. Ophiolitic sulfide mineralization at Telt Cove, Newfoundland: controls by upper mantle and crustal process. *Econ. Geol.* **83**:239-255.
- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare-earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**:310-325.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.). 1989. *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London, Sp. Publ., nº 42, Blackwell, Oxford, p.313-345.
- TAUBE, A. 1986. The Mount Morgan gold-copper Mine and environment, Queensland: A