



**Universidade Federal do Pará**  
**Centro de Geociências**  
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“ ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS RELACIONADOS ÀS  
“BRECHAS” MINERALIZADAS COM SUFLETOS E OURO DA ÁREA  
BAHIA-CARAJÁS ”.**

TESE APRESENTADA POR

**MARIA DO CARMO OLIZ ALMADA**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 23.11.1998

**Comitê de Tese:**

.....  
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS ( Orientador )

.....  
ROBERTO PEREZ XAVIER

.....  
BASILE KOTSCHUBEY

BELÉM

## AGRADECIMENTOS

Expressam-se aqui os agradecimentos as seguintes pessoas e instituições que participaram direta ou indiretamente na elaboração deste trabalho.

Ao CNPq pelo apoio financeiro.

À CVRD, pela permissão para trabalhar na área do Igarapé Bahia e pelo apoio fornecido durante a etapa de campo e, em especial, aos geólogos José Lusimar do Rego e Clóvis Mauriti.

Ao prof. Dr. Raimundo Netuno Villas, pela orientação deste trabalho, além de apoio e incentivo, principalmente, na fase final.

Ao CDTN ( Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear) pelas análises de inclusões fluidas.

Ao Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa, pela atenção e presteza com que atendeu a um pedido de análises de inclusões fluidas.

Ao geólogo Anselmo Soares, pelo auxílio e discussões, principalmente na etapa final desta pesquisa.

Aos colegas Nestor, Jesus, Henrique, Simone, Helmut, Cassini e Erimar pela amizade, companheirismo e soliedariedade nos momentos difíceis que compartilhamos.

Ao Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol, pela amizade e colaboração em ceder a utilização do Laboratório de Petrologia.

Ao Prof. Dr. Marcondes pela atenção e utilização de equipamentos do seu grupo de pesquisa.

Aos colegas Albano e Hilton pela amizade e pelas valiosas e incontáveis ajudas no decorrer deste trabalho.

Aos colegas Helmut, Oscar, Cíntia, Daniel, Marcus Girão, Felipe e Calaf pelas prestativas colaborações e sugestões.

Às bibliotecárias Rose e Lúcia, sempre prestativas e interessadas em colaborar.

Aos funcionários Glagys, Nemisa, Lopes, Galvão, Esteves e Antonio, pela boa vontade demonstrada sempre que foram solicitados.

## SUMÁRIO

|   | Pag. |
|---|------|
| <b>AGRADECIMENTOS</b> .....                                   | i    |
| <b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....                             | iv   |
| <b>RESUMO</b> .....   | 1    |
| <b>ABSTRACT</b> .....   | 3    |
| <br>  |      |
| <b>1 - INTRODUÇÃO</b> .....                                   | 5    |
| 1.1 - OBJETIVOS .....   | 8    |
| 1.2 - METODOLOGIA .....                                       | 8    |
| <b>1.2.1 - Levantamento e pesquisa bibliográfica</b> .....    | 8    |
| <b>1.2.2 - Trabalho de campo</b> .....                        | 9    |
| <b>1.2.3 - Trabalhos de laboratório</b> .....                 | 9    |
| 1.2.3.1 - Estudos petrográficos .....                         | 9    |
| 1.2.3.2 - Estudos minerográficos .....                        | 9    |
| 1.2.3.3 - Estudo das inclusões fluidas .....                  | 9    |
| <br>  |      |
| <b>2 - GEOLOGIA REGIONAL</b> .....                            | 10   |
| 2.1 - ESTRATIGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E MINERALIZAÇÕES .....     | 10   |
| 2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....                             | 16   |
| <br>  |      |
| <b>3 - GEOLOGIA LOCAL</b> .....                               | 19   |
| <br>  |      |
| <b>4 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO BAHIA</b> .....                   | 21   |
| 4.1 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS .....                      | 21   |
| 4.2 - BRECHAS: GENERALIDADES .....                            | 24   |
| <b>4.2.1 - Caracterização e diversidade das brechas</b> ..... | 25   |
| 4.2.1.1 - Brechas formadas por processos explosivos .....     | 25   |
| 4.2.1.2 - Brechas formadas por processos não-explosivos ..... | 27   |
| <b>4.2.2 - As brechas do depósito Bahia</b> .....             | 28   |

|   |    |
|---|----|
| <b>4.2.3 - Discussão</b> .....  | 38 |
| <b>5. A MINERALIZAÇÃO E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL</b> .....                   | 43 |
| 5.1 - A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS E OURO .....                            | 43 |
| 5.2 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL .....                                       | 51 |
| <b>5.2.1 - Os tipos de alteração hidrotermal</b> .....                    | 51 |
| 5.3 - FLUIDOS MINERALIZANTES .....  | 53 |
| <b>5.3.1- Introdução</b> .....  | 53 |
| <b>5.3.2- Metodologia e procedimentos analíticos</b> .....                | 53 |
| <b>5.3.3 - Tipos de inclusões</b> .....                                   | 54 |
| 5.3.3.1 - Sistema NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O .....          | 56 |
| 5.3.3.2 - Sistema CO <sub>2</sub> .....                                   | 67 |
| <b>5.3.4 – Correção da pressão e discussão dos resultados</b> .....       | 69 |
| 5.4 - O GEOTERMÔMETRO DA CLORITA .....                                    | 74 |
| <b>6 - MODELO METALOGENÉTICO</b> .....                                    | 79 |
| 6.1 - DEPÓSITOS DE SULFETOS MACIÇOS VULCANOGÊNICOS .....                  | 79 |
| <b>6.1.1 - Depósitos tipo Noranda-Kuroko</b> .....                        | 80 |
| <b>6.1.2 - Depósitos tipo Chipre</b> .....                                | 81 |
| <b>6.1.3 - Depósitos tipo Besshi</b> .....                                | 82 |
| 6.2 - DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE Fe-Cu-Au-U-TR TIPO OLYPIC DAM .....           | 83 |
| 6.3 – DEPÓSITO BAHIA: UM EXEMPLO DE DEPÓSITO TIPO BESSHI EM CARAJÁS?..... | 84 |
| <b>7 – CONCLUSÕES</b> .....   | 91 |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....                                   | 93 |

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| <b>FIGURAS</b> |   | <b>Pag.</b> |
|----------------|---|-------------|
| Figura 1       | Mapa de localização e vias de acesso para a área Bahia, Carajás.....  | 6           |
| Figura 2       | Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Mineral de Carajás ....                              | 11          |
| Figura 3       | Coluna estratigráfica da porção norte da província mineral de Carajás .....                                   | 12          |
| Figura 4       | Mapa geológico simplificado da área Bahia, posicionamento dos corpos de minério e dos furos de sondagem ..... | 22          |
| Figura 5       | Seção vertical de um furo de sondagem no Corpo Acampamento Sul .....  | 29          |
| Figura 6-A     | Brecha com matriz rica em clorita e clastos de metavulcânicas básicas .....                                   | 32          |
| Figura 6-B     | Brecha com predomínio de clastos de formações ferríferas bandadas .....                                       | 32          |
| Figura 7       | Brecha constituída por clorita e pontuações de siderita, quartzo e calcopirita .....                          | 32          |
| Figura 8       | Vênula constituída de quartzo e clorita bem cristalizada .....  | 33          |
| Figura 9       | Brecha com fragmento de formação ferrífera bandada e matriz constituída de clorita e calcopirita .....        | 33          |
| Figura 10      | Matriz de brecha formada por clorita e calcopirita, quartzo e pseudomorfo de anfibólio .....                  | 34          |
| Figura 11      | Anfibólio na forma de agulhas juntamente com calcopirita e quartzo subédrico ....                             | 34          |
| Figura 12-A    | Brecha com matriz rica em clorita, turmalina, siderita e calcopirita .....                                    | 35          |
| Figura 12-B    | Brecha com matriz rica em siderita e calcopirita .....  | 35          |
| Figura 12-C    | Brecha com matriz rica em quartzo .....   | 35          |
| Figura 13      | Brecha com matriz constituída por clorita, siderita, turmalina, calcopirita e quartzo..                       | 35          |
| Figura 14      | Cristal de turmalina com habitus radial em matriz de brecha .....   | 37          |
| Figura 15      | Brecha com matriz constituída principalmente por siderita e calcopirita e turmalina subordinada .....         | 37          |
| Figura 16      | Brecha com predomínio de quartzo e siderita .....   | 39          |
| Figura 17      | Agregados de anfibólios nos intervalos com magnetita maciça e sulfetos .....                                  | 39          |
| Figura 18      | Esquema da evolução das brechas.....  | 42          |
| Figura 19      | Calcopirita em contato com magnetita e sofrendo substituição pela bornita .....                               | 45          |
| Figura 20      | Ocorrência de pirita como inclusões e nas bordas de cristal de calcopirita .....                              | 45          |
| Figura 21      | Pirita preenchendo espaços entre outros minerais .....  | 46          |

|                |  |    |
|----------------|--|----|
| Figura 22      | Inclusão de calcopirita na bornita .....   | 46 |
| Figura 23      | Cristal de bornita apresentando textura de substituição pela magnetita .....   | 47 |
| Figura 24      | Agregados de magnetita das formações ferríferas bandadas.....  | 47 |
| Figura 25      | Cristais euédricos de magnetita nos intervalos em que se apresenta maciça .....  | 48 |
| Figura 26      | Inclusões de magnetita na bornita e de bornita na magnetita .....  | 48 |
| Figura 27      | Cristal de covelita com borda de substituição constituída por calcocita .....  | 50 |
| Figura 28      | Trilhas de inclusões pseudosecundárias dentro de cristal de quartzo.....   | 58 |
| Figura 29      | Histogramas de freqüência referente às inclusões aquosas bifásicas .....   | 59 |
| Figura 30      | Inclusões pseudosecundárias aquosas bifásicas e trifásicas na mesma trilha .....   | 58 |
| Figura 31      | Histograma de freqüência referentes às inclusões aquosas trifásicas .....  | 61 |
| Figura 32      | Diagrama triangular NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O mostrando a variação composicional das inclusões trifásicas .....                                 | 62 |
| Figura 33      | Histograma de freqüência apresentando as razões CaCl <sub>2</sub> /NaCl e as densidades das inclusões trifásicas .....   | 63 |
| Figura 34      | Temperatura de homogeneização total x salinidade das inclusões aquosas .....   | 65 |
| Figura 35      | Relação entre a razão Na/Ca e a temperatura de homogeneização .....  | 66 |
| Figura 36      | Trilha de inclusões carbônicas apresentando diferentes formas .....  | 68 |
| Figura 37      | Inclusão carbônica próxima a inclusões aquosas .....   | 68 |
| Figura 38      | Histogramas de freqüência referentes às inclusões carbônicas .....   | 70 |
| Figura 39      | Diagrama P-T apresentando as isócoras correspondente às inclusões fluidas aquosas trifásicas no intervalo de salinidade entre 30-40% eq. em peso de NaCl ..... | 71 |
| Figura 40      | Diagrama P-T mostrando os intervalos representativos das isócoras correspondentes às inclusões fluidas aquosas e carbônicas .....                              | 73 |
| Figura 41      | Diagrama de estabilidade de fases no sistema Cu <sub>2</sub> .FeS-H <sub>2</sub> S-H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .....  | 88 |
| Figura 42      | Diagrama f O <sub>2</sub> x F S <sub>2</sub> de estabilidade das fases no sistema Fe-O-S .....   | 89 |
| <b>QUADROS</b> |  |    |
| Quadro 1       | Características principais das inclusões fluidas estudadas no depósito Bahia .....   | 55 |
| Quadro 2       | Geotermômetro da clorita e correção do Al(IV) .....  | 75 |
| Quadro 3       | Temperaturas calculadas pelo geotermômetro da clorita .....  | 78 |

## RESUMO

O depósito Bahia está hospedado no Grupo Igarapé Bahia, de idade arqueana, que ocorre na Província Mineral de Carajás (SE do Pará). Esse grupo é constituído por rochas metavulcânicas básicas, metapiroclásticas e metassedimentares clásticas, além de formações ferríferas bandadas e brechas, sendo cortado por diques de composição básica. Todo esse pacote rochoso apresenta-se intensamente alterado por hidrotermalismo que gerou associações minerais compatíveis com a fácies xisto verde.

O depósito Bahia é constituído pelos corpos Acampamento Norte, Acampamento Sul, Furo Trinta e Alemão. Nos três primeiros a mineralização é disseminada e está hospedada sobretudo em brechas. O último, de descoberta mais recente, é formado por lentes de sulfeto maciço. O presente trabalho apoiou-se em testemunhos de sete furos de sondagens que foram executados no Corpo Acampamento Sul.

As brechas ocorrem no contato, hoje verticalizado, entre as rochas metavulcânicas básicas e metassedimentares clásticas e apresentam, geralmente, contatos gradacionais com as rochas encaixantes. Os clastos são originários de rochas metavulcânicas de composição básica e de formações ferríferas bandadas, constituindo fragmentos angulosos a subangulosos com dimensões mais freqüentes entre 1 e 3 cm. A matriz consiste de clorita, siderita, calcopirita, quartzo, magnetita, turmalina e calcita, com predomínio, em geral, de um ou dois desses minerais. A razão matriz/clastos é variável e algumas brechas mostram leve foliação da matriz e orientação dos clastos. Às vezes, intercalados às brechas, ocorrem leitos maciços de magnetita e de sulfetos.

A essas brechas é sugerida uma origem freática, cujos fragmentos foram retrabalhados e transportados para zonas mais profundas por correntes de detritos.

Nas brechas, a mineralização também ocorre em veios e bolsões nos quais os sulfetos juntam-se ao quartzo e/ou siderita e é mais enriquecida em cobre e ouro do que nas rochas encaixantes. A calcopirita e a pirita são os principais sulfetos em todos os tipos litológicos, mas nos leitos maciços estratiformes de magnetita e sulfetos a bornita também está presente. A magnetita é um mineral abundante, ocorrendo nos fragmentos de formação ferrífera bandada, disseminada na matriz das brechas ou em leitos maciços.

Cloritização, carbonatação, magnetitização e sulfetação são os mais importantes tipos de alteração hidrotermal, registrando-se, de forma subordinada, também silicificação e turmalinização. A cloritização afetou quase todas as rochas em maior ou menor grau, emprestando-lhes uma coloração esverdeada característica. A carbonatação, magnetitização e sulfetação são representadas, respectivamente pela precipitação da siderita e calcita, da magnetita e da calcopirita, pirita e bornita.

Estudos em cristais de quartzo revelaram inclusões aquosas bifásicas e trifásicas quimicamente representadas pelo sistema  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  com salinidade variável (5,3 - 41,5 % em peso eq. NaCl ). Também foram constatadas inclusões com  $CO_2$  puro, algumas com traços de  $N_2$ . As temperaturas de homogeneização foram mais freqüentes nos intervalos de 110-140°C para inclusões bifásicas e 150-225°C para inclusões trifásicas aquosas. Com a correção de pressão feita, as condições prevaletentes para a formação do depósito Bahia foram estimadas em 160-240°C e 1-2 kbar. Os fluidos aquosos foram interpretados como água do mar modificada em decorrência de movimento convectivo que a fez circular e lixiviar metais do pacote vulcanossedimentar para posterior deposição na forma de sulfetos. Já os fluidos carbônicos são de provável fonte mantélica e responsáveis pela precipitação da siderita.

O geotermômetro da clorita mostrou-se inadequado para definir as paleotemperaturas, haja vista resultados bem díspares obtidos de acordo com a equação e correção para o Al(IV) utilizadas.

As características geológicas do depósito Bahia favorecem interpretá-lo como um depósito vulcanogênico tipo Besshi, que pode ter incorporado, durante eventos posteriores, urânio e terras raras que nele ocorrem com teores anômalos.

## ABSTRACT

The Bahia deposit is hosted by the Archean Igarapé Bahia Group which is one of the volcano-sedimentary sequences that have filled the Carajás basin (SE Pará state). This group consists of basic metavolcanic, metapyroclastic and clastic metasedimentary rocks, besides banded iron formations and breccias. These rocks are cut by basic dikes and have been intensely altered by hydrothermal fluids to mineral assemblages compatible with the greenschist facies.

The Bahia deposit is formed by the Acampamento Norte, Acampamento Sul, Furo Trinta and Alemão bodies. The first three ones show disseminated mineralization that is hosted mainly by breccias. The last one was recently discovered and is made up of massive sulfide lenses. The present work is based on cores from seven holes drilled in the Acampamento Sul body.

The breccias occur in the verticalized contact between the basic metavolcanic and the clastic metasedimentary rocks and usually display gradational boundaries with the host rocks. The lithoclasts are either from basic metavolcanic rocks or banded iron formations. Their shapes vary from angular to subangular with most dimensions in the 1-3 cm range. The matrix is composed of chlorite, siderite, chalcopyrite, quartz, magnetite, tourmaline and calcite, but no more than one or two of these minerals are dominant. The matrix/clasts ratio is highly variable producing clast-supported to matrix supported breccias, some of which show slight foliation and orientation of the lithoclasts. Occasionally massive sulfide and magnetite beds up to 40 cm thick are found in the breccias. To these breccias, it is suggested a phreatic origin whose fragments were reworked and transported into deeper zones as debris flow.

Compared to the host rocks Cu and Au are more enriched in the breccias, in which the sulfides also occur in veins and pods together with quartz and/or siderite. Chalcopyrite and the pyrite are the main sulfides, but in the stratiform massive magnetite and sulfide rich beds, bornite is also present. Magnetite is an abundant phase found not only in banded iron formation clasts, but also in the breccia matrix as disseminations or in the massive beds.

Chloritization, carbonatization, magnetitization and sulfidation are the most important types of hydrothermal alteration, although silicification and tourmalinization may occur. Pervasive chloritization has affected all rocks in greater or lesser degree giving them a characteristic greenish color. Carbonatization, magnetitization and sulfidation are represented respectively by the precipitation of 1) siderite and calcite; 2) magnetite and 3) chalcopyrite, pyrite and bornite.

Microthermometric studies in quartz crystals showed two and three-phase aqueous inclusions chemically represented by the system  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  with variable salinities (5,3 - 41,5 in weight % eq. NaCl). It was also observed pure  $CO_2$  inclusions, some with traces of  $N_2$ . The more frequent homogenization temperature ranges were 110-140°C and 150-225°C respectively for the two-phase and three-phase aqueous inclusions. After pressure correction, the prevailing conditions for the Bahia deposit formation could be estimated in 160-240°C and 1-2 kbar. Aqueous fluids have been interpreted as modified sea water which circulated convectively and leached metals from the volcano-sedimentary pile for later deposition as sulfides and oxides. The carbonic fluids were probably derived from a mantelic source and accounted for the siderite precipitation.

The chlorite geothermometer was unsuitable to define paleotemperatures, considering the very inconsistent results obtained with the different equations available for Al(IV) correction.

The geological characteristics of the Bahia deposit allow it to be interpreted as a Besshi-type volcanogenic deposit in which uranium and rare-earth elements, that occur in anomalous concentrations, have been introduced by later events.

## 1 - INTRODUÇÃO

Desde a descoberta das jazidas de ferro em 1967, a Província Mineral de Carajás, sudeste do Estado do Pará, vem sendo cartografada e seu conhecimento geológico aprofundado através de estudos estratigráficos, geotectônicos, estruturais, petrológicos, geoquímicos, metalogenéticos e geocronológicos. Nessa província ocorrem, dentre outras, importantes reservas de ferro, manganês, cobre e ouro.

O depósito Bahia, objeto do presente estudo, localiza-se a cerca de 583 km a sudoeste da cidade de Belém com acesso terrestre feito através das rodovias PA-150 e PA-257 (Figura 1). Nessa área encontra-se a maior mina aurífera da Amazônia com uma produção aproximada de 10 ton/ano. O ouro foi concentrado a valores econômicos por processos supergênicos que deram origem a uma crosta laterítico-gossânica com espessura média de 100 m. A mineralização primária de sulfetos é dominada por calcopirita e apresenta teores de Cu em geral acima de 1%. Valores maiores que 1g/ton para ouro são comuns.

Os primeiros trabalhos no depósito Bahia foram realizados a cerca de 1km a sudeste da atual mina de ouro (Fonseca et al. 1984; Ferreira Filho 1985; Ferreira Filho & Danni 1985; DOCEGEO 1988; Ribeiro 1989; Ribeiro & Villas 1990; Althoff et al. 1994) em locais fracamente mineralizados, onde os sulfetos ocorrem principalmente em vênulas, disseminados em rochas vulcânicas básicas ou como lentículas finas e descontínuas paralelas aos planos de estratificação das rochas sedimentares e vulcanoclásticas. São desses locais os únicos estudos sobre fluidos hidrotermais até aqui realizados no depósito Bahia. Furos de sondagem na frente de lavra e nas adjacências têm revelado sítios bem mais ricos em sulfetos que estão, em grande parte, hospedados brechas. Além de relatórios internos da CVRD e DOCEGEO, alguns trabalhos desenvolvidos na área da mina e nas suas proximidades têm tratado diversos aspectos, desde a gênese até a idade da mineralização. No entanto, até o momento, nenhum deles abordou a caracterização e evolução dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização e pela alteração hidrotermal, tampouco a formação das brechas, as quais vêm sendo consideradas atectônicas e provocadas pela expansão de fluidos sob forte pressão de vapor d'água (SUTEC/CVRD 1996).

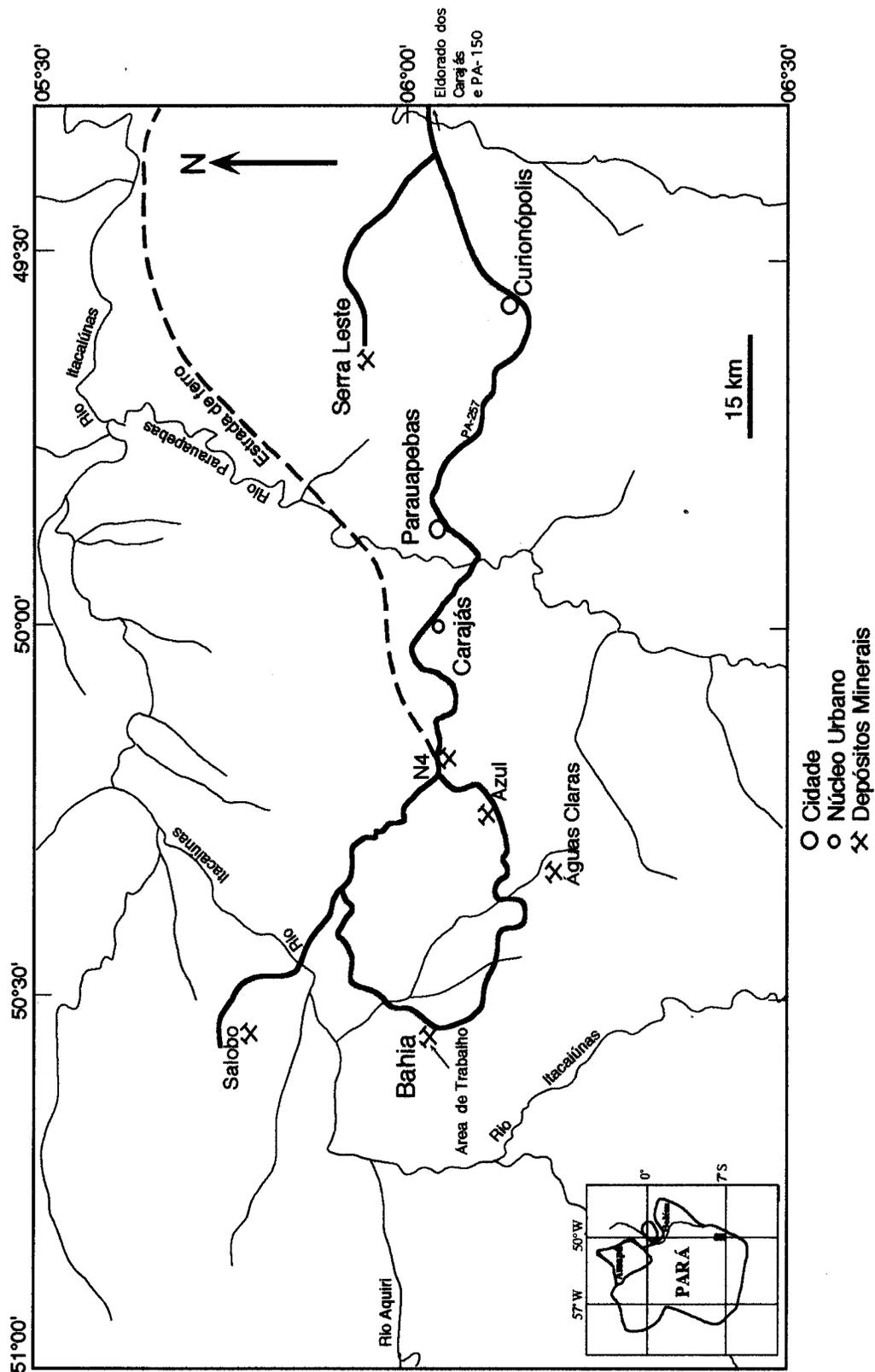


Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso.

Várias linhas de evidências, baseadas no exame de milhares de metros de testemunhos de sondagem e em estudos petrográficos, mineralógicos, estruturais e geoquímicos, levaram os geólogos da DOCEGEO/CVRD a propor um modelo para a formação das brechas que hospedam parte significativa da mineralização cupro-aurífera do depósito Bahia. Fluidos sob alta pressão hidrostática teriam fragmentado as rochas e gerado uma chaminé de brechas ao escaparem pela zona de contato, tectonicamente verticalizada, entre rochas vulcânicas básicas e sedimentares. A origem dessas brechas é assunto em aberto e outras alternativas merecem ser consideradas.

A ocorrência dos sulfetos de cobre do depósito Bahia em seqüências vulcanossedimentares, em que o vulcanismo dominante é de natureza básica, dá relevância ao estudo proposto. Trata-se de uma característica geológica comum a todas as jazidas de sulfetos da região de Carajás. Diferem, nesse sentido, dos depósitos vulcanogênicos tipo Noranda ou Kuroko, nos quais dominam rochas vulcânicas intermediárias a félsicas, bem como dos depósitos tipo Chipre por não estarem hospedados em crosta oceânica. O ambiente de formação do depósito Bahia é tema polêmico, daí o interesse de também ser focalizado nesta investigação.

Estudos já realizados sobre a mineralização do depósito Bahia têm sugerido alguns modelos para a formação desses depósitos. Dentre eles destacam-se aqueles que foram desenvolvidos por Ferreira Filho (1985), Ribeiro (1989) e Althoff et al. (1994), a cerca de 1km a sudeste da atual mina de ouro, e por Sachs (1993) e Bocalon (1997) no extremo sul do Corpo Acampamento Sul e na porção oeste do Corpo Furo Trinta. Esses modelos destacam o papel dos granitos anorogênicos paleoproterozóicos, intrusões granofíricas, da atividade vulcano-exalativa e de movimentos convectivos da água do mar provocados pela dissipação da energia térmica das rochas vulcânicas básicas, como responsáveis pela geração da mineralização do depósito Bahia. Mais recentemente, Huhn (1996) sugeriu tratar-se de uma mineralização tipo *Olympic Dam*. Outra vez o assunto é controverso e novos dados geológicos podem permitir a elaboração de modelos mais consistentes.

A abordagem desses vários problemas justificou o presente trabalho que, dentre outros aspectos, caracteriza os fluidos hidrotermais como forma de melhor consubstanciar o quadro metalogenético do depósito Bahia.

## 1.1- OBJETIVOS

Foram dois os principais objetivos deste trabalho:

- definir a natureza e evolução dos fluidos hidrotermais que causaram as alterações e as mineralizações de sulfetos associadas em rochas do Grupo Igarapé Bahia; buscou-se, fundamentalmente, caracterizar esses fluidos quanto à composição e às condições físicas (densidade, temperatura e pressão) à época em que foram aprisionados;
- definir a origem das rochas ricas em fragmentos líticos, no intuito de identificar sua natureza, se rochas piroclásticas, produzidas por vulcanismo explosivo, ou se brechas produzidas pelo escape explosivo de fluidos hidrotermais ou mesmo de produtos de processos sedimentares.

Além desses objetivos maiores, procurou-se estabelecer diferenças entre os prováveis domínios distal (sul da mina) e proximal (a própria mina) de um ambiente que favoreceu a mineralização de sulfetos maciços, destacando-se as variedades das rochas hospedeiras, os tipos de alterações, a paragênese mineral, os fluidos e o modo de ocorrência dos sulfetos. Considerando-se que já há suficientes informações sobre o hipotético ambiente distal disponíveis na literatura, novos dados foram obtidos apenas no ambiente proximal. E, finalmente, propor um modelo metalogenético que abarque as principais características do depósito estudado.

## 1.2 - METODOLOGIA

Para se alcançar os objetivos propostos, adotou-se a metodologia descrita a seguir:

**1.2.1 - Levantamento e pesquisa bibliográfica:** sobre temas relacionados com o foco da tese, com ênfase na geologia regional, sulfetos vulcanogênicos, brechas e rochas piroclásticas, hidrotermalismo e inclusões fluidas.

**1.2.2 - Trabalho de Campo:** abrangeu uma etapa de campo de 10 dias, realizada em setembro de 1996, quando foi feita uma descrição detalhada de testemunhos de sondagem e a seleção das amostras para petrografia, minerografia e microtermometria.

### **1.2.3 - Trabalhos de laboratório**

1.2.3.1 - Estudos petrográficos de lâminas delgadas visando à identificação de minerais, descrição de feições texturais, associações mineralógicas e transformações hidrotermais.

1.2.3.2 - Estudos minerográficos de seções polidas para a identificação de minerais opacos, descrições texturais e definição da paragênese mineral.

1.2.3.3 - O estudo das inclusões fluidas abrangeu as seguintes etapas:

- petrografia (tipologia, classificação genética, identificação de minerais de saturação, etc);
- microtermometria para medidas de temperaturas de homogeneização, temperaturas do ponto eutético, temperaturas de fusão do gelo e de hidratos, dados que permitiram a determinação ou estimativa da composição, densidade e salinidade das soluções, bem como da temperatura e pressão de aprisionamento. Essas medidas foram realizadas utilizando-se uma platina Chaixmeca, acoplada a um microscópio Zeiss, a qual opera no intervalo de -180 a 600°C. O resfriamento foi obtido pela circulação de N<sub>2</sub> líquido através da platina e o aquecimento por meio de uma resistência elétrica controlada eletronicamente;
- análise por espectroscopia Raman em algumas inclusões nas quais se suspeitou a presença de CO<sub>2</sub>. Essas análises foram realizadas no Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear da CNEN em Belo Horizonte.

## 2 - GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 - ESTRATIGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E MINERALIZAÇÕES

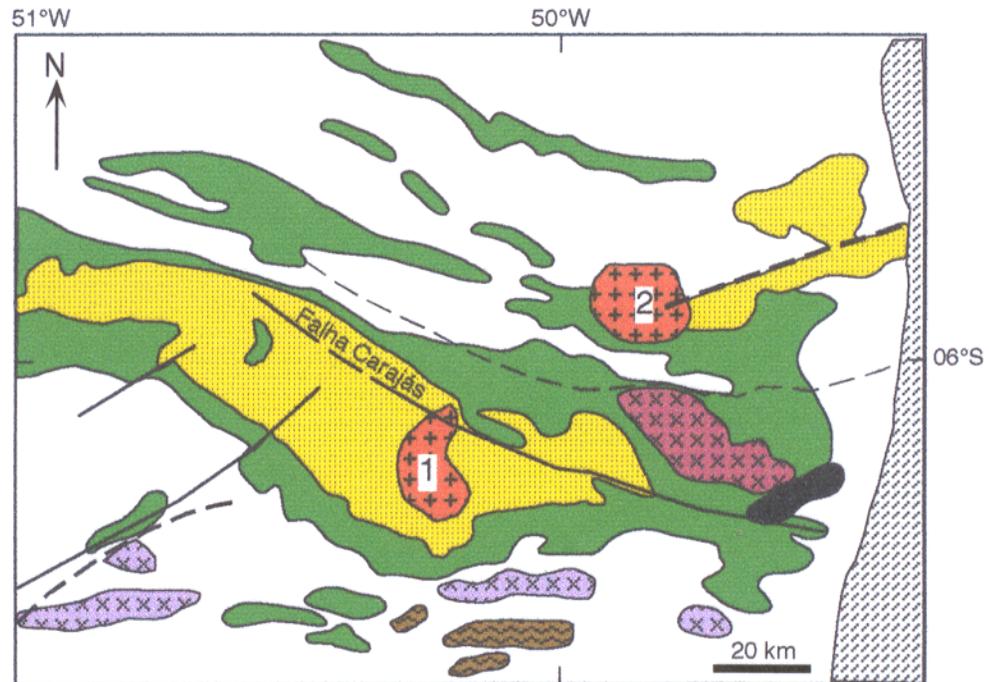
A Província Mineral de Carajás, onde encontra-se o depósito Bahia, é delimitada a leste pelos rios Araguaia/Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, ao norte pela serra do Bacajá e ao sul pela serra dos Gradaús. Situa-se aproximadamente entre as latitudes 5° 24'42" S e 8° 00'S e longitudes 51° 00' W e 49° 21' 42" W.

Essa província compreende dois blocos tectônicos, um ao sul e outro ao norte, sendo formados, respectivamente, pelos terrenos granito-*greenstone* da região de Rio Maria que apresentam as rochas mais antigas do sudeste do Pará, e pelo Cinturão Itacaiúnas (Figura 2) que abrange rochas formadas ou reativadas por tectônica posterior à formação do primeiro bloco.

No presente trabalho será utilizada a coluna estratigráfica proposta pela DOCEGEO em 1988 com algumas alterações, uma vez que serão apresentadas somente as unidades do Cinturão Itacaiúnas, onde está localizado o depósito Bahia, além de outras unidades que ainda não tinham sido descritas (Figura 3).

As unidades mais antigas do Cinturão Itacaiúnas são o Complexo Pium e o Complexo Xingu. O primeiro compreende as rochas granulíticas que ocorrem na área homônima e que, para Araújo et al.(1988), seriam porções da base da crosta soerguidas através de zonas de cisalhamento. Datações realizadas por Rodrigues et al. (1992) apresentaram uma idade de  $3050 \pm 57$  Ma pelo método Pb/Pb em rocha total, interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo desses granulitos.

O Complexo Xingu (Silva et al., 1974) é constituído por rochas gnáissicas, às vezes migmatizadas, de composições tonalítica, trondhjemitica e/ou granodiorítica, resultantes do retrabalhamento metamórfico de terrenos arqueanos. As datações realizadas por Machado et al. (1991), pelo método U/Pb em zircões do leucossoma granítico, deram uma idade de  $2859 \pm 2$  Ma, representando, provavelmente, o última fase de migmatização sofrida por esse complexo. Pimentel & Machado (1994) dataram titanitas de uma amostra de gnaiss coletada ao norte de Rio Maria que



### LEGENDA

|   |   |
|---|---|
|  | Faixa Araguaia  |
|  | Gabro Santa Inês  |
|  | Granitos Anorogênicos. 1 - Central ou Serra dos Carajás, 2 - Cigano |
|  | Complexo Granítico Estrela  |
|  | Formação Águas Claras / Grupo Rio Fresco                            |
|  | Supergrupo Itacaiúnas   |
|  | Suíte Plaquê  |
|  | Complexo Xingu  |
|  | Complexo Pium   |

**Figura 2** - Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Mineral de Carajás (Modificado de DOCEGEO, 1988).

|               |                          |  |                                   |
|---------------|--------------------------|--|-----------------------------------|
| PROTEROZÓICO  |                          | Gabro Santa Inês                           |                                   |
|               |                          | Granitos Anorogênicos                      | Central, Cigano                   |
|               |                          | Complexo Granítico Estrela                 |                                   |
|               |                          | Grupo Rio Fresco/<br>Formação Águas Claras |                                   |
| ARQUEANO      | SUPERGRUPO<br>ITACAIÚNAS | Grupo Buritirama                           |                                   |
|               |                          | Grupo Igarapé Bahia                        | Formação Sumidouro                |
|               |                          |  | Formação Grota do Vizinho         |
|               |                          | Grupo Grão Pará                            | Seqüência Paleovulcânica Superior |
|               |                          |  | Formação Carajás                  |
|               |                          |  | Formação Parauapebas              |
|               |                          | Grupo Pojuca                               |                                   |
|               |                          | Grupo Salobo                               | Formação Cinzento                 |
|               |                          |  | Formação Três Alfa                |
|               |                          |  | Gnaisse Cascata                   |
|               |                          |  |                                   |
| Complexo Pium |                          |  |                                   |

**Figura 3** - Coluna estratigráfica da porção norte da Província Mineral de Carajás (modificada de DOCEGEO, 1988).

revelaram uma idade Pb/Pb de 2798 Ma, interpretada como a idade do metamorfismo sofrido por essa rocha.

Os granitóides deformados, lenticulares, identificados e individualizados como Suite Plaquê por Araújo et al. (1988), foram inicialmente incluídos no Complexo Xingu. Araújo & Maia (1991), com base nas características composicionais e morfológicas, passaram a denominá-los informalmente de granitos estratóides Plaquê, constituídos por tipos litológicos de composição essencialmente granítica e exibindo anisotropia estrutural, que é expressa por uma variação da foliação milonítica.

O Supergrupo Itacaiúnas engloba os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama, compostos por seqüências vulcanossedimentares arqueanas que ocorrem na Serra dos Carajás, mostrando diversos graus metamórficos.

O Grupo Igarapé Salobo, definido por Hirata et al. (1982) como Seqüência Salobo-Pojuca, compreende três unidades que, da base para o topo, são constituídas por (1) paragneisses com intercalações de anfibolitos e metapelitos, agrupados como Gnaisse Cascata; (2) rochas metassedimentares de derivação química e detrítica da Formação Três Alfa; e (3) quartzitos com intercalações de gnaisses, metarcósios e xistos da Formação Cinzento. O Grupo Igarapé Salobo está em contato com o Complexo Xingu e com o Grupo Igarapé Pojuca, sendo cortado por corpos graníticos anorogênicos e diques de rochas básicas. Conforme Vieira et al. (1988), a Formação Três Alfa contém uma jazida de Cu(Au, Mo e Ag) constituída por calcocita e bornita, com quantidades subordinadas de calcopirita e proporções variáveis de molibdenita, cobaltita, saflorita, ouro e prata. Os sulfetos estão associados às porções mais ricas em magnetita e às zonas de rochas cisalhadas e hidrotermalizadas. As datações realizadas por Machado et al. (1991), pelo método U/Pb em zircões de anfibolito milonitizado, forneceram uma idade de  $2761 \pm 3$  Ma, correspondente ao evento metamórfico regional.

O Grupo Igarapé Pojuca foi desmembrado da Seqüência Salobo-Pojuca de Hirata et al. (1982) e hospeda importante mineralização de sulfetos de Cu e Zn. É constituído por rochas vulcânicas básicas e intermediárias intercaladas com sedimentos clásticos e químicos (*chert* e formações ferríferas bandadas de fácies óxido-silicatada),

e mostra metamorfismo que varia da fácies xisto verde a anfibolito. Esse grupo também é cortado por corpos graníticos pós-tectônicos e/ou anorogênicos, contemporâneos ao Granito Carajás ou Central. Machado et al. (1991) dataram, pelo método U/Pb, zircões de anfibolitos desse grupo, encontrando a idade de  $2732 \pm 2$  Ma, que representa o evento metamórfico atuante nessa unidade.

O Grupo Grão Pará (CVRD/CMM 1972) foi definido, originalmente, como um pacote vulcanossedimentar composto por três unidades: Seqüência Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Seqüência Paleovulcânica Superior, sendo a primeira e a última constituídas predominantemente por rochas basálticas e a intermediária por jaspilito e minério de ferro. Meireles et al. (1984) identificaram rochas vulcânicas félsicas intercaladas na Seqüência Paleovulcânica Inferior, a qual passaram a denominar de Formação Parauapebas. Datações pelo método U/Pb em zircões, realizadas por Wirth et al. (1986), forneceram uma idade de  $2758 \pm 39$  Ma para os metariolitos desse grupo, possivelmente contemporânea ao metamorfismo do Grupo Salobo. Esses resultados foram confirmados por Machado et al. (1991).

O Grupo Igarapé Bahia, definido pela DOCEGEO (1988), corresponde a rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico divididas em duas unidades: a Formação Grotta do Vizinho e a Formação Sumidouro, que são constituídas, respectivamente, por rochas metassedimentares e metapiroclásticas, e por metarenitos, às vezes arcósiolos. As duas unidades estão intercaladas com rochas metavulcânicas básicas. Na Formação Grotta do Vizinho ocorrem mineralizações polimetálicas de Cu, Fe, Au, Th, U, Mo e Ag. Recentemente a DOCEGEO descobriu lentes de sulfetos maciços, as quais compõem o corpo Alemão do depósito Bahia, onde outros três corpos, com mineralização hospedada em brechas, já tinham sido identificados.

O Grupo Buritirama ( DOCEGEO, 1988) é formado por um pacote de rochas sedimentares clásticas e químicas, constituído da base para o topo por quartzitos micáceos, mica-xistos, quartzitos bandados e xistos variados. Apresenta uma ocorrência de Mn associada a mica-xistos carbonatados, rochas calcossilicatadas e leitos de mármore.

O granito Estrela (Meireles et al., 1984) aflora a leste da serra dos Carajás e foi proposta por Araujo & Maia (1991) a utilização do termo gnaiss em substituição ao

termo granito, devido às observações morfológicas, composicionais, metamórficas, estruturais e à assinatura geofísica feitas quando do estudo detalhado dessa unidade. Barros et al. (1992) descreveram essas rochas como de composição predominante monzogranítica, apresentando foliação gnáissica a milonítica, lineações minerais e, localmente, bandamento tectônico, resultantes da implantação de extensas zonas de cisalhamento dúctil, ligadas ao Cinturão Itacaiúnas. Barros (1997) reinterpreta essa unidade denominando-a de Complexo Granítico Estrela, cuja foliação é originada por tectônica durante a colocação do granito. Datações Rb/Sr em rocha total, realizadas por Barros et al. (op. cit.), apresentaram uma idade de  $2527 \pm 34$  Ma, interpretada como a idade mínima para essa unidade.

O Grupo Rio Fresco, definido por Barbosa et al. (1966) como Formação Rio Fresco, representa uma seqüência sedimentar clástica transgressiva, com granulometria grossa na base, gradando para siltitos e sedimentos químicos no topo, depositada sobre unidades arqueanas. Granitos anorogênicos são intrusivos nessa unidade. Os depósitos de Mn do Azul e de Au-elementos do grupo da platina de serra Pelada (serra Leste) hospedam-se nas rochas dessa unidade que, nessas áreas, se apresentam fortemente intemperizadas.

Para Araújo et al. (1988) e Araújo & Maia (1991) os grupos Salobo, Pojuca e Rio Fresco e a Formação Carajás apresentam o mesmo padrão deformacional, portanto, são consideradas como integrantes do Grupo Grão Pará. Propuseram também a mudança da denominação Grupo Rio Fresco para Formação Águas Claras, incluindo nessa unidade as rochas metassedimentares preservadas e sem deformação da porção interna da bacia. Mantiveram as denominações Formação Parauapebas para a seqüência metavulcânica e Formação Carajás para as formações ferríferas, definidas anteriormente por Meireles et al. (1984) e CVRD/CMM (1972), respectivamente. Nogueira et al. (1994) reinterpretaram a Formação Águas Claras, dividindo-a em duas unidades: uma inferior constituída por fácies marinha e transicional e uma superior composta por fácies fluvial. Caracterizaram, assim, uma sucessão progradante, em que as estruturas deformacionais são decorrentes de um evento transgressivo de caráter local.

Dias et al. (1996) realizaram datações pelo método Pb/Pb, em zircões de um *sill* de metagabro intrusivo na Formação Águas Claras, que apresentaram uma idade mínima de  $2645 \pm 12$  Ma, portanto, arqueana. Considerando que a idade das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará é de  $2759 \pm 2$  Ma (Machado et al. 1991) e que os sedimentos da Formação Águas Claras foram depositados no intervalo de tempo entre essas duas idades, os autores sugerem que a Formação Águas Claras e o Grupo Grão Pará sejam de idades similares, corroborando a proposta de Araújo et al. (1988).

Os granitóides pós-tectônicos e/ou anorogênicos Serra dos Carajás, Cigano, Jamon, Musa, Pojuca, Cachoeirinha, Bannach, Borrachudo, Seringa, Marajoara, Sítio São José e São João e outros corpos menores, ainda não denominados, variam, composicionalmente, de sienograníticos a monzograníticos, e cortam quase todas as unidades mais antigas. Machado et al. (1991) realizaram datações U/Pb em zircões, em alguns desses corpos e as idades determinadas variaram de 1874 a 1883 Ma.

Mineralizações de wolframita/cassiterita e wolframita ocorrem associadas aos granitos Cachoeirinha e Musa, respectivamente.

O gabro Santa Inês compreende um corpo de rochas básicas constituído por gabros leucocráticos e anortosíticos intrusivos no Grupo Rio Fresco e no Complexo Xingu. Até o momento, esse corpo não foi datado.

## 2.2- CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Vários autores têm abordado assuntos concernentes à evolução geotectônica da área de Carajás, suscitando ampla discussão sobre o tema. A seguir serão apresentadas algumas das principais idéias.

Beisiegel et al. (1973) propuseram uma estrutura em sinclínório para a serra dos Carajás, adotada também por Silva et al. (1974).

Wirth et al. (1986), através de datações nas rochas riolíticas do Grupo Grão Pará e Gibbs et al. (1986), pelas evidências geoquímicas e isotópicas de que os basaltos desse grupo são similares aos do tipo continental, sugeriram que o vulcanismo se deu

em crosta siálica mais antiga formada, provavelmente, pelo Complexo Xingu ou terrenos granito-*greenstone*.

DOCEGEO (1988) considera a possibilidade de o Supergrupo Itacaiúnas ter sua evolução associada a zonas de *rifting* continental, que teriam sido desenvolvidos em terrenos granito-*greenstone*. Estudos realizados por Lindenmayer & Fyfe (1992) e Sachs (1993) reforçam essa hipótese. Para os primeiros autores, tanto os basaltos do Grupo Salobo como os da Formação Parauapebas (Grupo Grão Pará) são considerados do tipo continental, originados por eventos magmáticos contemporâneos dentro da bacia Carajás. Aqueles seriam mais evoluídos, podendo ser produto de uma erupção em crosta continental mais espessa, enquanto o vulcanismo do Grupo Grão Pará teria ocorrido mais próximo do centro do *riff*, em zona de crosta continental mais fina. Para Sachs (1993), as rochas básicas do Grupo Igarapé Bahia correspondem a basaltos toleíticos associados a ambientes de *riffs* continentais, sendo também correlacionáveis ao magmatismo do Grupo Grão Pará.

Dardenne et al. (1988) e Meireles & Dardenne (1991) interpretaram as rochas basálticas do Grupo Grão Pará como representantes de um magmatismo predominantemente shoshonítico que chegou à superfície através de um sistema de *riffs*. Essas rochas não estariam relacionadas a basaltos do tipo continental e sim a um processo de subducção. Esse modelo foi contestado por Lindenmayer et al. (1995), que reafirmaram serem os basaltos do tipo continental, concluindo que a mobilidade generalizada dos álcalis na Bacia Carajás é provocada por um evento de alteração hidrotermal, o que tem redundado em errôneas classificações das rochas vulcânicas na área.

Teixeira (1994) propôs um modelo geotectônico para a bacia de Carajás, envolvendo subducção e convergência oblíqua, seguida por uma colisão continente-continente durante o Arqueano.

Araújo et al. (1988), Araújo & Maia (1991) e Araújo et al. (1994), baseando-se principalmente em elementos estruturais e demais informações geológicas disponíveis, propuseram novos modelos evolutivos para a Província Mineral de Carajás. A integração dos dados obtidos por esses trabalhos permitiram a proposição de um terreno do tipo granito-*greenstone*, preservado na região de Rio Maria, e contornado

pelos cinturões de cisalhamento Itacaiúnas, Pau D'Arco e Araguaia, que se localizam, respectivamente, ao norte, ao sul e a leste.

Para Araújo & Maia (op. cit.), o Grupo Grão Pará teria evoluído a partir de uma bacia ligada a um sistema transcorrente, preenchida, na fase distensiva, por espessa seqüência vulcanossedimentar e formações ferríferas, que foram lenticularizadas e imbricadas durante a fase de inversão.

Estudos recentes de Pinheiro & Holdsworth (1997) sobre as rochas do cinturão Itacaiúnas sugerem que o sistema de transtensão, responsável pela formação dos sistemas de falhas transcorrentes Serra dos Carajás e Cinzento, é posterior à formação da bacia sedimentar de extensão regional. Essa bacia teria sido invertida, posteriormente, em condições transpressivas e a deformação prosseguido com a formação da falha Carajás. Os grupos Igarapé Salobo e Pojuca são considerados unidades tectono-estratigráficas anteriores ao Grupo Grão Pará devido às paragêneses de mais alto grau metamórfico que elas apresentam, sendo a primeira pertencente à zona de cisalhamento do cinturão Itacaiúnas e a outra às seqüências de cobertura deformadas por uma fase transpressiva anterior à formação dos sistemas transcorrentes.

As relações estruturais foram definidas por zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes, com orientação preferencial na direção WNW-ESE.

### 3 - GEOLOGIA LOCAL

Desde as primeiras anomalias de cobre detectadas pela DOCEGEO, a partir de 1974, nos igarapés Bahia e Águas Claras, em muito tem evoluído o conhecimento geológico da região, mas as questões estratigráficas continuam sendo polêmicas. Essas áreas foram descritas inicialmente por Fonseca et al. (1984) como sendo constituídas predominantemente por rochas metassedimentares (metagrauvascas, metargilitos e metassiltitos) e, secundariamente, por rochas vulcânicas básicas, ambas cobertas por espesso manto de intemperismo e correlacionadas ao Grupo Rio Fresco.

Ferreira F° (1985) caracterizou as rochas das proximidades do Igarapé Bahia como uma seqüência vulcanossedimentar (seqüência Bahia) subdividida em três unidades:

- a unidade mais antiga constituída essencialmente por rochas vulcânicas com intercalações de rochas sedimentares, bastante hidrotermalizadas e contendo mineralizações de cobre;
- uma unidade essencialmente sedimentar;
- uma cobertura laterítica.

Além disso, a mineralização, antes relacionada somente a rochas sedimentares (Fonseca et al. 1984), passou a ser associada com a seqüência vulcanossedimentar, em que o controle não era litológico mas sim por meio de zonas de intensa alteração hidrotermal. Ferreira F° (1985) contestou a correlação da seqüência Bahia com a Formação Rio Fresco, propondo contemporaneidade entre a deposição dessa seqüência e as rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão Pará, devido a similaridades litológicas, geoquímicas e geocronológicas. Essa interpretação também foi adotada por outros autores como Ribeiro (1989), Sachs (1993) e Althoff et al. (1994) em trabalhos posteriores.

DOCEGEO (1988) considerou a seqüência Bahia posterior ao Grupo Grão Pará, denominou-a de Grupo Igarapé Bahia que foi, então, dividido em duas formações: Grotta do Vizinho e Sumidouro, ambas constituídas por seqüências

vulcanossedimentares. A Formação Grota do Vizinho, que apresenta intercalações com rochas piroclásticas e formações ferríferas, é a unidade mais antiga e a que abriga a mineralização.

Araújo et al. (1988) apresentaram outra interpretação para essas unidades. Eles observaram que as diferentes unidades litológicas do segmento norte da folha de Carajás apresentavam o mesmo padrão deformacional e, assim, passaram a considerá-las integrantes do Grupo Grão Pará, que foi, então, dividido em três unidades: Formação Parauapebas, Formação Carajás e Formação Águas Claras constituídas por rochas metavulcânicas, metassedimentares químicas e metassedimentares clásticas, respectivamente. Na Formação Águas Claras incluíram também a porção sedimentar da seqüência Bahia (Formação Sumidouro?). Nogueira (1995) e Bocalon (1997) discordam dessa proposição porque, para o primeiro, evento deformacional não é considerado critério litoestratigráfico e também porque, ao reinterpretar a Formação Águas Claras, observou que não há afinidade litológica com as rochas sedimentares químicas e vulcânicas das formações sotopostas. Já o segundo verificou diferenças faciológicas e estruturais entre as rochas metassedimentares da Formação Águas Claras e do Grupo Igarapé Bahia, sugerindo uma discordância entre elas.

Na área Bahia afloram rochas do Grupo Igarapé Bahia e da Formação Águas Claras. Na verdade, a exposição das rochas desse grupo é de pouca expressão, ocorrendo como uma pequena janela aberta nas rochas metassedimentares daquela formação, a qual recobre praticamente toda a área.

As estruturas do Grupo Igarapé Bahia apresentam, em geral, orientação N-NW e inclinações subverticais para NE. Não ocorrem estruturas penetrativas e as feições primárias mostram-se razoavelmente preservadas, mesmo tendo sido afetadas por intenso hidrotermalismo.

## 4 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO BAHIA

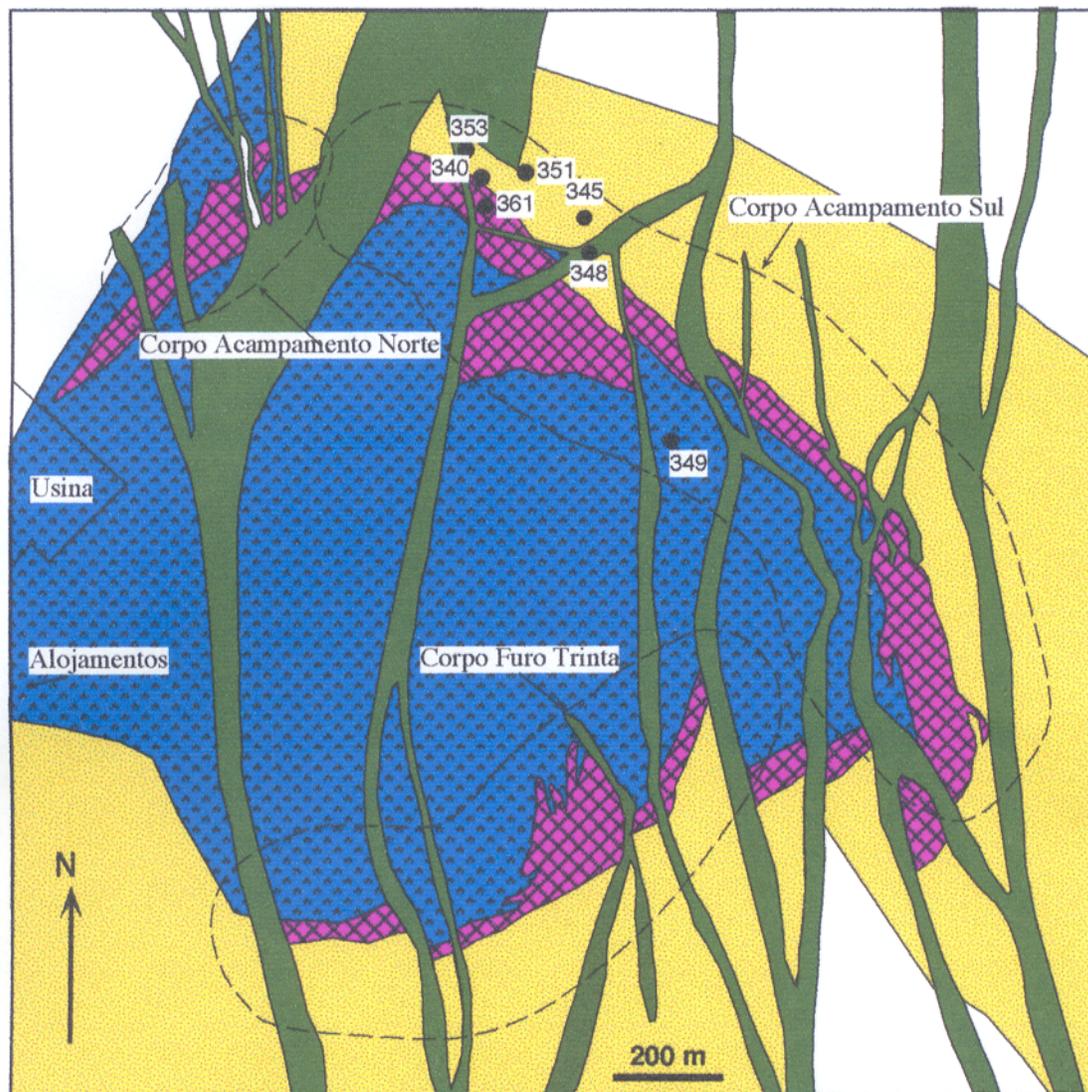
### 4.1 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS

O depósito Bahia é constituído pelos corpos de minério que foram cunhados pela DOCEGEO como Acampamento Norte, Acampamento Sul, Furo Trinta e Alemão (Figura 4). Os primeiros foram descobertos anteriormente ao início desta pesquisa. Mais recentemente, foi descoberto o Corpo Alemão, sobre o qual poucas informações estão disponíveis e, por ainda serem sigilosas, não está ele representado do mapa da Figura 4.

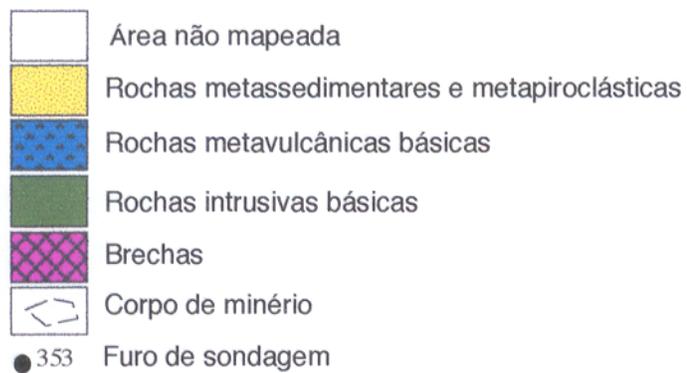
Para a presente pesquisa, foram descritos testemunhos correspondentes a sete furos de sondagem do corpo Acampamento Sul, onde ocorrem rochas metassedimentares arenosas, pelíticas e formações ferríferas, rochas metavulcânicas básicas e metapiroclásticas, além de brechas. Todo esse pacote rochoso é cortada por um enxame de diques de composição básica (figura 4) e apresenta como característica principal um metamorfismo hidrotermal correspondente a associações minerais da fácies xisto verde. Apesar disso, algumas feições reliquiares foram preservadas, possibilitando identificar texturas primárias e inferir a composição das rochas.

As rochas metabásicas, metassedimentares e metapiroclásticas foram descritas detalhadamente por Sachs (1993) e Bocalon (1997), que pesquisaram tanto no Corpo Acampamento Sul como nas suas proximidades. Portanto, elas serão aqui comentadas apenas brevemente.

As rochas metabásicas são representadas por derrames de basaltos e intrusões de diabásio encontrados em diferentes estágios de alteração. As texturas afanítica, microporfirítica e amigdaloidal estão parcialmente preservadas (SUTEC/CVRD 1996). Já as texturas ofítica e subofítica ocorrem somente onde a alteração foi menos intensa (Sachs 1993). Essa autora identificou nas rochas menos alteradas anfibólio (actinolita e hornblenda), plagioclásio saussuritizado (albita a andesina), clorita, quartzo, epidoto, carbonatos e minerais opacos, enquanto nas rochas mais alteradas observou como principais constituintes quartzo e clorita, secundados por albita, carbonato, titanita, epidoto e calcopirita. Além das rochas de composição basáltica, ocorrem



Fonte: CVRD Relatório interno (1996)



**Figura 4** - Mapa geológico simplificado da área Bahia, posicionamento dos corpos de minério e dos furos de sondagem.

subordinadamente rochas de composição intermediária a ácida, como andesitos e dacitos. A composição mineralógica é praticamente a mesma, mudando somente as proporções entre os minerais. Todas essas rochas podem mostrar-se brechadas.

As rochas metassedimentares são constituídas por variedades clásticas, em que se destacam metarritmitos, metaconglomerados, metarenitos e metapelitos, e por variedades químicas representadas por formações ferríferas bandadas. A composição mineralógica das rochas clásticas é dominada por quartzo, clorita e sericita, com plagioclásio, muscovita, óxido de ferro, titanita, turmalina, zircão, calcopirita e bornita subordinados. As formações ferríferas bandadas ocorrem intercaladas às rochas metabásicas como leitos e pequenas lentes ou como litoclastos constituintes das brechas. São sedimentos químicos com alternância de bandas de magnetita e quartzo. Às vezes, esses leitos ou lentes são cortados por veios de quartzo, siderita e calcopirita com ocasionais agregados de clorita com *habitus* radial.

As rochas metapiroclásticas ocorrem intercaladas com as rochas metabásicas e sobretudo com as rochas metassedimentares, variando na composição de ácidas a intermediárias. As variedades presentes são tufos de cristal, tufos laminados e, mais localmente, tufos finos e *lapilli* tufos. Essas rochas são constituídas por fragmentos líticos, fragmentos de púmice e por cristais. O conteúdo mineralógico é dominado por quartzo, feldspato, sericita, clorita e, secundariamente, por calcita, minerais opacos, epidoto, turmalina, titanita, biotita e zircão.

Os diques são constituídos por diabásios pouco alterados que cortam a seqüência vulcanossedimentar.

Todos os tipos litológicos da área estudada são similares àqueles descritos a cerca de 1km a sudeste da mina, onde foram desenvolvidos os primeiros trabalhos na área Bahia.

Em favor da facilidade descritiva, daqui em diante, a menos que indicado ao contrário, as rochas do depósito Bahia serão referidas como metavulcânicas e metassedimentares, as primeiras correspondendo ao pacote dominado por metabasaltos, com formações ferríferas ocasionais intercaladas, e as outras ao pacote constituído essencialmente por rochas clásticas interestratificadas, de natureza tanto sedimentar (pelitos, psamitos e ruditos) como vulcânica (piroclásticas).

Dentre as variedades vulcanoclásticas presentes na área Bahia, destacam-se aquelas que marcam a passagem do pacote metavulcânico para o metassedimentar, e que vêm sendo genericamente chamadas de brechas e interpretadas como de origem freatomagmática (SUTEC/CVRD 1996). Diferem das demais pela maior abundância de litoclastos e pela intensa alteração hidrotermal associada com a mineralização de sulfetos.

#### 4.2 - BRECHAS: GENERALIDADES

Diante da significativa ocorrência de brechas na área Bahia e da incerteza quanto a sua origem, considerou-se importante a inclusão de algumas generalidades sobre esse tipo de rocha.

As brechas são geralmente definidas como rochas constituídas por fragmentos de rochas pré-existentes imersos em uma matriz de partículas finas. Outra definição mais restritiva considera as brechas constituídas por fragmentos angulares maiores que 2mm e pela presença de matriz interfragmental (Laznicka 1988). É um termo genérico que não envolve nenhuma conotação quanto à origem.

A brechação é de extrema importância para a pesquisa de depósitos minerais porque as rochas, assim formadas, facilitam a infiltração de fluidos mineralizantes devido à sua alta permeabilidade. Portanto, é bastante comum a associação dessas rochas com depósitos minerais, principalmente, os hidrotermais.

Nem sempre essas rochas são fáceis de serem interpretadas quanto à origem porque, devido à natureza permeável, podem ter suas características originais totalmente obliteradas pela ação dos fluidos hidrotermais, dificultando o seu reconhecimento. Além disso, é comum a presença de mais de uma fase de brechação e/ou mineralização, o que torna mais complexa a história evolutiva dos sistemas de brechas.

#### 4.2.1- Caracterização e diversidade das brechas

A seguir serão caracterizados alguns tipos de brechas originados por diferentes processos. Essa síntese foi baseada em Laznicka (1988), McPhie et al. (1993) e Sillitoe (1985).

As brechas podem ser formadas por processos explosivos, intrusivos, sedimentares ou tectônicos. Nesta síntese as brechas serão descritas de acordo com a natureza explosiva e não explosiva.

##### 4.2.1.1 - Brechas formadas por processos explosivos

As erupções explosivas envolvem rápido alívio de pressão, levando simultaneamente à ejeção de magma e/ou fragmentação das rochas. Os tipos principais de erupções explosivas são magmático, freatomagmático, freático e hidrotermal-magmático, os quais diferem pela fonte da água e extensão do envolvimento direto do magma. As erupções freatomagmáticas e freáticas envolvem vapor gerado a partir de água externa ao magma.

*Brechas magmáticas ou piroclásticas:* as características principais dessas brechas são a predominância de piroclastos magmáticos juvenis derivados da fragmentação explosiva do magma, aos quais se juntam piroclastos líticos cognatos, piroclastos líticos oriundos do conduto e clastos líticos acidentais coletados pelo fluxo. Os componentes juvenis compreendem púmice ou escória, outros clastos juvenis menos vesiculares, fragmentos vítreos (*shards*), cristais e fragmentos de cristais. Comumente esses depósitos não se formam com rochas basálticas, predominando em rochas de composição riolítica e, secundariamente e em volumes menores, com rochas dacíticas e andesíticas.

*Brechas freatomagmáticas* são brechas finamente granuladas e geralmente sustentadas pela matriz (50-90%). Muitas vezes, apresentam um componente tufáceo juntamente com farinha de rocha (*rock flour*) na constituição da matriz. O material tufáceo comumente aproxima-se da composição dacítica e, raramente, também pode ser basáltico. Esse material compreende quartzo fragmentado ou não, no entanto pode

ser difícil o seu reconhecimento nas rochas intensamente alteradas. Os clastos são constituídos por fragmentos acidentais polimíticos, além de fragmentos juvenis, às vezes pobremente vesiculados. Os clastos são de tamanhos variados, podendo atingir proporções métricas e as formas são subangulares a arredondadas. Os contatos com as rochas encaixantes são normalmente abruptos e marcados por falhas circulares. A mineralização tende a concentrar-se nas margens do conduto, embora o interior também possa ter minério.

*Brechas freáticas:* esse tipo de brecha pode ser gerado em rochas vulcânicas e carbonatos e, geralmente, estão relacionados com fontes termais. Formam vários tipos de brechas, mostrando geometria desde pequenas vênulas até largos condutos, massas tabulares e corpos irregulares anastomosados. As texturas também são variáveis, com material extremamente fino tipo farinha de rocha e espaços vazios, estes comuns nas rochas calcárias. Podem exibir gradação para fraturamento tipo *stockwork*, assim como mostrar evidências de múltiplos estágios de brechação, silicificação e mineralização, em que cada estágio gera rochas com características próprias. Uma feição dominante nessas brechas é a ocorrência de quartzo substituindo fragmentos ou constituindo a matriz, geralmente finamente granulada na forma de calcedônia.

*Brechas hidrotermal-magmáticas:* são produtos gerados pela liberação de fluidos hidrotermais a partir da câmara magmática, independentemente da fonte desses fluidos (águas magmáticas, meteóricas, conatas ou oceânicas). Formam condutos simples ou múltiplos que possuem afinidade genética com rochas intrusivas não alteradas e não mineralizadas. Ocorrem em profundidades hipabissais de 1 a 3,6 km. Apresentam forma grosseiramente circular a oval e grandes dimensões verticais. Os contatos com as rochas encaixantes são geralmente abruptos e, às vezes, marcados por uma zona de fraturas verticais intimamente espaçadas (1-5m de largura). Essas fraturas podem dar um contorno poligonal ao conduto. Os fragmentos são angulares a subarredondados apresentando tamanhos de centímetros até metros. O grau de brechação pode apresentar um decréscimo para o centro do conduto, e os fragmentos do centro podem exibir fraturas. A composição dos clastos é a mesma das rochas encaixantes, geralmente monomítica, mas também pode ocorrer mistura de clastos. Essas brechas estão localizadas na parte superior ou nas margens de *plutons* e *stocks*.

Sempre apresentam algum grau de substituição hidrotermal e estágios de preenchimento de espaços vazios, sugerindo que a alteração e a mineralização foram necessariamente conseqüências do processo de brechação.

#### 4.2.1.2 - Brechas formadas por processos não-explosivos

Nessa categoria encontram-se todas as brechas formadas por outros processos que não os explosivos.

*Brechas autoclásticas* são associadas a processos que levam à autobrechação e fragmentação devido ao resfriamento rápido do magma, gerando volumes significativos de rochas fragmentadas como produto normal das erupções vulcânicas ou intrusões sin-vulcânicas, independentemente do ambiente geológico ou composição do magma. As características principais desses depósitos são clastos monomíticos com textura porfirítica ou afanítica e abundantes texturas *jigsaw-fit* (os fragmentos ajustam-se sem ter sofrido rotação). Nessa classe de depósitos incluem-se aqueles formados por intrusões sin-vulcânicas em sedimentos saturados em água e não consolidados, em que a matriz pode ser formada por ambos os tipos de materiais.

*Brechas associadas a depósitos epiclásticos* são aquelas que sofrem ressedimentação rápida dos piroclastos juvenis ou partículas autoclásticas, texturalmente não modificados. Com essas características podem ocorrer vários tipos de depósitos. Os depósitos de fluxo de detritos (*debris flow*) são gerados pela entrada no mar de fluxo piroclástico subaéreo onde são transformados para fluxo vulcanoclástico subaquoso. Suas características dominantes são o mau selecionamento das partículas, que variam de argila até matacão. Texturas de clastos sustentados ou matriz sustentada muitas vezes não apresentam gradação e os contatos entre elas são, geralmente, abruptos. Os corpos exibem geometria tabular variando na espessura de menos de 1 metro a mais de 100 metros. Os clastos são polimíticos ou mostram a dominância de um tipo.

*Brechas tectônicas*: o movimento relativo entre dois blocos de rocha dura e rúptil produz fricção, cuja tensão resultante amplia juntas e fraturas, e leva geralmente à fragmentação das rochas ao longo dos planos de ruptura. Os fragmentos assim

gerados preenchem esses planos e continuam a se quebrar e a se pulverizar, resultando em vários produtos com distintas características. Sibson<sup>1</sup> apud Laznicka (1988) definiu brecha de falha como uma mistura na qual os “fragmentos visíveis” constituem mais de 30% da massa da rocha. Sendo as falhas e fraturas transicionais, uma falha pode passar pelo estágio de fratura onde não há movimentação lateral, apenas dilatação. Nesse estágio, o preenchimento se dá por meio de fragmentos angulosos soltos que caem da superfície ou das paredes da fratura. Os fragmentos sofrem pouca abrasão e a matriz, quando presente, é posterior e de composição distinta dos fragmentos. Nas falhas normais o material de preenchimento consiste de fragmentos angulosos a subarredondados que mostram abrasão, estrias, riscos e *slickensides*, bem como de uma argila resultante do atrito (*gouge*). Há uma variedade de fragmentos e matriz sustentada, geralmente mal selecionados. O preenchimento da falha pode ser zonado, com blocos maiores e angulosos oriundos das paredes das rochas nas bordas e uma brecha rica em matriz e fragmentos subarredondados no centro.

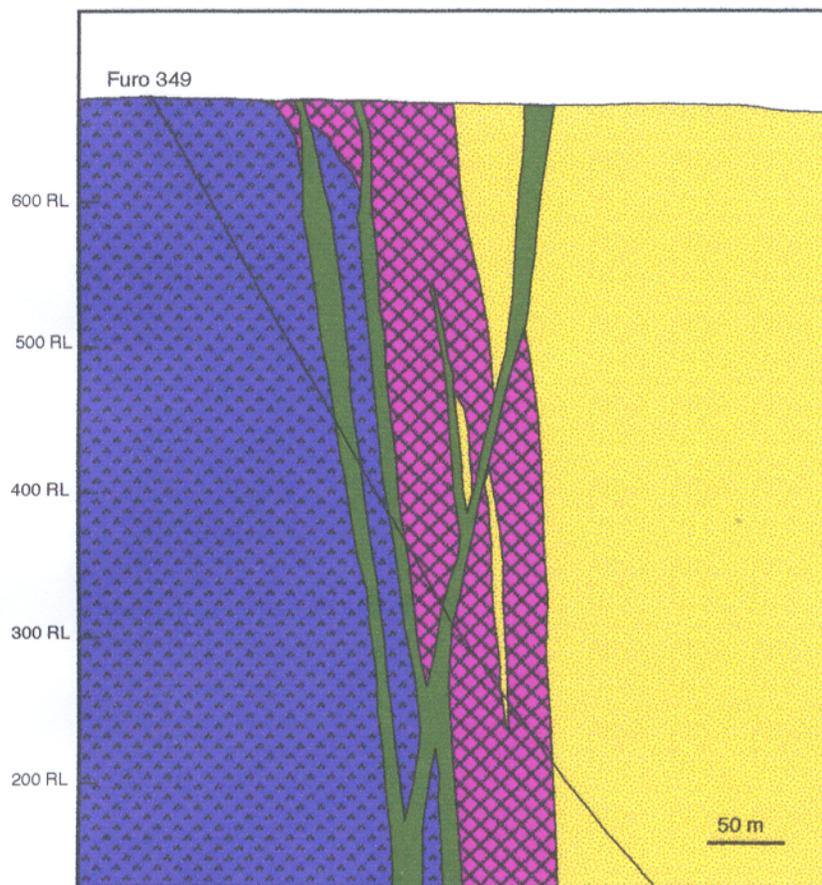
#### **4.2.2 - As brechas do depósito Bahia**

Embora em menor abundância que as rochas metavulcânicas e metassedimentares, as brechas são parte significativa do pacote rochoso do Grupo Igarapé Bahia e foram mapeadas nos corpos Acampamento Norte, Acampamento Sul e Furo Trinta do depósito Bahia. Certamente também estão associadas com o Corpo Alemão, mas não há dados disponíveis para confirmar esta suposição.

As brechas são concordantes a subconcordantes com a estruturação geral do Grupo Igarapé Bahia, ocorrendo ao longo do contato entre as rochas metavulcânicas e metassedimentares, o qual se encontra hoje tectonicamente verticalizado (Figura 5).

---

<sup>1</sup>Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc., 133: 191-213.



Fonte: CVRD/ Relatório interno (1996)

-  Rochas intrusivas básicas
-  Brechas
-  Rochas metassedimentares e metapiroclásticas
-  Rochas metavulcânicas básicas

**Figura 5** - Seção vertical de um furo de sondagem no Corpo Acampamento Sul.

Essas brechas foram afetadas por falhamentos, gerados provavelmente pelo mesmo tectonismo distensivo que foi responsável pela colocação dos diques de composição básica que cortam o Grupo Igarapé Bahia. Elas possuem espessura variável, com média da ordem de 100 m, e contatos gradacionais através de uma zona de transição de 5 a 10 m de espessura e com expressiva diminuição dos clastos em direção às rochas encaixantes.

A constituição é diversa quanto aos clastos e à matriz. Os clastos são originários de rochas metavulcânicas básicas e/ou metassedimentares químicas (formação ferrífera bandada e *chert*), com a predominância de um ou outro tipo. Não há certeza quanto à identificação de fragmentos de rochas metassedimentares clásticas. A alteração hidrotermal foi muito intensa e, aparentemente, destruiu o que poderiam ser as feições diagnósticas dessas rochas. A melhor evidência, ainda que reconhecidamente vulnerável, é a presença de quartzo em quantidades, em geral, inferiores às da clorita, ao contrário dos clastos de natureza química, os quais são constituídos de quartzo (sílica recristalizada) com pouca ou nenhuma clorita. Os fragmentos são angulosos a subarredondados, apresentando dimensões entre 0,2 e 10 cm, a maioria entre 1 e 3 cm. Os clastos de formação ferrífera mostram, às vezes, bandamentos truncados ou crenulados. Com certa frequência os clastos acham-se estirados e nitidamente orientados, o que parece ser bem mais resultado de um processo de fluidização ou fluxo do que de esforço tectônico.

Na matriz predominam clorita, siderita, calcopirita e quartzo, os quais apresentam proporções distintas, dependendo do tipo de brecha. Subordinadamente, ocorrem turmalina e magnetita, além de traços de apatita.

De acordo com a natureza dos clastos, constituição da matriz e da razão matriz/clastos, foram distinguidos alguns tipos de brechas, que são descritos a seguir com base em observações macro e microscópicas.

#### I. Brechas com razão matriz/clastos < 1

I.a - Brechas com predomínio de clastos de rochas metavulcânicas básicas e matriz composta principalmente por clorita (Figura 6-A) e subordinadamente por

quartzo, siderita, magnetita e calcopirita. A clorita constitui uma massa de cristais de granulação muito fina, enquanto os demais constituintes mostram-se disseminados. Os clastos de metavulcânicas básicas apresentam-se totalmente cloritizados, mas ainda é possível identificar seus limites. Ocorrem, em menor grau, clastos de *chert* e, às vezes, observam-se aglomerados de clorita na matriz, sugerindo que sejam microclastos (Figura 7). Vênulas constituídas de 1) siderita, calcopirita e quartzo; 2) quartzo, calcopirita e clorita ou 3) quartzo e calcopirita cortam a rochas e nelas tanto a clorita quanto o quartzo mostram-se melhor cristalizados e com granulação mais grossa que na matriz (Figura 8).

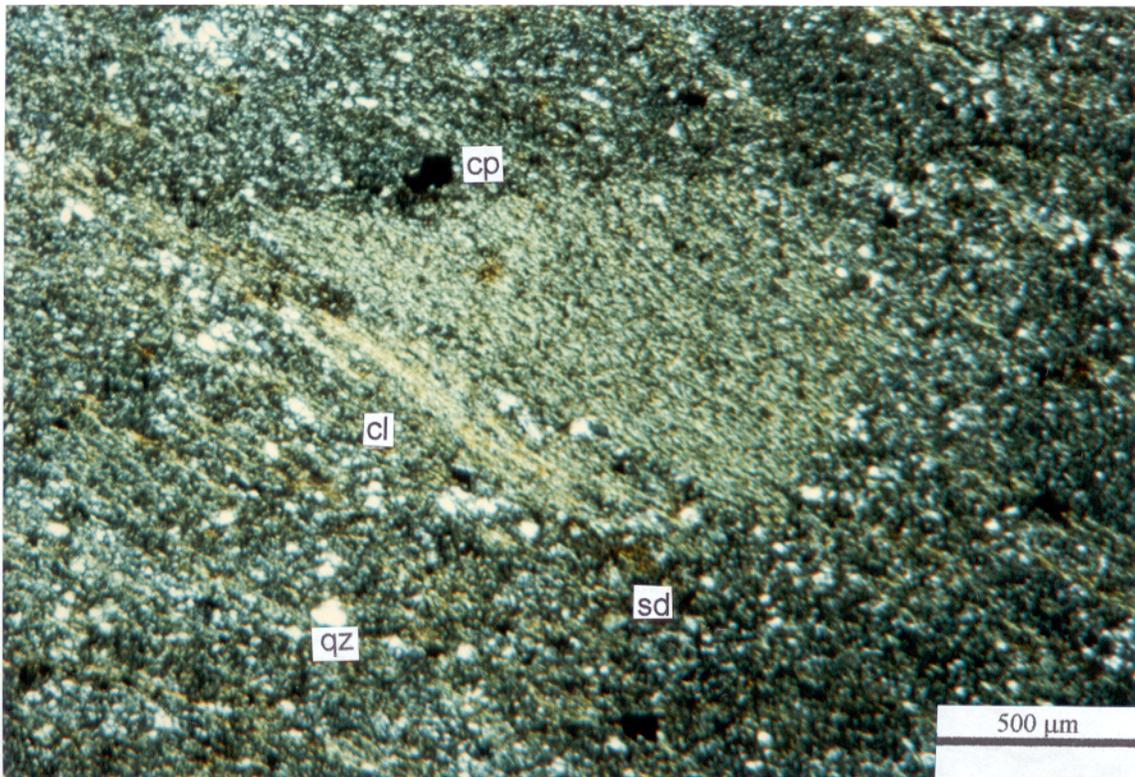
I.b - Brechas com predomínio de clastos de formações ferríferas bandadas (Figuras 6-B e 9) secundados por clastos de *chert* e matriz formada por clorita e calcopirita, além de pseudomorfos de anfibólio (Figura 10) e quartzo subordinados. Esses pseudomorfos de anfibólio são formados por clorita que geralmente tem granulação mais grossa que nas demais brechas. Raras agulhas de anfibólio (Figura 11), juntamente com calcopirita, foram observadas junto a cristais de quartzo subédrico. O anfibólio é provavelmente actinolita. Os clastos normalmente são angulosos e estão cortados por vênulas constituídas de anfibólio, que foi total ou parcialmente cloritizado, e calcopirita. Quartzo com bordas recristalizadas ocorrem ao redor de pseudomorfos de anfibólios.

## II. Brechas com razão matriz/clastos $\cong 1$

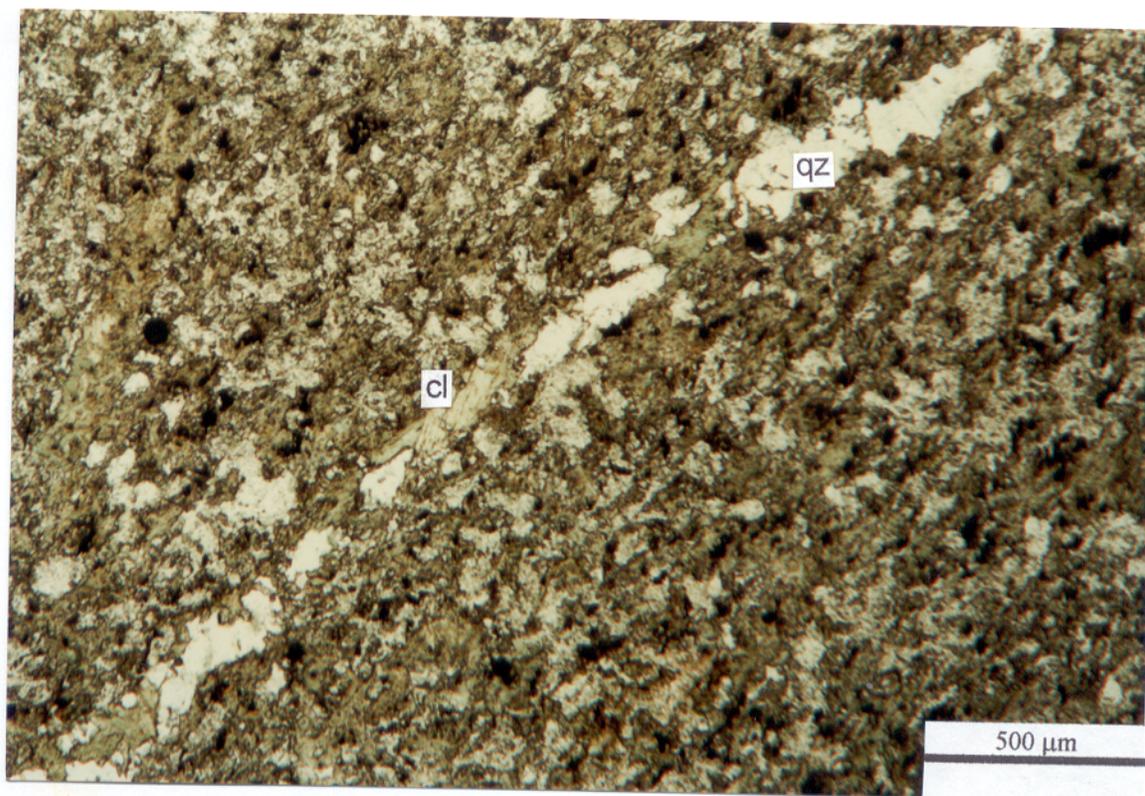
Brechas em que a matriz é constituída por clorita, quartzo, turmalina, calcopirita e siderita (Figuras 12-A e 13). Predominam os clastos de rochas metabásicas, mas há também os de formação ferrífera e *chert* presentes em quantidades subordinadas. A clorita é ainda abundante e tem, em geral, granulação fina, ao contrário dos demais minerais que, muitas vezes, mostram granulação mais grossa. A clorita, o quartzo e a calcopirita geralmente são anédricos, mas o quartzo, assim como a siderita, podem apresentar formas subédricas. Cristais euédricos a subédricos de turmalina destacam-se na matriz e, às vezes, mostram-se bastante fraturados ou com habitus radial



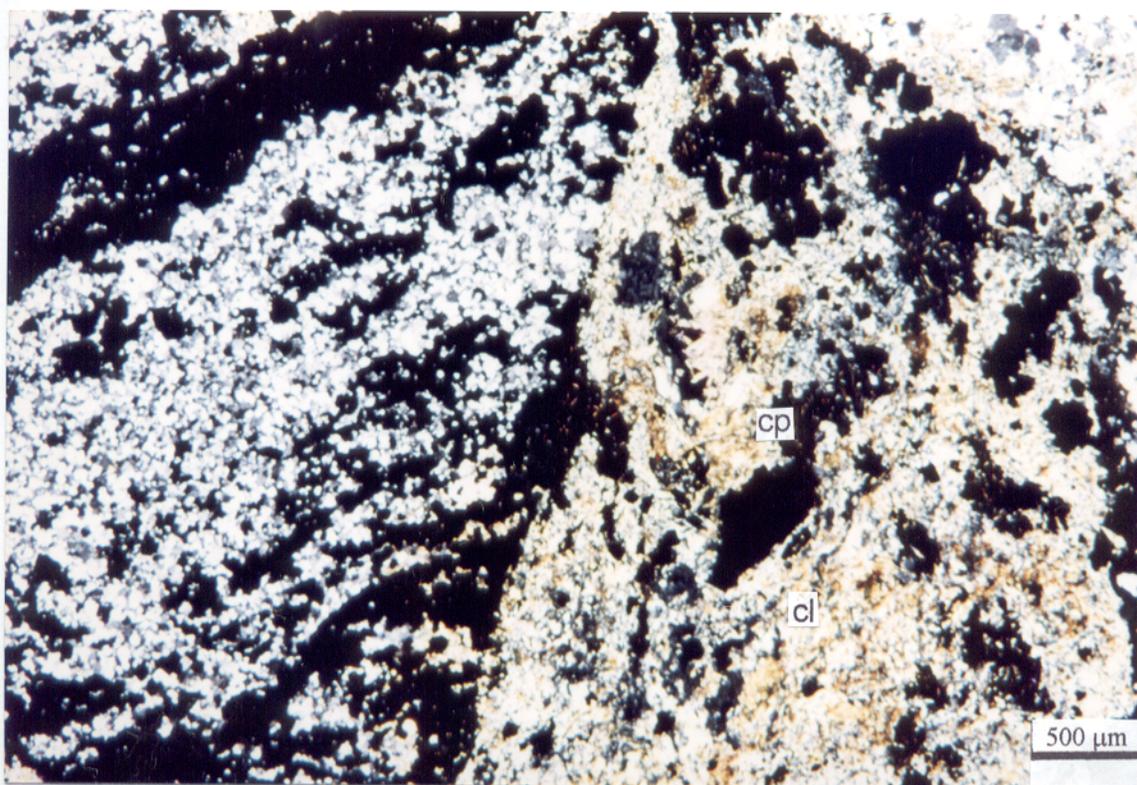
**Figura 6** - (A) Brecha com matriz rica em clorita e clastos de metavulcânicas básicas; (B) Brecha com predomínio de clastos de formações ferríferas bandadas.



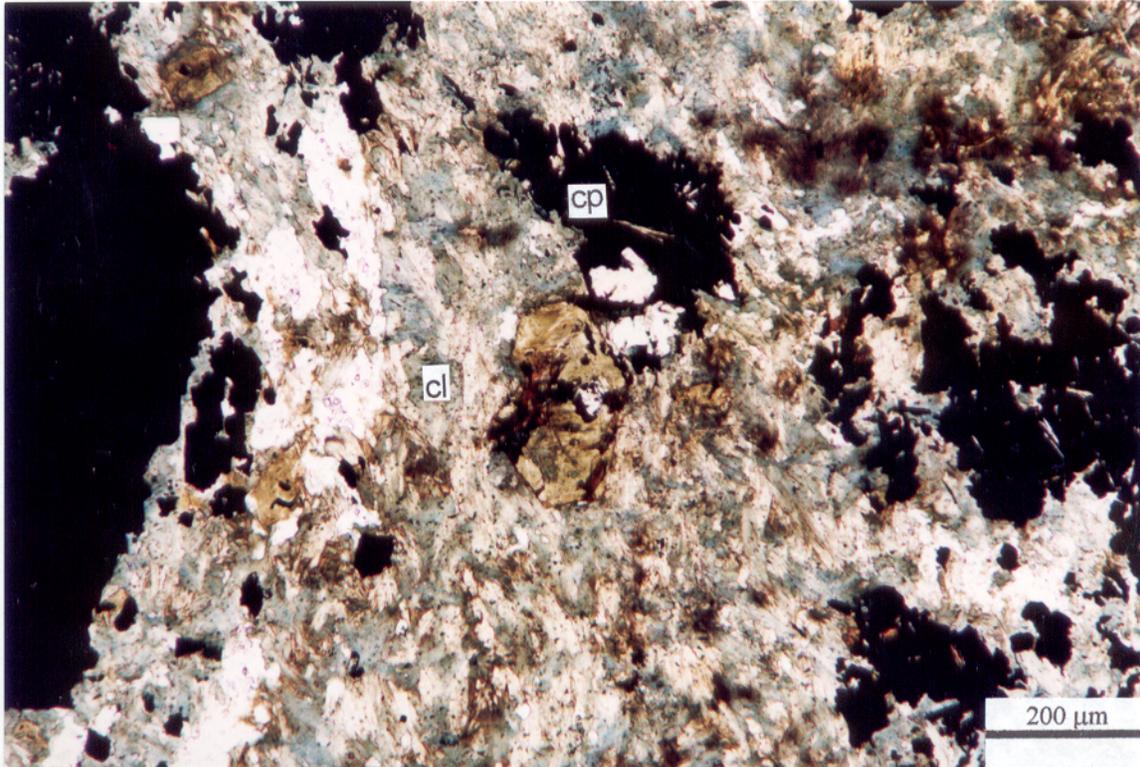
**Figura 7** - Brecha constituída predominantemente por clorita (cl) e pontuações de siderita (sd), quartzo (qz) e calcopirita (cp). No centro da foto há um aglomerado de clorita que pode ser remanescente de um microclasto de rocha metavulcânica básica - 5x/luz polarizada.



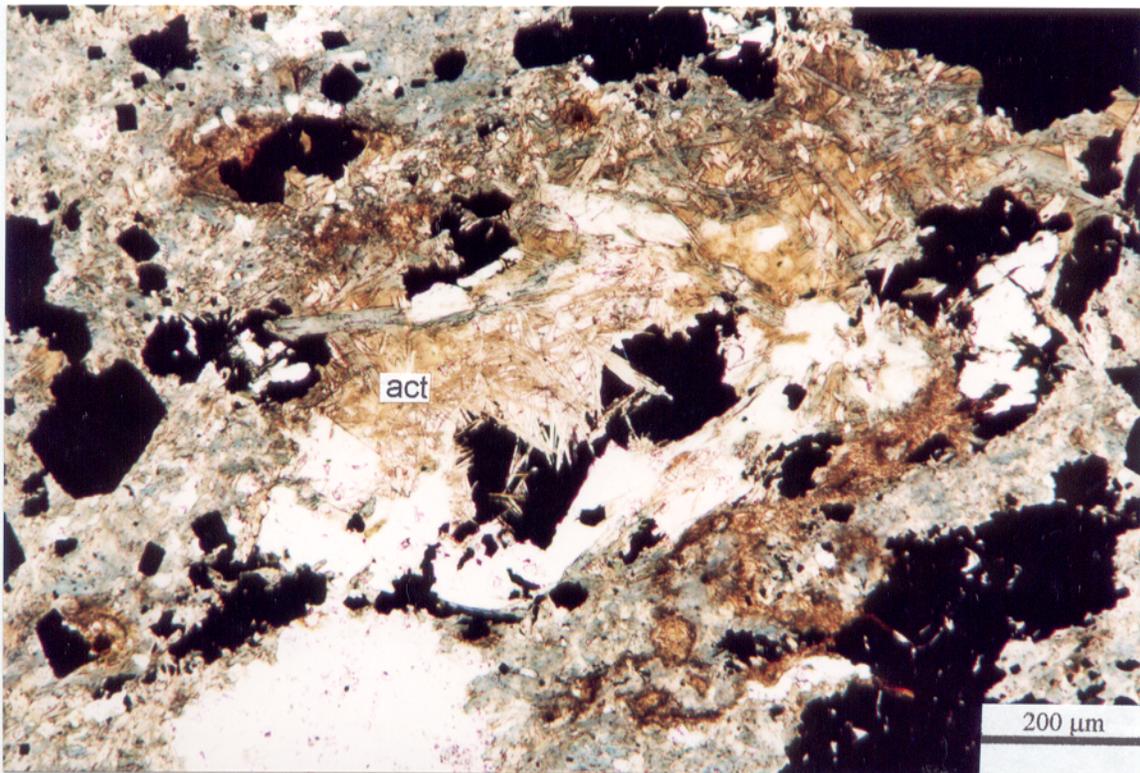
**Figura 8** - Vênula constituída de quartzo (qz) e clorita (cl) bem cristalizada na brecha com matriz rica em clorita - 5x/luz natural.



**Figura 9** - Brecha com fragmento de formação ferrífera bandada (à esquerda) e matriz constituída de clorita (cl) e calcopirita (à direita) - 2,5x/luz polarizada.



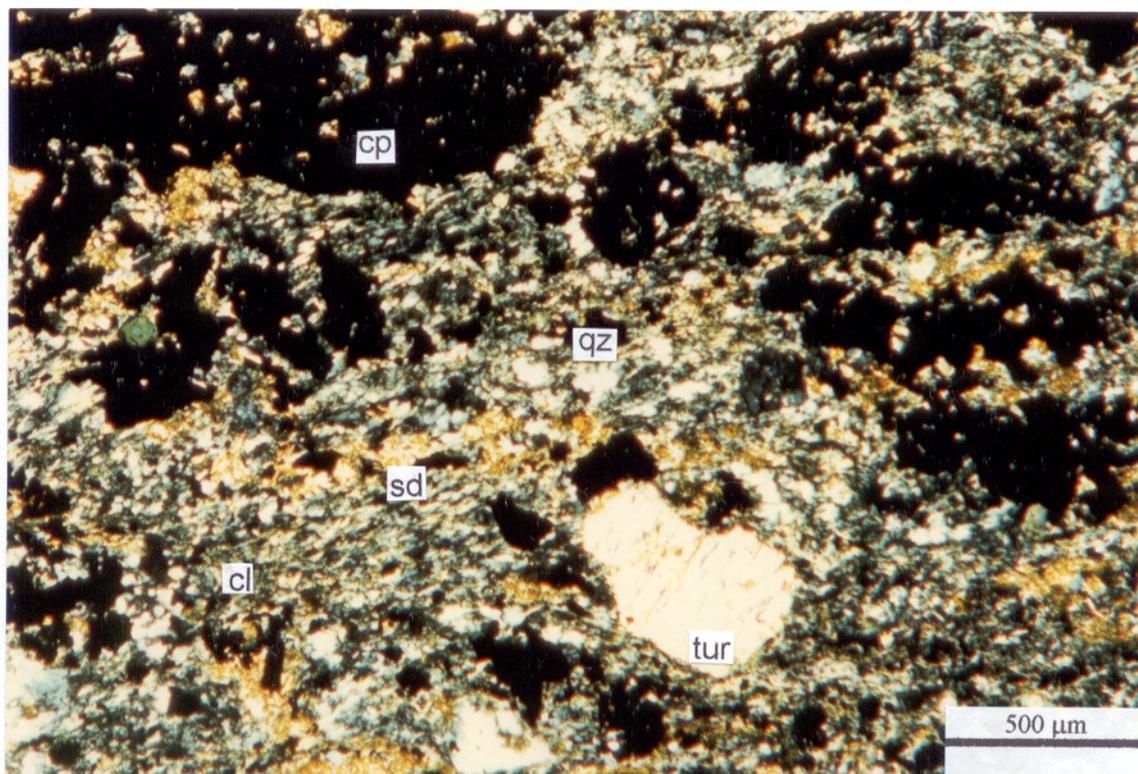
**Figura 10** - Matriz de brecha formada por abundante clorita (cl) e calcopirita (cp), além de quartzo (qz) e pseudomorfo de anfibólio, este substituído por clorita, calcopirita e quartzo - 10x/luz natural.



**Figura 11** - Anfibólio (actinolita-act) na forma de agulhas juntamente com calcopirita e quartzo subédrico em matriz de brecha - 10x/luz natural



**Figura 12** - (A) Brecha com matriz rica em clorita, turmalina, siderita (sd) e calcopirita; (B) Brecha com matriz rica em siderita e calcopirita; (C) Brecha com matriz rica em quartzo.



**Figura 13**- Brecha com matriz constituída por clorita (cl), siderita (sd), turmalina (tur), calcopirita (cp) e quartzo (qz) - 5x/luz polarizada.

Figura 14). Os minerais dessas brechas distribuem-se por toda a matriz; no entanto, a calcopirita e a siderita também podem concentrar-se em bolsões.

### III. Brechas com razão matriz/clastos > 1

III.a - Brechas em que a matriz é formada principalmente por siderita e calcopirita (Figuras 12-B e 15) e os clastos são de *chert*, de formação ferrífera ou de rocha metabásica. A clorita, o quartzo e a turmalina aparecem subordinados na matriz. A siderita apresenta-se, em geral, como uma massa microcristalina, mas também ocorre em cristais subédricos maiores em contato com a calcopirita e em bolsões. A calcopirita é xenomórfica e também ocorre como uma massa cristalina junto à siderita. A matriz exhibe orientação marcada pela clorita e/ou calcopirita e os clastos mostram-se alinhados. Vênulas são compostas de siderita subédrica, quartzo e calcopirita.

III. b - Brechas com matriz constituída principalmente por quartzo (Figura 12-C) poligonal e siderita, com clorita e calcopirita subordinadas (Figura 16). Os clastos são principalmente de formação ferrífera bandada. A maioria dos constituintes da matriz apresenta granulação fina, à exceção dos cristais de siderita, em geral mais grossos, mostrando feições de corrosão e envolvidos por magnetita e calcita.

Nos testemunhos observados, os sub-tipos de brechas I.b e II.b são mais raros, tendo sido detectados, cada um, em apenas um furo de sondagem (F-353 e F-340).

Nas amostras em que predominam os clastos de rochas metavulcânicas e a matriz é clorítica (sub-tipo I.a), as estruturas do tipo foliação e orientação dos clastos são pouco nítidos, ao contrário das brechas com abundante siderita e calcopirita na matriz (sub-tipo III.a), as quais são mais estruturadas.

A magnetita ocorre de forma disseminada na matriz de quase todas as brechas. Constatam-se, no entanto, intervalos de magnetita maciça associada à calcopirita, bornita e raros cristais de pirita em testemunhos do furo de sondagem F-353, no qual foram encontradas brechas com abundantes clastos de formações ferríferas bandadas. Os demais constituintes desses intervalos são agregados de anfibólios (actinolita)

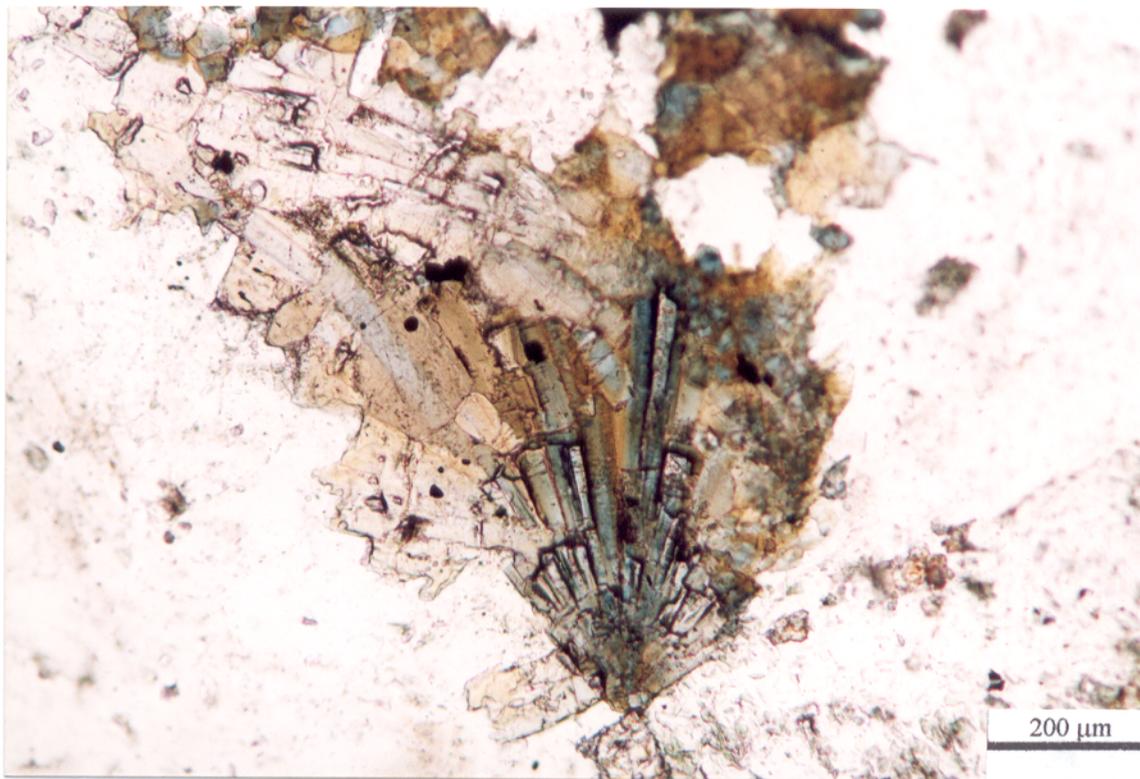


Figura 14 - Cristal de turmalina com habitus radial em matriz de brecha - 10x/luz natural.

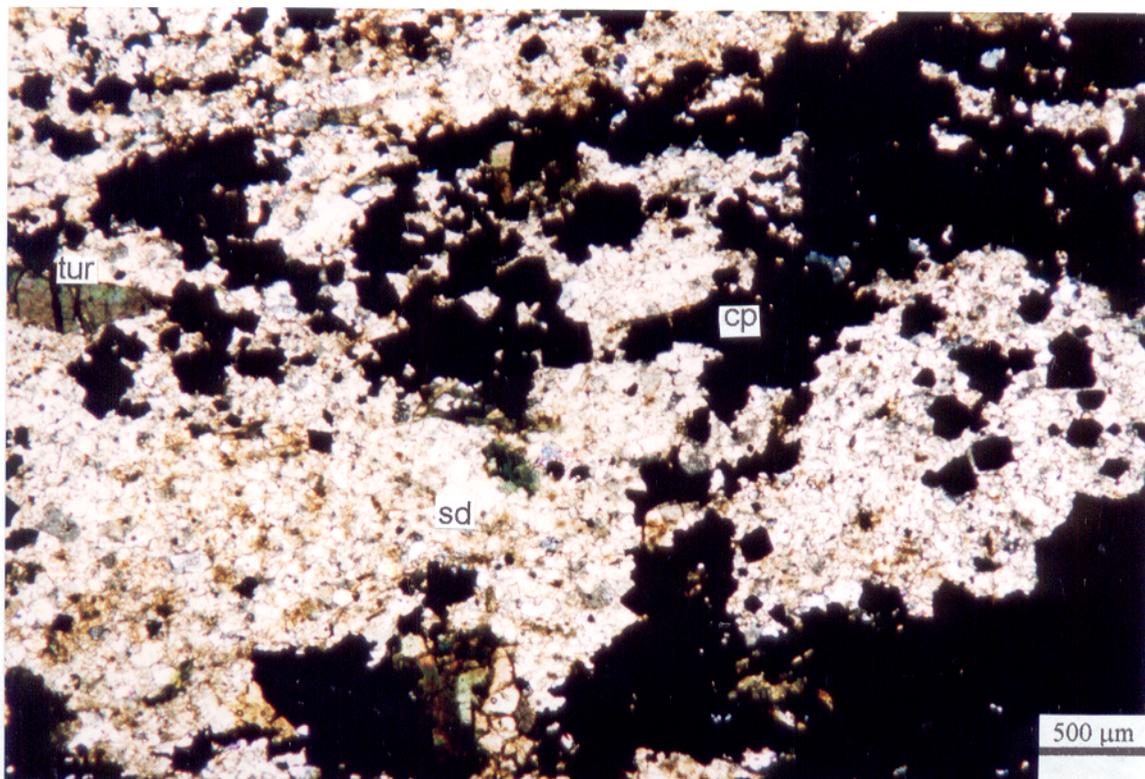


Figura 15 - Brecha com matriz constituída principalmente por siderita e calcopirita e turmalina subordinada - 2,5x/luz polarizada.

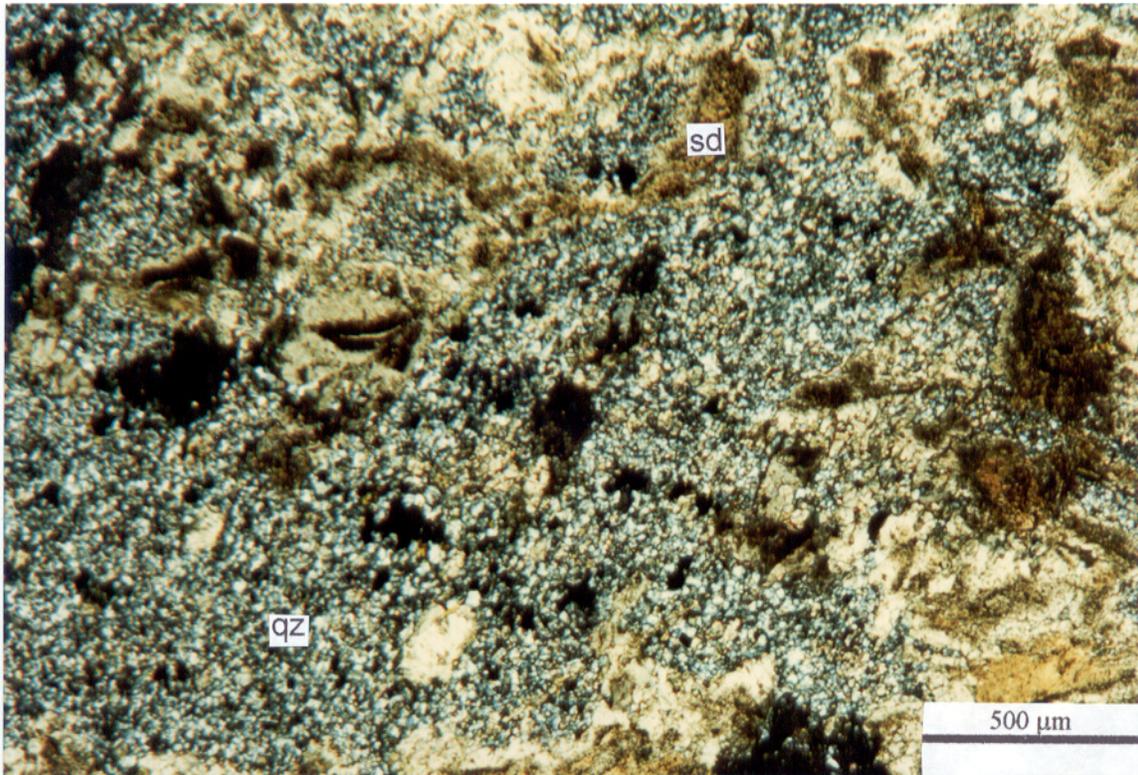
parcialmente cloritizados (Figura 17), turmalina euédrica a subédrica e mica (provavelmente stilplomelano). Os anfibólios estão substituídos por clorita.

#### 4.2.3 - Discussão

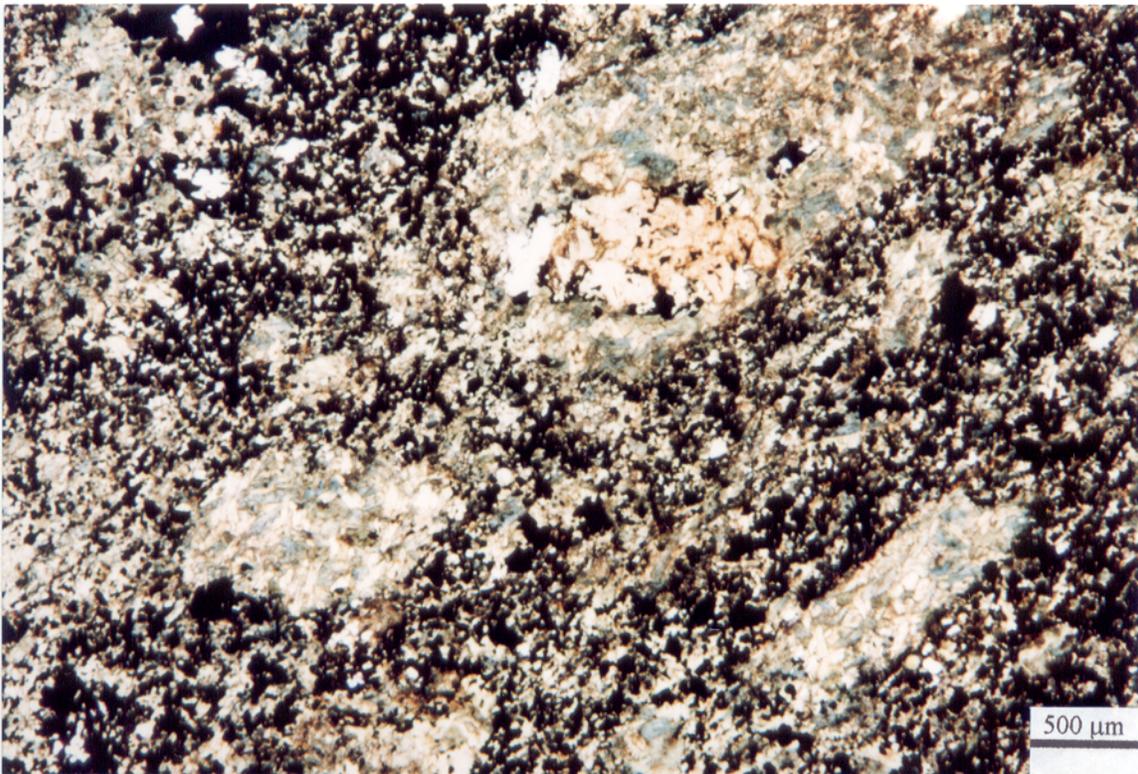
A distribuição espacial, aproximadamente circular, das brechas do depósito Bahia, bem como a das rochas metavulcânicas circundadas pelas rochas metassedimentares (Figura 4) tem suscitado muitas especulações que, inevitavelmente, passam pelo desenvolvimento de caldera ou de *plug*. A grande dificuldade de se aceitar essas hipóteses reside na presença de intercalações de formações ferríferas bandadas no pacote vulcânico, as quais são sedimentos químicos que se formam em ambiente marinho e, dessa forma, não constituem parte de nenhum aparelho vulcânico. A própria lente de sulfeto maciço, representada pelo Corpo Alemão, e a rara ocorrência de *plugs* de composição basáltica desfavorecem essas interpretações. Ademais, não são conhecidas fraturas curvilíneas ou cônicas na área Bahia as quais normalmente marcam o entorno daquelas estruturas vulcânicas. Assim, é possível que a atual configuração decorra dos falhamentos que irromperam na área deslocando as brechas em vários locais e direções, mas tal controle estrutural está ainda por ser confirmado.

Considerando-se, por outro lado, várias das classificações de brechas (Sillitoe, 1985; Laznicka, 1988; McPhie et al., 1993) na tentativa de melhor enquadrar as que ocorrem na área Bahia, pode-se, de início, excluir as de origem tectônica, pela ausência de estruturas deformacionais penetrativas, e aquelas produzidas pelo esforço mecânico resultante do alojamento de corpos plutônicos ou subvulcânicos, haja vista o desconhecimento de intrusões em subsuperfície. As outras variedades de brechas merecem maiores considerações, porém há uma questão preliminar que deve anteceder qualquer discussão, ou seja, a definição do tempo de geração das brechas relativamente ao basculamento que verticalizou o pacote vulcanossedimentar.

Se a brechação tivesse sido posterior à verticalização, as brechas preencheriam paleocondutos que teriam sido gerados pela fragmentação de rochas pré-existentes e do magma então solidificado. Elas teriam, assim, caráter epigenético e não fariam parte da seqüência estratigráfica do Grupo Igarapé Bahia. Contra essa hipótese



**Figura 16** - Brecha com predomínio de quartzo (qz) e siderita (sd). Os cristais de siderita mostram bordas mais claras constituídas por calcita - 5x/luz polarizada.



**Figura 17** - Agregados de anfibólio (actinolita), parcialmente alterados para clorita, nos intervalos com magnetita maciça e sulfetos - 2,5x/luz natural.

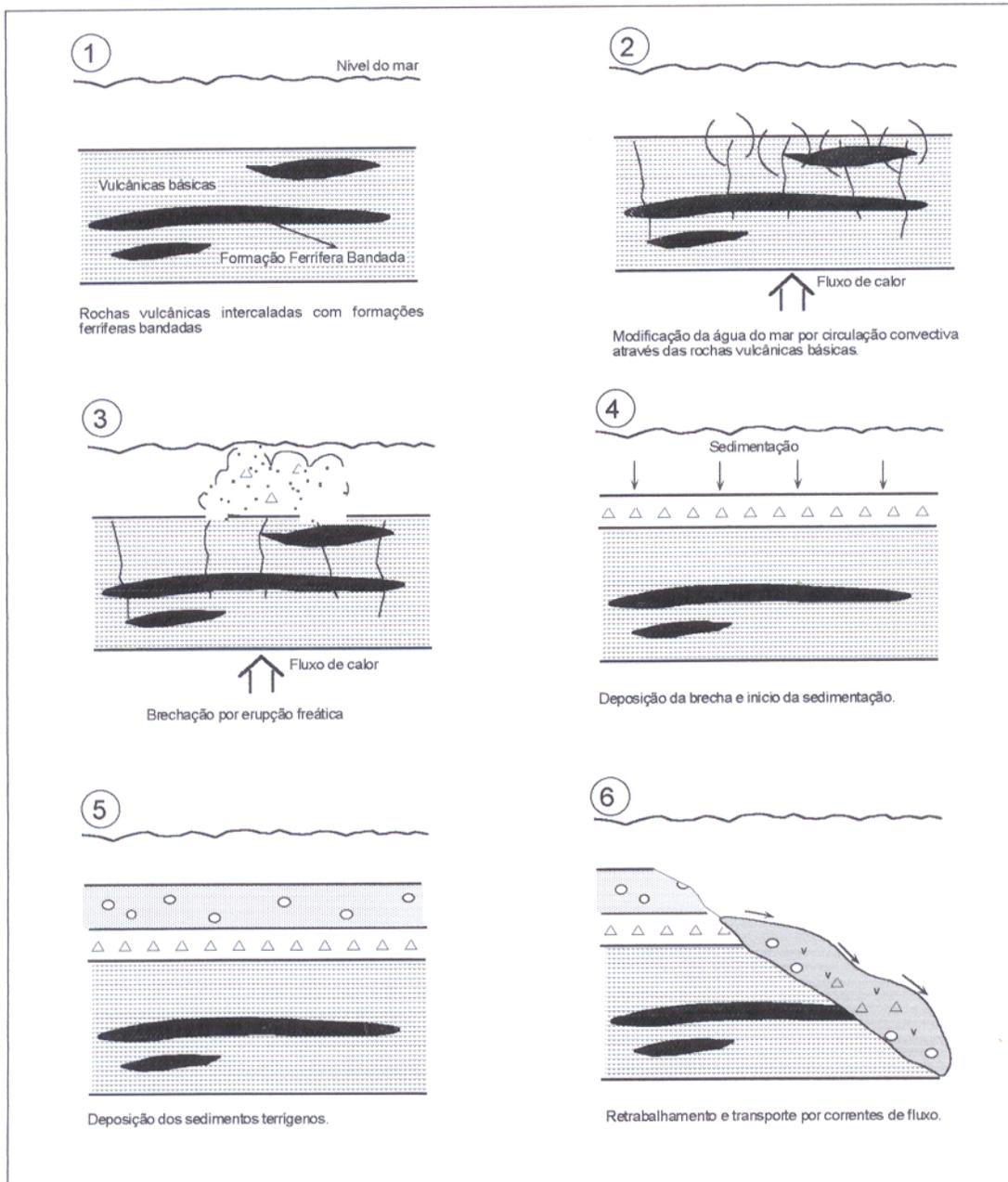
investem-se a ausência ou, pelo menos, a não identificação de clastos de rochas do pacote metassedimentar, bem como a localização das brechas exatamente no contato entre as rochas metassedimentares e metavulcânicas, como que em obediência a um rigoroso capricho da natureza. Além do mais, fica difícil identificar o evento geológico ao qual elas estariam relacionadas, a menos que elas marcassem o estágio inicial da distensão tectônica que não só provocou fraturamentos e falhamentos, como também foi responsável pela colocação dos diques de diabásio que cortam todas as rochas daquele grupo, incluindo as próprias brechas.

Em face desses argumentos, sugere-se que as brechas tenham sido geradas antes do basculamento das rochas encaixantes, em ambiente submarino sujeito a processos vulcânicos explosivos concomitantes a processos de sedimentação, caso em que elas teriam caráter singenético e teriam sido depositadas, portanto, como material vulcanoclástico inerente à seqüência estratigráfica do pacote vulcanossedimentar. A favor dessa hipótese registram-se os fatos de as brechas 1) serem concordantes a subconcordantes com o acamamento das rochas encaixantes, 2) terem expressiva continuidade lateral, 3) marcarem o contato entre as rochas metavulcânicas e metassedimentares, 4) não mostrarem clastos líticos das unidades a elas sobrepostas e 5) de fazerem parte de um empilhamento em que há rochas verdadeiramente piroclásticas, indicando o caráter explosivo do vulcanismo (Ferreira Filho 1985; Ribeiro 1989; Althoff et al. 1994). Argumentos contrários poderiam centrar-se na natureza, em geral, não explosiva do vulcanismo basáltico, se bem que erupções explosivas de basalto e de andesitos basálticos são registradas na literatura, produzindo depósitos dominados por piroclastos de tamanho de *lapilli* (Einsele 1992).

Aceitando-se a deposição pré-basculamento, necessário se torna definir o(s) mecanismo (s) de formação das brechas, ainda que se reconheça existir grande superposição entre os processos vulcânicos e hidrotermais. As origens magmática e hidrotermal-magmática ficam prejudicadas, pois nesses casos as brechas deveriam ter conexão com corpos intrusivos em subsuperfície, o que ainda não foi desvendado nem pelos furos de sondagem mais profundos. Ademais, seus condutos raramente aproximam-se da paleossuperfície (Sillitoe 1985), a ponto de permitir extravasamento dos materiais ejetados. Restam, assim, as variedades hidrotermais classificadas como

freatomagmáticas e freáticas, ambas produzidas pela expansão do vapor d'água superaquecido. Nas primeiras haveria interação do magma com a água gerando, dentre outros, piroclastos e hidroclastos, enquanto nas brechas freáticas apenas o calor do magma teria participação e os clastos não seriam juvenis. Não se reconhecem clastos juvenis nas brechas do depósito Bahia, mas é possível que eles tenham sido totalmente mascarados pela intensa alteração hidrotermal. Contudo, as brechas freatomagmáticas deveriam preencher condutos verticais a subverticais (raramente a inclinação do eixo com a vertical excede 15°) e, portanto, mostrar relações discordantes com as rochas encaixantes, o que, como já foi visto, não se observa no depósito Bahia. A geometria das brechas freáticas é mais diversificada, variando desde a forma irregular, que é comum, até a ocorrência em camadas, lentes ou estruturas semelhantes a chaminés (Sillitoe 1985). Durante as explosões, a fragmentação das rochas pode resultar em formação de produtos de granulometria variada, incluindo cinza vulcânica. Havendo desníveis topográficos, os detritos podem fluir na forma de corrente (*debris flow*) a até grandes velocidades.

Isso posto, sugere-se que a origem freática é a mais provável para as brechas do depósito Bahia, para o que também corroboram a natureza polimítica e a forma angulosa a subarredondada dos clastos, bem como a expressiva variação da razão clastos/matriz. Pesa, ao contrário, a ocorrência subordinada de silicificação, porém, tratando-se de magmatismo predominantemente basáltico, esse tipo de alteração não devia ser esperado. A orientação local dos clastos líticos pode decorrer da fluidez da massa de detritos. Não se descarta nesse cenário (Figura 18) o aporte de sedimentos, que poderiam ter se misturado ao material vulcanoclástico em um ambiente onde vulcanismo e sedimentação foram processos ativos, como bem demonstra a variedade litológica do Grupo Igarapé Bahia.



**Figura 18** - Seções esquemáticas apresentando uma hipótese de formação para as brechas do depósito Bahia.

## **5 - A MINERALIZAÇÃO E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO BAHIA**

### **5.1 - A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS E OURO**

Até o início desta pesquisa tinham sido descobertos três corpos de minério sulfetado no depósito Bahia, conhecidos como Furo Trinta, Acampamento Norte e Acampamento Sul. Trabalhos recentes realizados pela DOCEGEO detectaram um quarto corpo, constituído por sulfeto maciço com associação Cu-Fe-Au, o qual foi denominado Corpo Alemão e está localizado a NW do Corpo Acampamento Norte.

Todos os trabalhos anteriores publicados sobre o depósito Bahia referem-se à mineralização cuprífera de baixo teor (<1%) hospedada no pacote vulcanossedimentar sob diversas formas de ocorrência. A maioria dessas pesquisas foi desenvolvida nas áreas localizadas ao sul e a sudeste da mina de ouro.

Datações realizadas por Mougeot et al. (1996), pelo método U/Pb e Pb/Pb em sulfetos forneceram uma idade de  $2850 \pm 65$  Ma para a mineralização primária do depósito Bahia.

O presente estudo foi realizado na extremidade norte do corpo Acampamento Sul, onde a mineralização principal está hospedada nas brechas, apresentando, em geral, teores superiores a 1% de Cu e entre 0,5 e 5 ppm de Au.

A mineralização no depósito Bahia ocorre tanto nas rochas encaixantes das brechas como nas próprias brechas. Nas rochas metassedimentares os sulfetos estão presentes como finas lentes estratiformes acompanhando planos de acamamento ou como nódulos, estes predominando nas variedades de granulometria mais fina. As disseminações e veios ocorrem em todos os tipos litológicos. Essas formas de ocorrência foram descritas em trabalhos anteriores e exibem as mesmas características nas rochas encaixantes do Corpo Acampamento Sul.

Nas brechas, a mineralização mais expressiva ocorre na matriz de forma disseminada, em bolsões ou cimentando espaços entre clastos. Também está presente em vênulas que cortam tanto a matriz como os clastos.

A mineralização nas brechas, excluindo o corpo Alemão e algumas lentes de sulfeto maciço observadas por Sachs (1993) no corpo Acampamento Sul, é a que apresenta os maiores teores de cobre e de ouro (SUTEC/CVRD 1996).

Intercalados nas brechas, foram observados intervalos de magnetita maciça junto a sulfeto de cobre e ferro que podem caracterizar outra forma de mineralização. Entretanto, julgou-se mais conveniente não caracterizar uma ocorrência à parte, uma vez que ela foi encontrada em testemunhos de um único furo de sondagem.

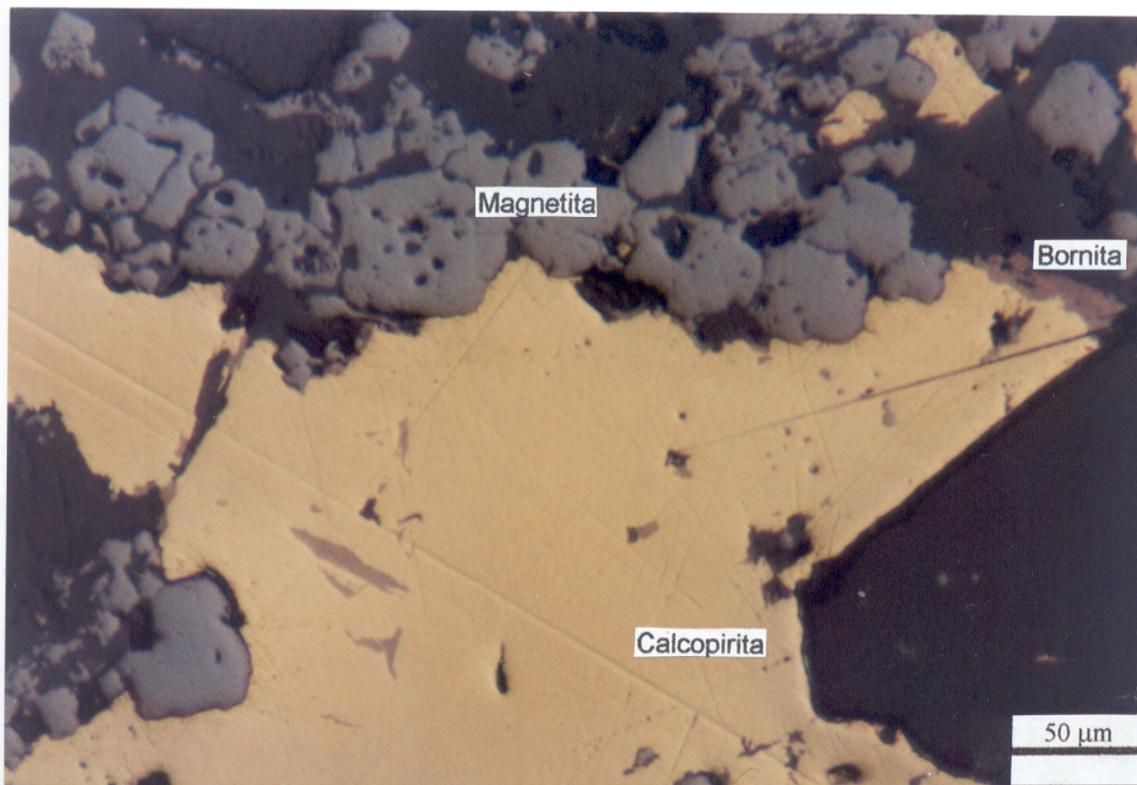
O principal constituinte do minério é a calcopirita, secundada por pirita, bornita e covelita. Além desses minerais foram determinados traços de uraninita, hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), monazita, apatita, bastnasita  $[(\text{Ce},\text{La})\text{CO}_3]$ , parisita  $[(\text{Ce},\text{La})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]$ , molibdenita, cassiterita, ferberita ( $\text{FeWO}_4$ ), fluorita e ouro (SUTEC/CVRD 1996). Na ganga destacam-se clorita, siderita, quartzo e magnetita.

A calcopirita ocorre comumente na forma de cristais anédricos na matriz das brechas. Os contatos com a magnetita não apresentam bordas de reação, o que pode significar equilíbrio entre essas duas fases, sugerindo coprecipitação. De outra feita, as relações indicam cristalização tardia da calcopirita nos casos em que ela ocorre preenchendo espaços entre os grãos precoces de magnetita e outros minerais da ganga (Figura 19), ou então a sua substituição tanto pela bornita como pela covelita.

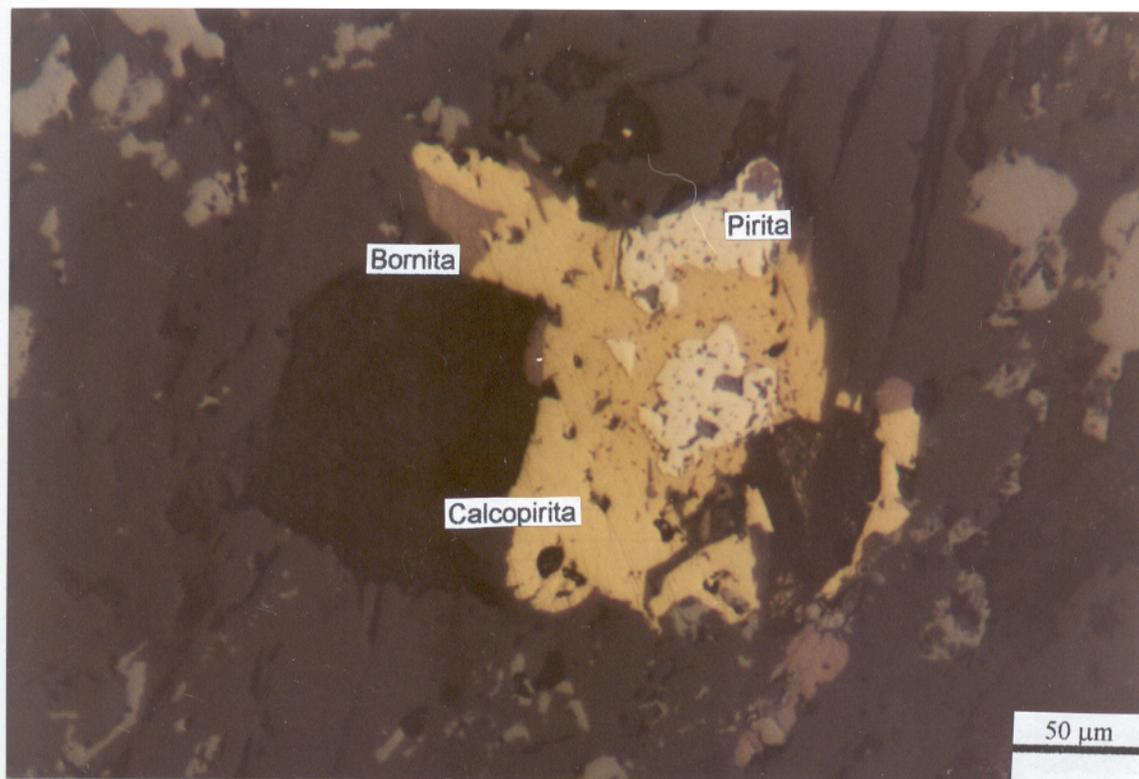
A pirita é pouco abundante. A Figura 20 mostra a ocorrência de pirita na forma de inclusões e também pirita e bornita nas bordas de cristal de calcopirita. A pirita também ocorre preenchendo espaços entre os minerais sem apresentar uma forma definida (Figura 21).

A bornita predomina nos intervalos em que os sulfetos são associados a magnetita maciça. As Figuras 22 e 23 mostram, respectivamente, inclusões de calcopirita na bornita e textura em cúspide na bornita.

A magnetita ocorre nos clastos de formação ferrífera bandada e na matriz da brechas. Nos clastos ela forma agregados de bordas arredondadas a irregulares (Figura 24). Como parte da matriz, ela apresenta-se disseminada ou maciça em cristais euédricos a subédricos (Figura 25). A Figura 26 mostra inclusões de magnetita na bornita e inclusões de bornita na magnetita, sugerindo contemporaneidade entre elas. As observações da Figura 26 e a ausência de bordas de reação entre a magnetita



**Figura 19** - Calcopirita em contato com a magnetita e mostrando bordas de substituição pela bornita - 16x/luz natural.



**Figura 20** - Ocorrência de pirita como inclusões e nas bordas de cristal de calcopirita. A bornita também aparece nas bordas desse cristal - 16x/luz natural.

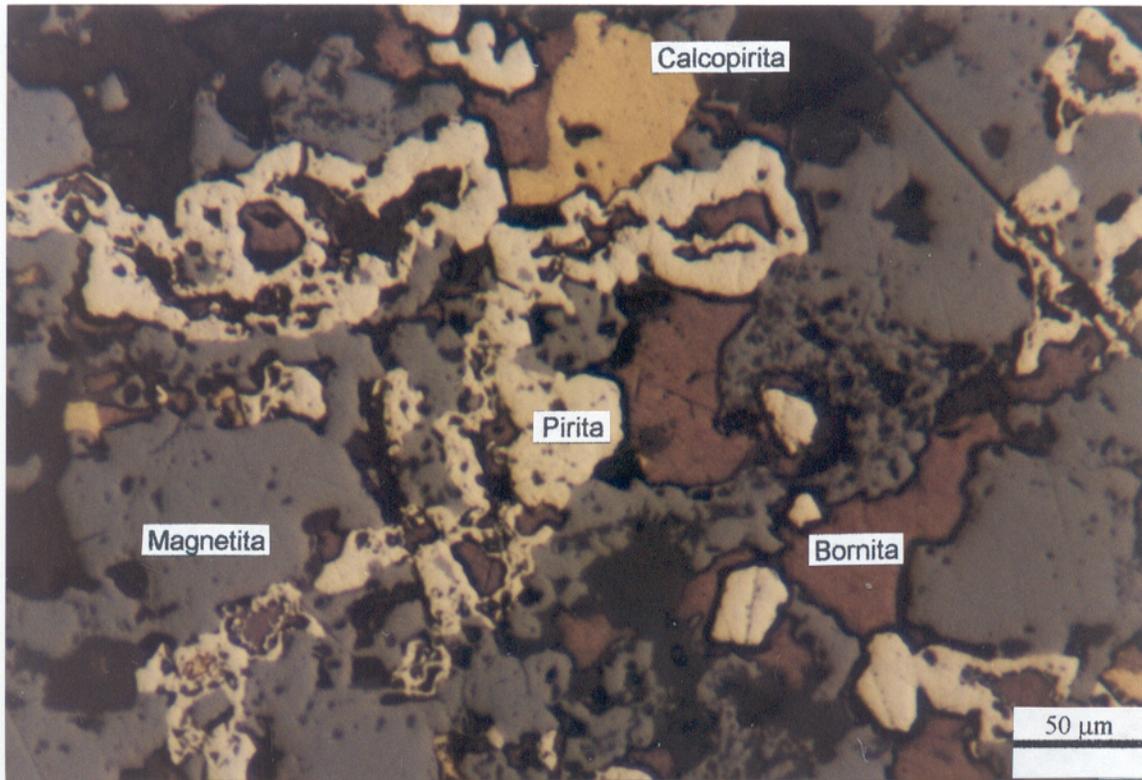


Figura 21 - Pirita preenchendo espaços entre outros minerais (magnetita, bornita e calcopirita) - 16x/LN.

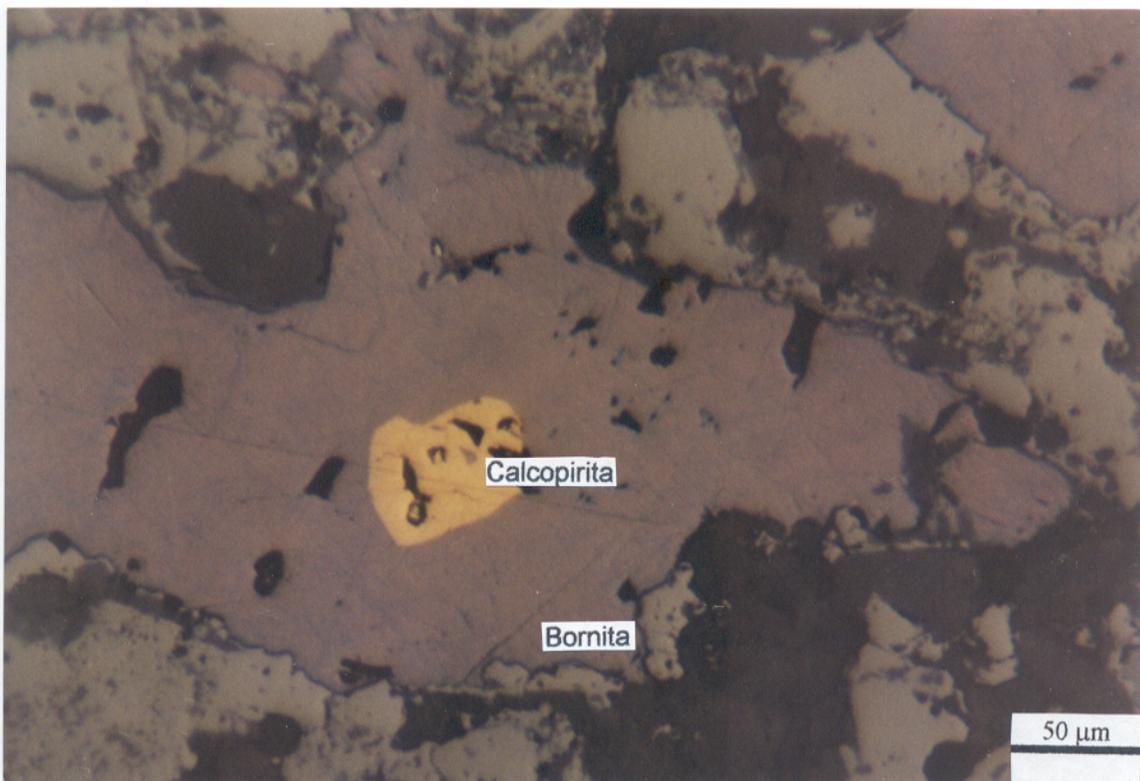
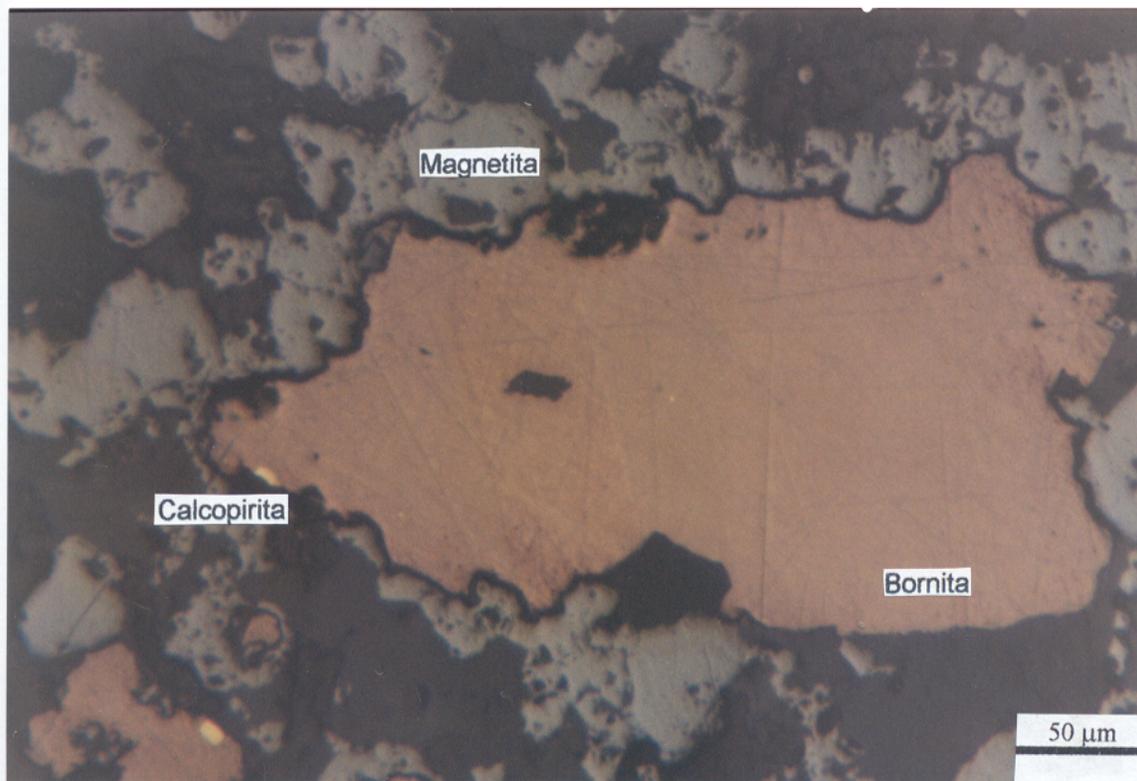
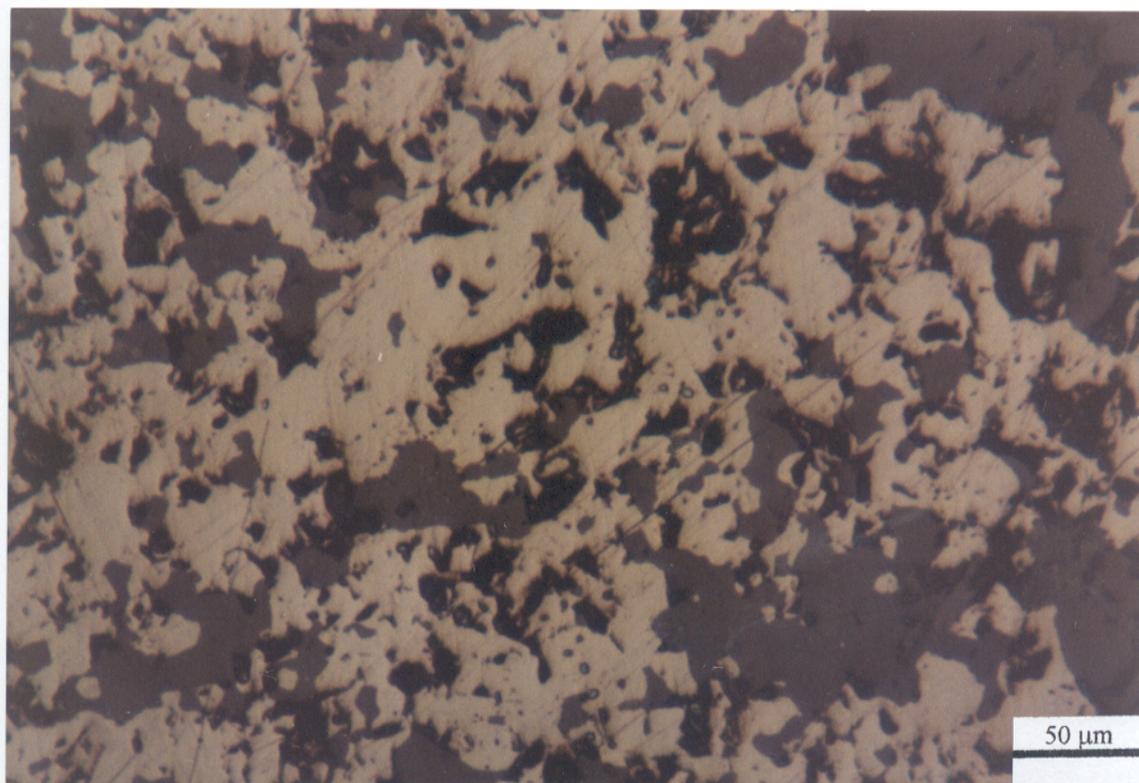


Figura 22 - Inclusão de calcopirita na bornita - 16x/luz natural.



**Figura 23** - Cristal de bornita apresentando textura de substituição pela magnetita -16x/luz natural.



**Figura 24** - Agregados de magnetita das formações ferríferas bandadas apresentando formas arredondadas ou irregulares - 16x/luz natural.

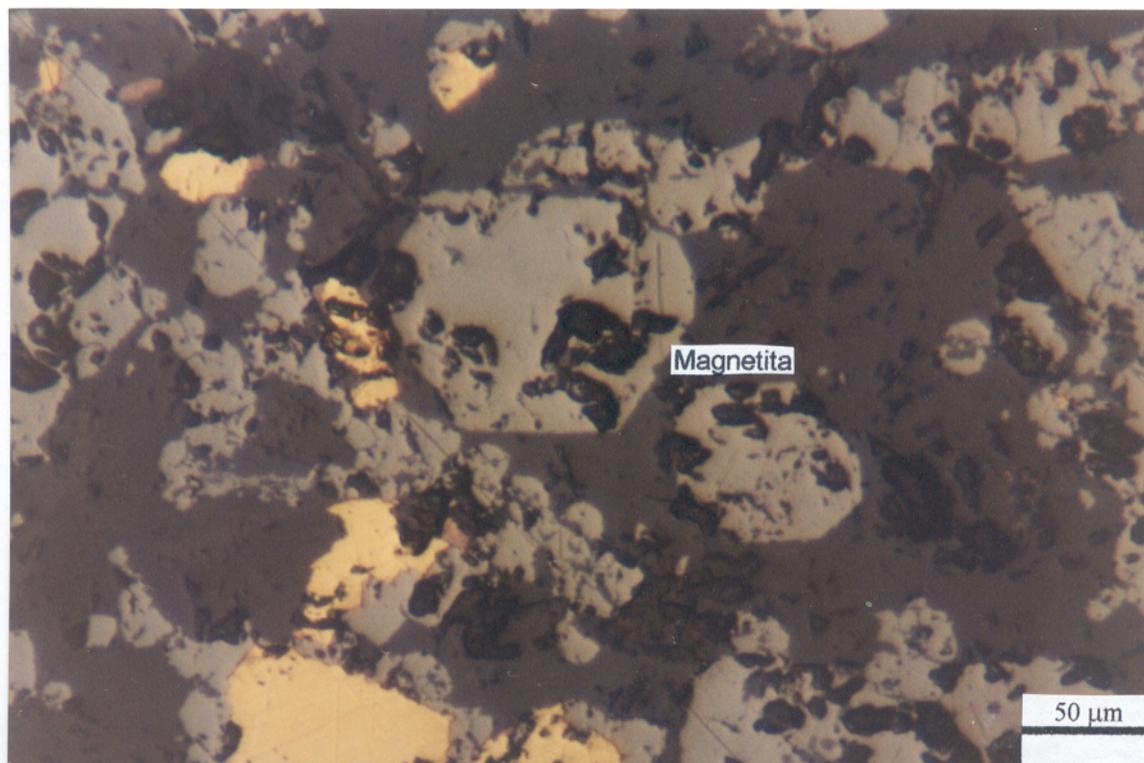


Figura 25 - Cristais euédricos de magnetita nos intervalos em que se apresenta maciça - 16x/luz natural.

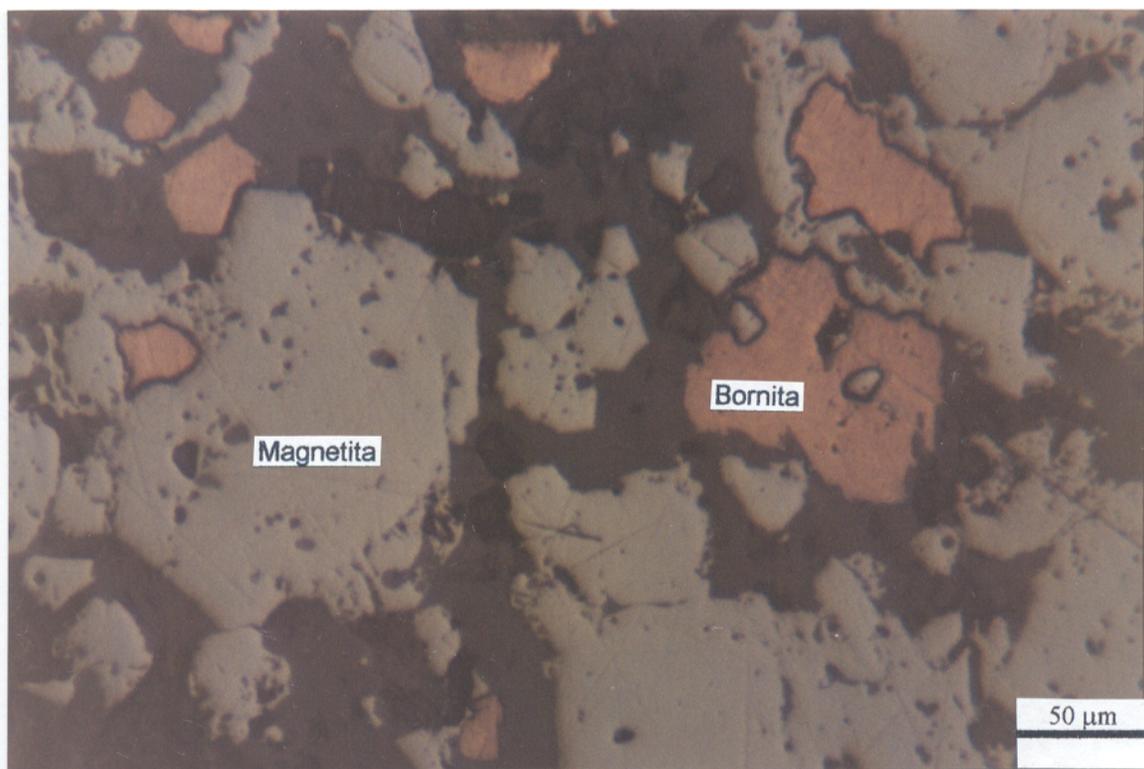


Figura 26 - Inclusões de magnetita na bornita e de bornita na magnetita - 16x/LN.

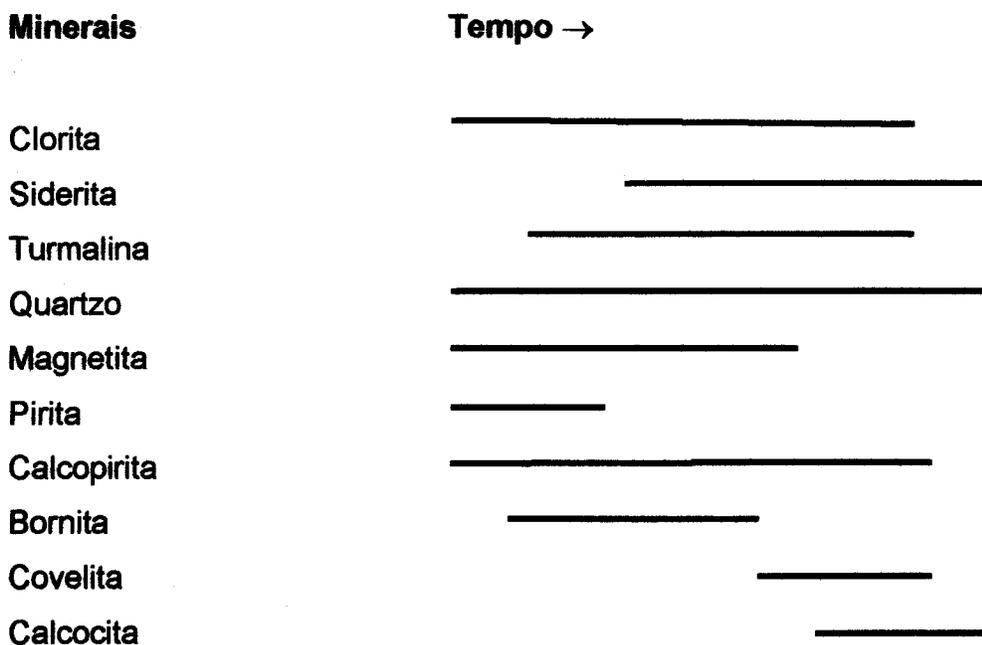
e os sulfetos indicam que a cristalização da magnetita tanto antecedeu como foi simultânea à dos sulfetos.

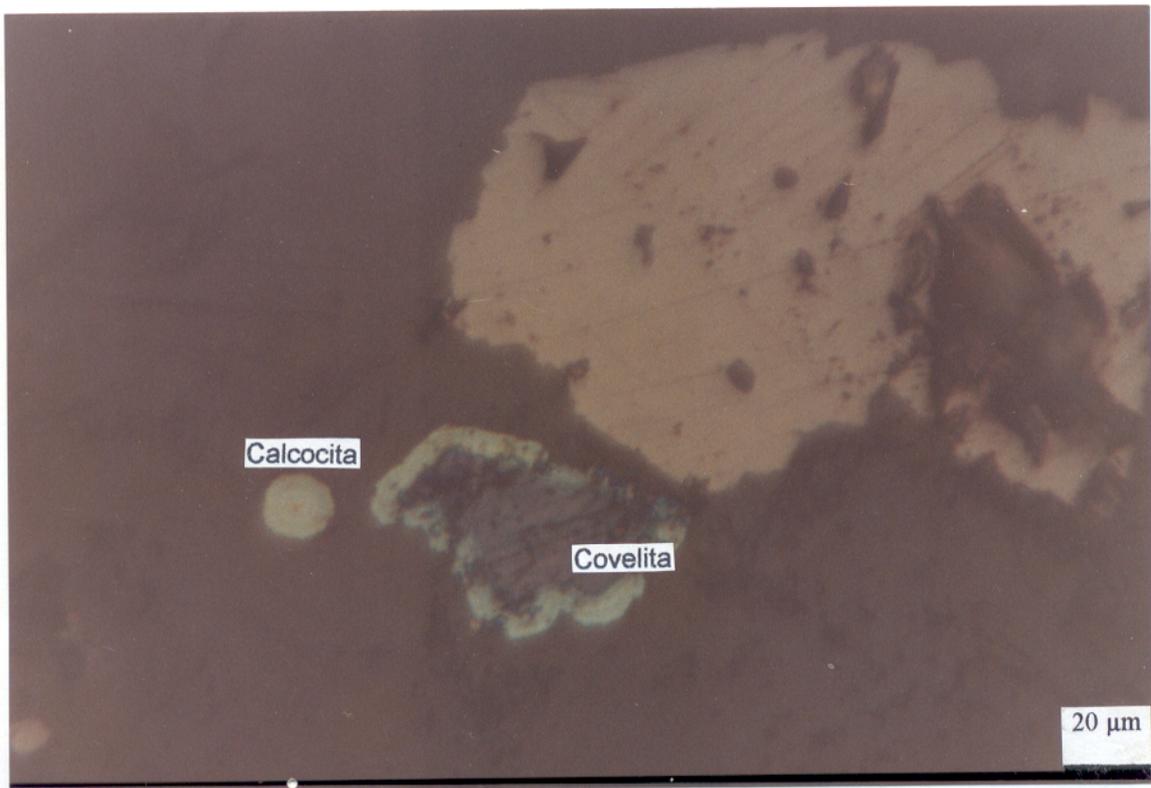
A covelita substitui a calcopirita e é, por sua vez, substituída pela calcocita que cresce, na forma de filmes, a partir das bordas dos cristais de covelita (Figura 27).

O ouro, em geral, apresenta os melhores teores nos níveis mais superficiais de rochas saprolitizada, variando de 10 a 14,5 ppm (Sachs 1993). Ainda segundo essa autora, em se tratando de rocha sã, os teores mais altos encontram-se nos intervalos brechados, em que os clastos são de formação ferrífera bandada ou nas vênulas constituídas de material ferrífero, sugerindo uma correlação positiva entre o ouro e o ferro. Nas demais rochas os teores são geralmente inferiores a 1,0 ppm.

Nas amostras analisadas, não foi detectada a presença de ouro, porém, Sachs (1993) e SUTEC/CVRD (1996) descreveram a sua ocorrência na forma livre.

A seguir, é apresentada uma provável seqüência de cristalização das fases minerais observadas nas brechas do depósito Bahia.





**Figura 27** - Cristal de covelita com borda de substituição constituída por calcocita e um cristal arredondado de calcocita, em que a substituição foi completa - 40x/luz natural.

## 5.2 - A ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

### 5.2.1 - Os tipos de alteração hidrotermal

As rochas do Grupo Igarapé Bahia apresentam forte alteração hidrotermal, a qual está intimamente ligada aos processos mineralizantes. Os principais tipos de alteração hidrotermal observados nas brechas são a cloritização, carbonatação, sulfetação e magnetitização. Embora de menor expressão, turmalinização e silicificação, foram também constatadas.

*Cloritização:* é o tipo de alteração mais comum, sendo denunciado pela coloração esverdeada apresentada pelas rochas. A clorita ocorre, via de regra, como uma massa de granulação muito fina, em que raramente se destacam cristais individuais. É abundante na matriz de todas as brechas, às vezes com teores maiores que 50%, exceto naquelas com matriz rica em quartzo em que é pobremente desenvolvida. Nas brechas com pseudomorfos de anfibólio ou nos intervalos em que a magnetita é maciça a clorita substitui parcial ou totalmente o anfibólio. Nas vênulas a clorita mostra-se bem cristalizada e, às vezes, com habitus radial. A clorita pode ter sido originada a partir da alteração dos feldspatos e minerais máficos dos clastos de rochas metavulcânicas, assim como do material que constituía a matriz presente nas brechas. Às vezes as cloritas mostram-se orientadas desenhando uma leve foliação.

*Carbonatação:* esse tipo de alteração está bem representado nas brechas através da precipitação de siderita e, em menor escala, de calcita. A siderita ocorre em vênulas, bolsões, ou disseminada na matriz como agregados microcristalinos ou como cristais de granulação grossa. Nas brechas com matriz rica em quartzo, a calcita ocorre em redor de cristais de siderita como bordas de reação, mas também está presente na forma de pequenas vênulas. Não foi observada a presença de carbonatos nas rochas onde ocorrem anfibólios.

A siderita é o carbonato dominante e torna-se mais abundante nas brechas mais ricas em sulfetos, o que deve indicar contemporaneidade e estreita relação com a

mineralização. Já a calcita deve pertencer a uma fase tardia porque normalmente está associada à colocação dos diques que cortam todo o Grupo Igarapé Bahia. A carbonatação deve estar relacionada à adição de CO<sub>2</sub> no sistema hidrotermal, talvez por via exalativa.

**Sulfetação:** assim como a cloritização, esse tipo ocorre em todas as variedades de brechas. Os sulfetos se encontram de forma disseminada, em bolsões, preenchendo espaços entre os clastos e/ou em vênulas. Também, de forma menos expressiva, pode estar presente nos clastos. É caracterizada pela deposição de sulfetos de cobre e de ferro, na forma de calcopirita, principal mineral desse processo, bornita, covelita, calcocita e pela pirita. Os cristais são geralmente xenomórficos, à exceção da pirita que pode ocorrer nas formas euédricas a subédricas. Nas brechas em que a matriz é rica em siderita podem apresentar-se levemente orientados segundo à foliação. A calcopirita e a siderita pertencem à principal fase de mineralização das brechas.

**Magnetitização:** a abundância do ferro é uma característica do paleossistema hidrotermal Bahia, praticamente sendo componente importante de todas as fases da alteração e de mineralização. O ferro está presente na composição das cloritas, do anfibólio, da siderita, da magnetita e dos sulfetos (pirita, calcopirita e bornita), etc.

A magnetita que constitui os fragmentos de formações ferríferas bandadas apresenta-se em agregados com contornos arredondados e irregulares (figura 24), enquanto a magnetita que ocorre juntamente com os sulfetos pode mostrar formas subédricas a euédricas (Figura 25), sugerindo, neste último caso, que a magnetita é hidrotermal.

**Silicificação:** mesmo não sendo um dos processos mais significativos, a silicificação ocorre na forma de quartzo cristalino ou microcristalino, que assume formas subédricas ou anédricas e, geralmente, está disseminado na matriz da maioria das brechas. Também pode ocorrer em vênulas acompanhado de clorita, siderita, calcopirita e/ou turmalina. Nas brechas com matriz rica em quartzo é um dos principais constituintes juntamente com a siderita.

**Turmalinização:** a turmalina ocorre em quase todos os tipos de brecha.. As formas são geralmente euédricas a subédricas e, mais raramente, ela pode apresentar habitus radial ou núcleos euédricos com orientação óptica diferente da borda subédrica. As dimensões variam desde pequenos cristais com formas arredondadas, dispersos na matriz das brechas, até grandes cristais primáticos, por vezes, bastante fraturados. Também pode estar associada ao quartzo e à calcopirita em alguns veios. A turmalina é provavelmente do tipo dravita. Segundo Palmer & Slack (1989), as turmalinas associadas a depósitos de sulfetos maciços pertencem à solução sólida schorlita-dravita e têm sido apontadas como indicadores de ambiente submarino.

### **5.3 - FLUIDOS MINERALIZANTES**

#### **5.3.1 - Introdução**

Vários trabalhos já foram realizados na área Bahia, abordando a mineralização e a alteração hidrotermal. À exceção dos estudos de Ribeiro (1989) e Althoff et al. (1994), realizados a cerca de 1km a sudeste da mina de ouro, em local com mineralização de sulfetos de baixo teor, nenhum daqueles trabalhos enfocou a caracterização dos fluidos responsáveis pela deposição do minério e alteração hidrotermal nas brechas fortemente mineralizadas. Por ser o conhecimento da natureza desses fluidos fundamental para a compreensão da gênese do depósito de sulfetos primários da área, foi ele incluído como um dos principais objetivos desta pesquisa, na certeza de que trará maior consistência a qualquer modelo metalogenético a ser proposto para o depósito Bahia.

#### **5.3.2 - Metodologia e procedimentos analíticos**

O estudo das inclusões fluidas foi realizado em lâminas bipolidas confeccionadas a partir de amostras de brecha do depósito Bahia que continham cristais de quartzo associados à mineralização de sulfetos. Os cristais de quartzo, comumente, exibem muitas fraturas cicatrizadas e são leve a moderadamente leitosos.

Inicialmente foi feita uma descrição petrográfica das inclusões fluidas com vista a identificar distintas populações quanto à origem (primária, secundária e pseudosecundária), ao número de fases (monofásica, bifásica, trifásica ou polifásica) e à composição (aquosa, aquo-carbônica ou carbônica). As relações temporais entre as inclusões foi outro fator que se tentou observar durante exame petrográfico. No entanto, a ocorrência de inclusões trifásicas e bifásicas ou de bifásicas e carbônicas na mesma trilha intracristalina dificultou a correlação temporal.

Os cálculos relativos à salinidade, à densidade e às isócoras para inclusões fluidas aquosas e à densidade e isócoras para as inclusões fluidas carbônicas foram determinados pelas equações de estado propostas por Zhang & Frantz (1987) e Brown & Lamb (1989), respectivamente, com auxílio do programa Flincor.

Os dados microtermométricos foram obtidos através das medidas de fusão realizadas durante o processo de reaquecimento, após o congelamento inicial da inclusão, e das medidas de homogeneização das fases durante o aquecimento. Esses dados foram interpretados com base em sistemas experimentais disponíveis na literatura.

### **5.3.3 - Tipos de inclusões**

Os dados obtidos através da análise microtermométrica permitiram identificar seis tipos de inclusões fluidas pertencentes aos sistemas NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub>.

O estudo das inclusões aquo-carbônicas restringiu-se às observações petrográficas. A ocorrência pouco freqüente dessas inclusões juntamente com as medidas pouco precisas que foram feitas dificultaram uma melhor caracterização. A estimativa visual da fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas ficou entre 30 e 50% do volume da cavidade e as formas variaram de tipos irregulares a arredondados ou alongados, constituindo inclusões bifásicas e trifásicas à temperatura ambiente. As características principais das inclusões dos outros sistemas estão apresentadas no Quadro 1.

**Quadro 1 - Características principais das inclusões fluidas estudadas em cristais de quartzo presentes nas brechas do Corpo Acampamento Sul do depósito Bahia**

| SISTEMAS<br>CARACTERÍSTICAS                                      | NaCl - Ca Cl <sub>2</sub> - H <sub>2</sub> O |               |               | CO <sub>2</sub> |               |
|--|--|---------------|---------------|-----------------|---------------|
|  | BIFÁSICAS                                    | TRIFÁSICAS    | MONOFÁSICAS   | MONOFÁSICAS     | BIFÁSICAS     |
| Número de inclusões  | 72   | 34            | 46            |                 | 10            |
| Tamanho (µm)   | 3 - 20                                       | 6 - 36        | 6 - 12        |                 | 6 - 12        |
| Grau de preenchimento<br>(fase vapor)                            | 0,05 - 0,10                                  | 0,05 - 0,10   | -             |                 | 0,05 - 0,15   |
| Temperatura do eutético (°C)                                     | -60,0 a -41,0                                | -59,0 a -40,5 | -             |                 | -             |
| Temperatura da fusão do gelo (°C)                                | -21,6 a -3,3                                 | -37,2 a -21,5 | -             |                 | -             |
| Temperatura da fusão do CO <sub>2</sub> (°C)                     | -  | -             | -57,4 a -57,0 |                 | -57,4 a -57,0 |
| Temperatura de homogeneização<br>parcial (°C) - L+V+S → L+S      | -  | 82,7 a 139,2  | -             |                 | -             |
| Temperatura de homogeneização<br>total (°C) - L+S → L            | 100,0 a 236,3                                | 135,3 a 340,6 | -             |                 | -             |
| Temperatura de homogeneização<br>do CO <sub>2</sub> (°C) L+V → L | -  | -             | -11,6 a 24,1  |                 | 26,2 a 29,6   |
| Salinidade - % em peso de eq.<br>NaCl                            | 5,4 - 23,8                                   | 28,9 - 41,5   | -             |                 | -             |
| Densidade (g/cm <sup>3</sup> )                                   | 0,94 - 1,13                                  | 1,17 - 1,26   | 0,73 - 0,99   |                 | 0,61 - 0,69   |
| Razão CaCl <sub>2</sub> /NaCl                                    | -  | 0,21 - 1,55   | -             |                 | -             |
| Profundidade da amostragem (m)                                   | 196,9 - 294,5                                | 196,9 - 294,5 | 206,0 - 294,5 |                 | 206,0 - 294,5 |

### 5.3.3.1 - Sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O

Esse sistema foi identificado a partir da comparação das medidas de temperatura obtidas para a primeira fusão (ponto eutético) com as temperaturas experimentais existentes na literatura para o sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. O ponto eutético estável ocorre a -52°C (Yanatieva<sup>2</sup> apud Davis et al. 1990). Entretanto, a primeira fusão pode se dar acima ou abaixo dessa temperatura, em função, respectivamente, da baixa ou da alta concentração de CaCl<sub>2</sub> (Davis et al. 1990). Outro fator que pode aumentar a temperatura do ponto eutético é a presença de outros cátions (ex.: Fe e Mg) na composição do fluido aprisionado. Petrograficamente foram observados dois tipos de inclusões fluidas aquosas: bifásicas e trifásicas.

- **Inclusões bifásicas**

As inclusões bifásicas aquosas mostram formas irregulares a subarredondadas e tamanho variando de 3 a 20µm, sendo que a maioria se situa no intervalo de 6 a 9 µm e pode ser incluída no tipo "L+V", segundo Shepherd et al. (1985).

O grau de preenchimento (volume do líquido/volume total da inclusão) é bastante constante ficando entre 0,90 e 0,95.

Quanto à origem, a maioria das inclusões é pseudosecundária, segundo a classificação de Roedder (1984), porque ocorrem alinhadas em planos dentro do cristal sem ultrapassar seus limites (Figura 28). Também ocorrem agrupamentos isolados de inclusões que podem ser primárias, mas não apresentam diferenças significativas em relação às pseudosecundárias.

---

<sup>2</sup>Yanatieva, O.K. 1946. Polytherms of solubility of salts in the tropic system CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O. Zhurnl. Prikl. Khimii 19:709-722.

Após resfriadas até  $-100^{\circ}\text{C}$ , as inclusões adquiriram, no reaquecimento, um aspecto granulado entre  $-70$  e  $-65^{\circ}\text{C}$ . O início da fusão ocorreu, contudo, de  $-60$  a  $-41^{\circ}\text{C}$ , com valores mais freqüentes entre  $-56$  e  $-48^{\circ}\text{C}$  (Figura 29-A), que são muito próximos da temperatura eutética do sistema  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ . O volume do líquido foi aumentando e a textura granular desaparecendo até a fusão final do gelo entre  $-3,0$  e  $-21,6^{\circ}\text{C}$ , mais freqüente no intervalo de  $-15,0$  a  $-21,2^{\circ}\text{C}$  (Figura 29-B). Em alguns casos observou-se a presença de cristais esverdeados que não fundiram até temperaturas de  $11$  a  $17^{\circ}\text{C}$ , por força do fenômeno da metaestabilidade, suspeitando-se da formação de hidrohalita.

Durante o aquecimento, a homogeneização ocorreu sempre na fase líquida, entre  $100$  e  $240^{\circ}\text{C}$ , mas com maior freqüência entre  $110$  e  $140^{\circ}\text{C}$  (Figura 29-C).

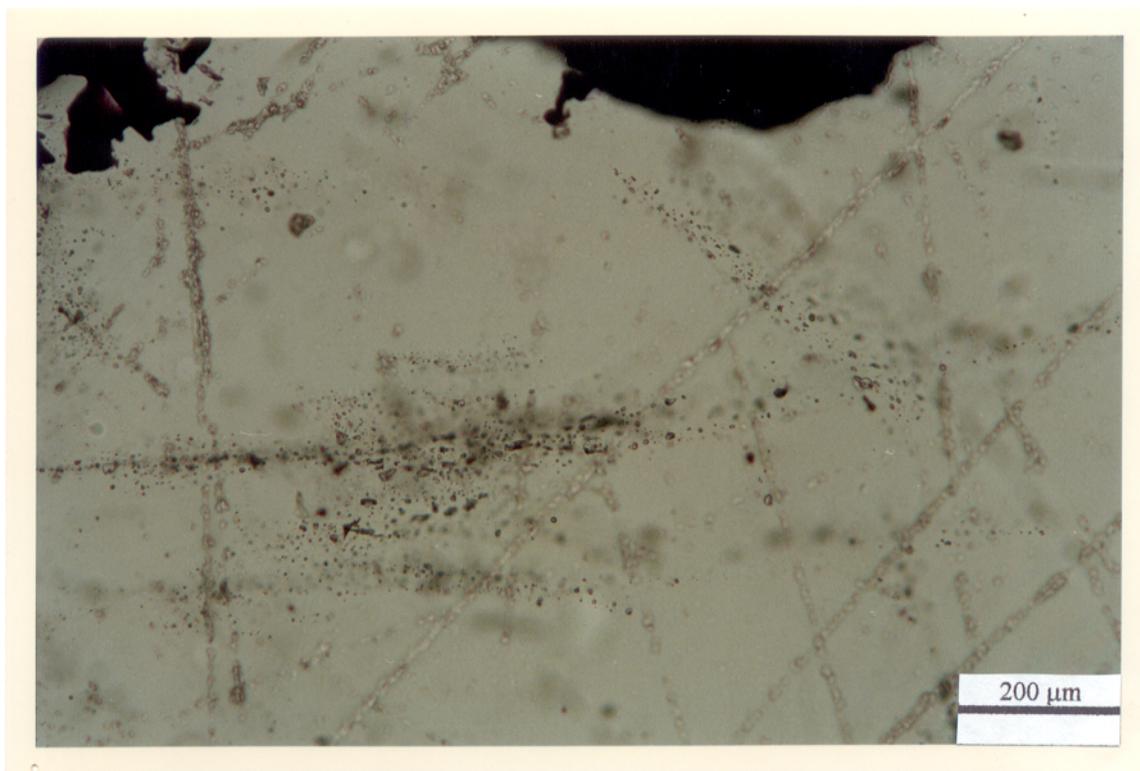
A composição dessas inclusões foi estimada somente em % em peso de equivalente de  $\text{NaCl}$  porque não foi possível determinar a verdadeira temperatura de dissolução da hidrohalita. Portanto, a proporção de  $\text{NaCl}/\text{CaCl}_2$  não pôde ser calculada e a salinidade foi estimada entre  $5,4$  e  $23,8$  % em peso de eq.  $\text{NaCl}$ .

As densidades ficaram no intervalo entre  $0,94$  e  $1,13 \text{ g/cm}^3$ , com a maior freqüência entre  $0,95$  e  $1,10 \text{ g/cm}^3$  (Figura 29-D).

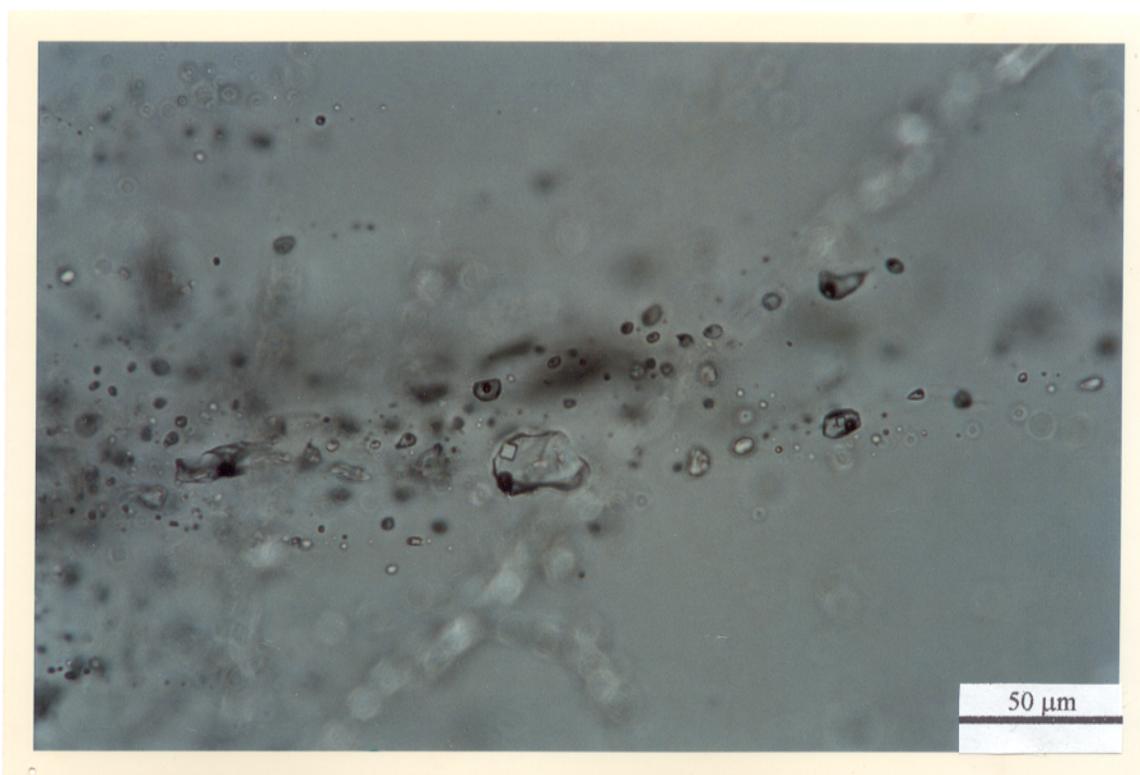
- **Inclusões Trifásicas**

As inclusões trifásicas aquosas apresentam as fases líquida, vapor e sólida, esta última sendo constituída por cristais de saturação. Esses cristais apresentam geralmente forma cúbica e foram identificados opticamente como cristais de halita, ocupando  $5$  a  $15\%$  do volume da cavidade. A fase vapor, por sua vez, perfaz  $5$  a  $10\%$  desse volume. De acordo com a notação de Shepherd et al. (1985), elas podem ser classificadas como do tipo  $\text{S}+\text{L}+\text{V}$ .

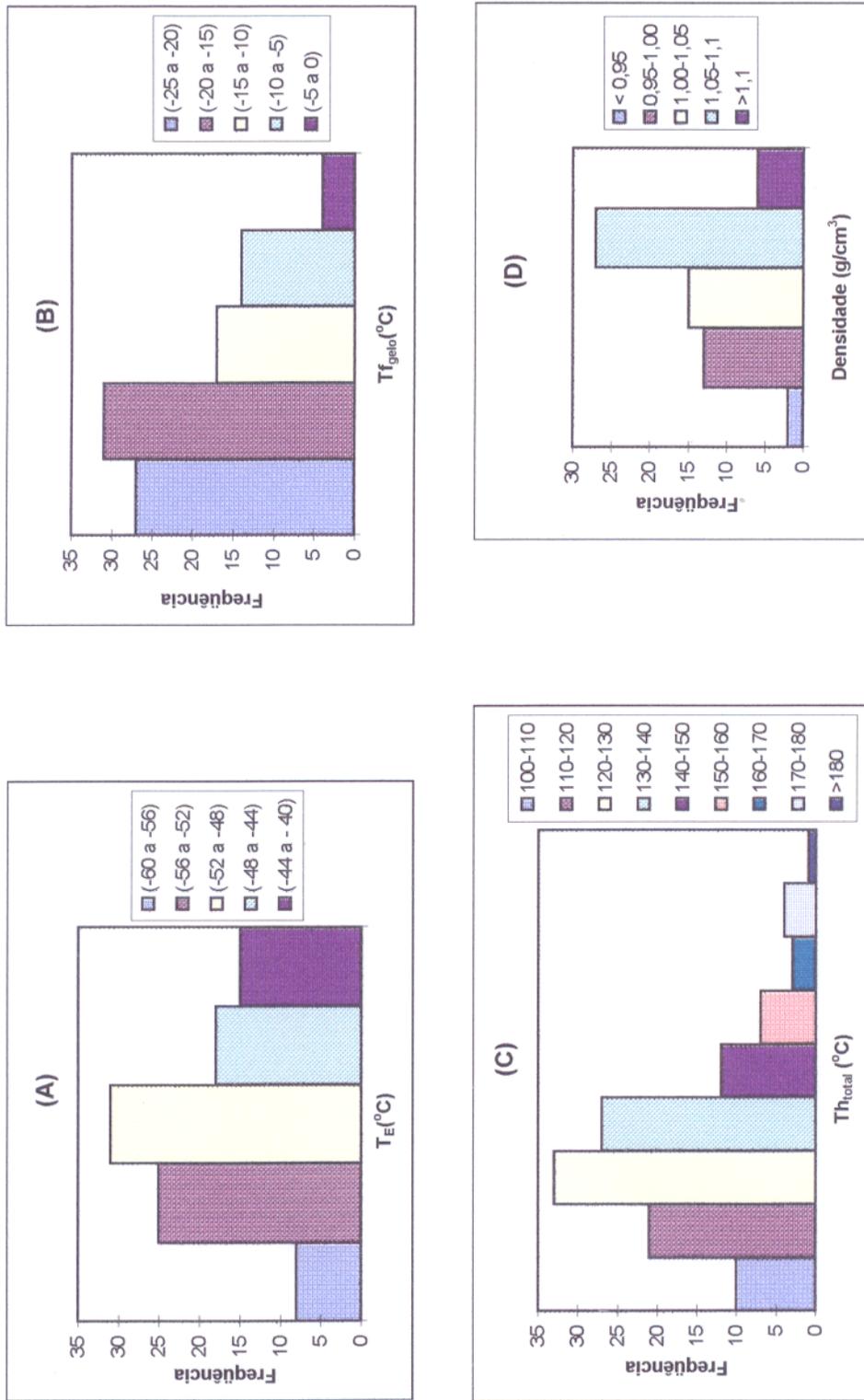
As inclusões trifásicas ocorrem junto com as inclusões bifásicas não sendo possível separá-las em domínios distintos, portanto, apresentam o mesmo modo de ocorrência (Figura 30). Elas mostram, às vezes, tamanho um pouco maior que as inclusões bifásicas, variando de  $6$  a  $36 \mu\text{m}$  com a maioria ficando entre  $6$  e  $12 \mu\text{m}$ .



**Figura 28** - Trilhas de inclusões pseudosecundárias dentro de cristal de quartzo -10x.



**Figura 30** - Inclusões pseudosecundárias aquosas bifásicas e trifásicas formando uma mesma trilha - 40x.



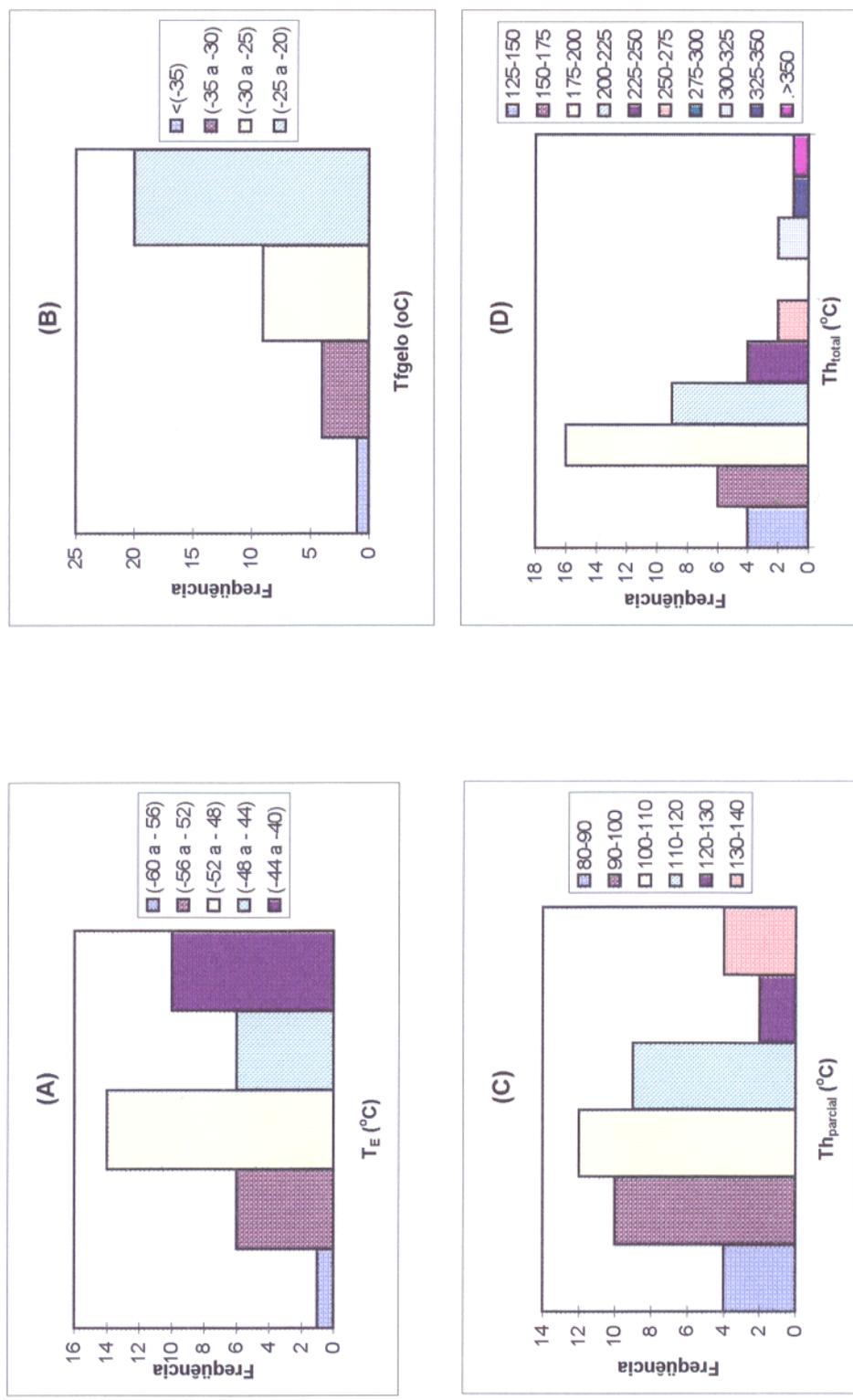
**Figura 29** - Histogramas de frequência referentes às inclusões aquosas bifásicas: **(A)** temperaturas do ponto eutético ( $T_E$ ); **(B)** temperaturas de fusão do gelo ( $T_{f_{gelo}}$ ); **(C)** temperaturas de homogeneização total ( $T_{H_{total}}$ ); **(D)** densidades.

A homogeneização total ocorreu sempre com a dissolução do cristal de saturação após o desaparecimento da fase vapor.

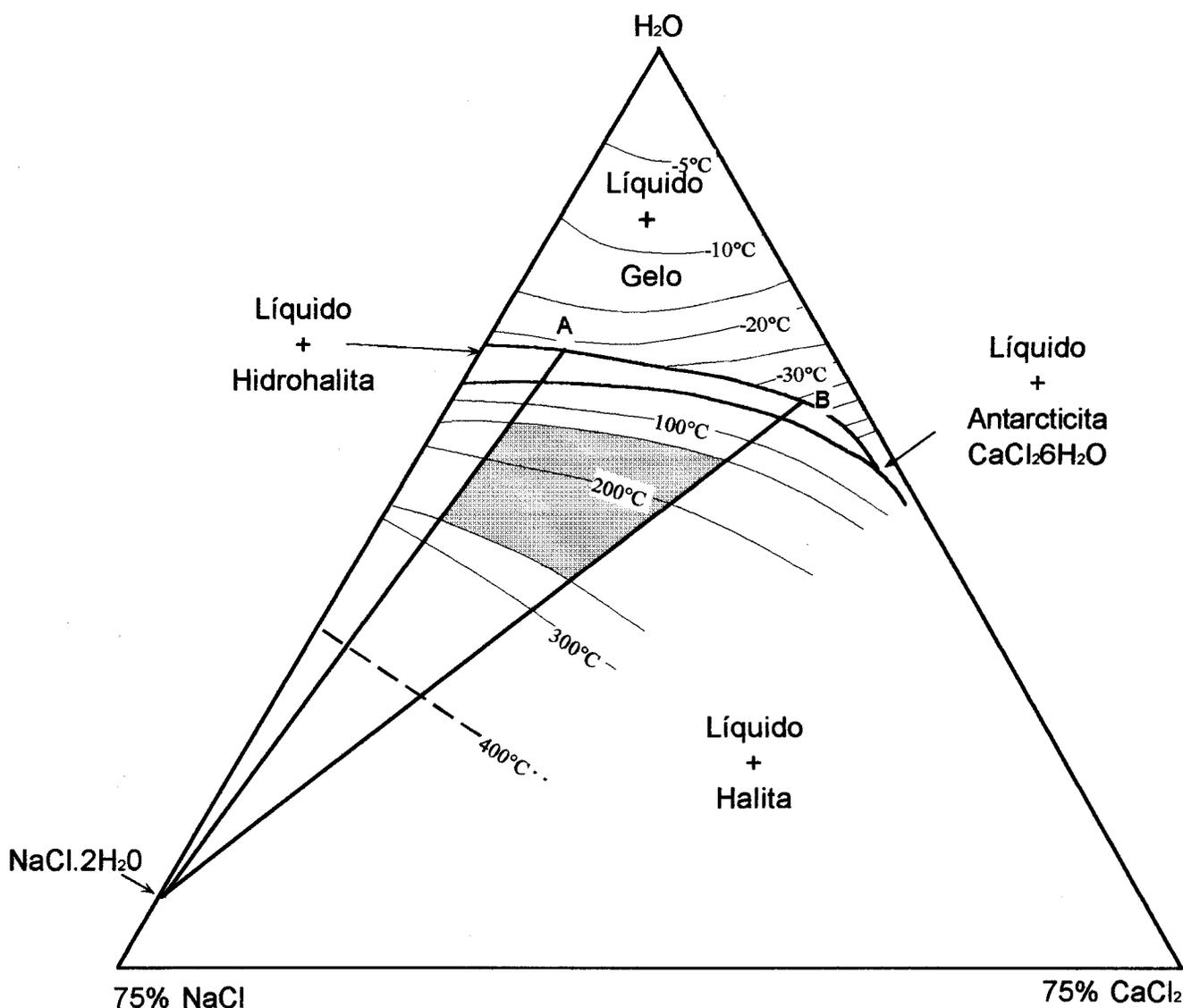
O processo inicial de resfriamento foi idêntico ao das inclusões bifásicas e o congelamento deu-se na mesma faixa de temperatura (-70 a -65°C). A fusão iniciou no intervalo de -59 a -40,5°C (Figura 31-A), coincidindo aproximadamente com a temperatura do eutético do sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. A fusão final do gelo foi observada entre as temperaturas de -37,2 e -21,5°C com maior frequência entre -26,4 e -21,5°C (Figura 31-B). Aqui o comportamento dos hidratos foi mais complexo. O cristal de saturação desapareceu durante o congelamento e no seu lugar apareceram hidratos de sais (provavelmente hidrohalita), que permaneceu até temperaturas superiores a 0°C, evidenciando um comportamento metaestável. Após a fusão dos hidratos, formou-se novamente halita.

A homogeneização parcial, representada pelo desaparecimento da fase vapor, ocorreu entre 83 e 139°C, mas 75% das medidas restringiram-se à faixa de 90 a 120°C (Figura 31-C). A temperatura da homogeneização total ocorreu entre 135 e 340°C, predominando o intervalo entre 150 e 225°C (Figura 31-D).

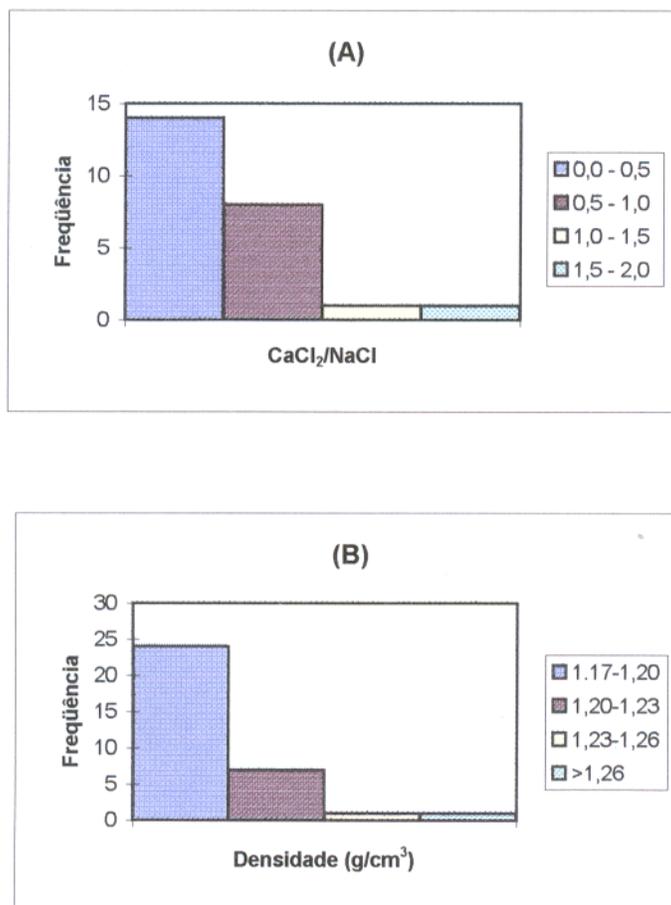
A composição quantitativa dessas inclusões foi estimada através das temperaturas de fusão final do gelo e de dissolução da halita, utilizando-se o gráfico de isotermas apresentado por Williams-Jones & Samson (1990) para o sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. A composição é dada pela interseção da linha que une a temperatura de fusão do gelo ao ponto que representa a composição da hidrohalita, localizado no lado NaCl-H<sub>2</sub>O do triângulo, e a isoterma correspondente à dissolução da halita (Figura 32). A utilização desse método deveu-se à dificuldade de identificar e observar a fusão da hidrohalita que, devido à metaestabilidade, geralmente ocorre em temperaturas acima da temperatura de equilíbrio. As razões CaCl<sub>2</sub>/NaCl encontram-se no intervalo entre 0,21-1,55 e a maioria entre 0,21-1,0 (Figura 33-A). A salinidade em termos de NaCl e CaCl<sub>2</sub> acusaram valores de 13,5 - 29,0% e 6,0 - 21,0%, respectivamente. Já em % em peso de eq. NaCl a salinidade ficou entre 28,9 e 41,5. As densidades variaram dentro do intervalo de 1,17 a 1,26 g/cm<sup>3</sup> (Figura 33-B).



**Figura 31** - Histogramas de frequência referentes às inclusões aquosas trifásicas: **(A)** temperaturas do ponto eutético ( $T_E$ ); **(B)** temperaturas de fusão do gelo ( $T_{f_{gelado}}$ ); **(C)** temperaturas de homogeneização parcial ( $Th_{parcial}$ ); **(D)** temperaturas de homogeneização total ( $Th_{total}$ ).



**Figura 32** - Diagrama triangular NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O mostrando a variação composicional (campo hachurado) das inclusões trifásicas, obtida a partir da temperatura de fusão do gelo e da temperatura de dissolução da halita. Os pontos A e B representam as temperaturas mínimas e máximas da fusão do gelo (baseado em Williams-Jones & Samson 1990).



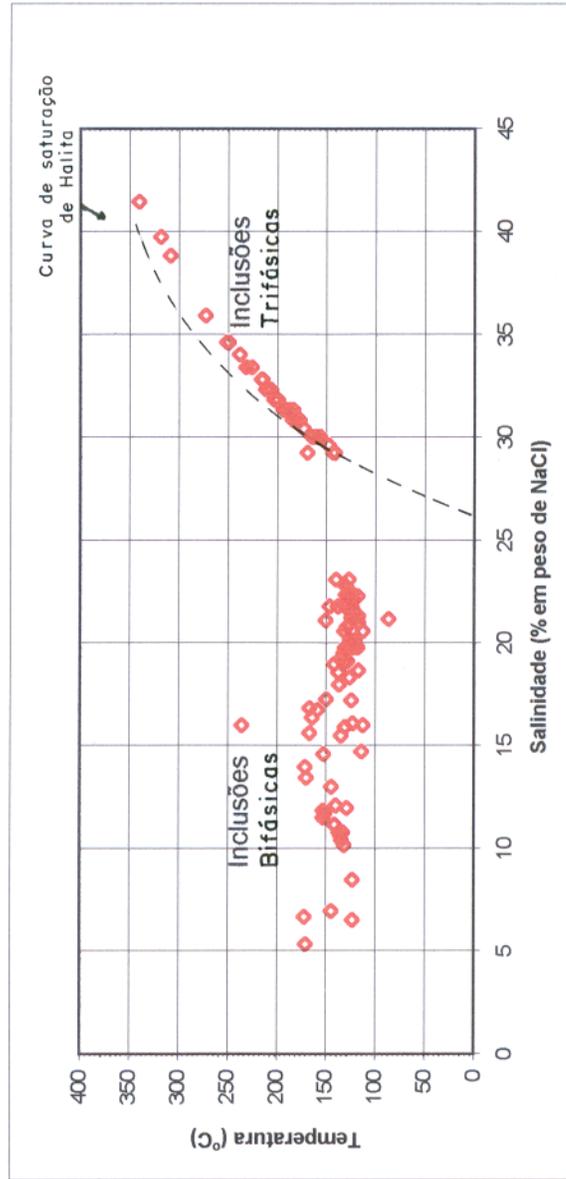
**Figura 33** - Histogramas de frequência referentes às inclusões trifásicas: **(A)** razões CaCl<sub>2</sub>/NaCl; **(B)** densidades.

Tanto nas inclusões bifásicas quanto nas trifásicas foram obtidas medidas de temperatura do eutético no intervalo de  $-40$  a  $-44^{\circ}\text{C}$  (Figuras 29-A e 31-A). Estas medidas indicam a presença de outros cátions, além daqueles do sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Certamente o ferro foi um importante componente, já que é extremamente abundante no sistema hidrotermal do depósito Bahia, como bem demonstram os principais minerais que nele precipitaram. Os dados obtidos para o sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  foram muito semelhantes àqueles encontrados por Althoff et al (1994) em quartzo de veios hidrotermais que cortam as rochas do Grupo Igarapé Bahia.

A relação entre a temperatura de homogeneização e a salinidade (Figura 34) mostra, para as inclusões trifásicas, um decréscimo da salinidade com a diminuição da temperatura até aproximadamente  $150^{\circ}\text{C}$  em uma distribuição quase coincidente com a curva de saturação da halita. Já as inclusões bifásicas também mostram um decréscimo da salinidade porém dentro de uma faixa de temperaturas mais ou menos constante.

A relação entre a razão  $\text{Na/Ca}$  e a temperatura de homogeneização (Figura 35) apresenta um pequeno acréscimo da temperatura com o aumento da razão  $\text{Na/Ca}$ , sugerindo que as soluções hidrotermais se enriqueceram em  $\text{Ca}$  à medida que a temperatura diminuía. É sintomático que a calcita tenha sido uma das fases finais a se precipitar no sistema hidrotermal Bahia, muitas vezes em redor de cristais de siderita.

Além dos tipos de inclusões que já descritos, ocorrem inclusões multifásicas com mais de um cristal de saturação e inclusões que apresentaram o fenômeno da metaestabilidade. O primeiro tipo é raro e não proporcionou boas medidas para a sua caracterização físico-química. O segundo tipo é mais comum e foi, a princípio, descrito petrograficamente como inclusões bifásicas e trifásicas. Entretanto, após o resfriamento, as inclusões trifásicas tornaram-se bifásicas com a formação de hidrohalita às custas da halita, a qual não voltou a nuclear durante o estágio de aquecimento. Inclusões bifásicas podem formar cristais de halita ou hidrohalita que se dissolvem em temperaturas superiores a  $0^{\circ}\text{C}$ . Esse fenômeno de supercongelamento acontece quando o gelo se forma, aumentando a concentração de solutos na fase líquida residual e causando a precipitação de cristais de saturação. Esses cristais podem persistir durante o aquecimento até a temperatura ambiente, indicando que os



**Figura 34** - Temperatura de homogeneização total x salinidade das inclusões aquosas bifásicas e trifásicas.

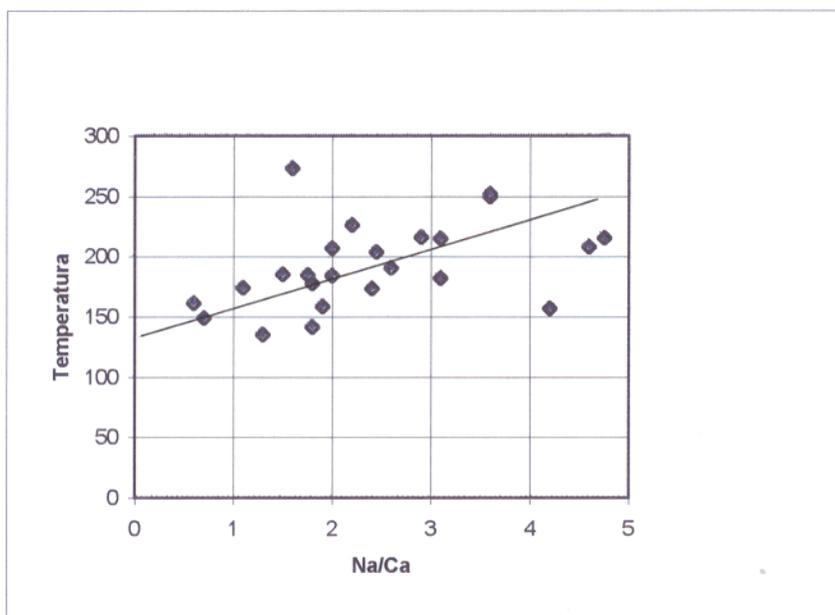


Figura 35 - Relação entre a razão Na/Ca e a temperatura de homogeneização das inclusões fluidas trifásicas.

fluidos foram originalmente supersaturados e sugerindo fluxos com baixa velocidade antes do aprisionamento (Roedder 1984).

Em uma amostra foram detectadas mudanças sofridas após a formação das inclusões, representadas pelas feições de estrangulamento (*necking-down*). Também pôde ser observado uma trilha de inclusões com sólidos, cujos cristais ocupam grande parte das inclusões e, durante o aquecimento, não foi possível homogeneizá-las.

### 5.3.3.2 - Sistema CO<sub>2</sub>

As inclusões apresentam, geralmente, pequenas dimensões, variando de 6 a 12µm. À temperatura ambiente, o caráter monofásico (fase carbônica líquida) predomina, embora também ocorram inclusões bifásicas (fase carbônica líquida + fase carbônica gasosa).

As formas variam de irregulares, alongadas a triangulares (Figura 36), mostrando, muitas vezes, uma cor escura.

A ocorrência dessas inclusões é semelhante às inclusões aquosas, em agrupamentos ou trilhas intracristais, daí terem sido caracterizadas como pseudosecundárias (Roedder 1984). Observam-se, com frequência, inclusões carbônicas junto com inclusões aquosas, o que pode sugerir contemporaneidade entre elas (Figura 37).

As amostras foram congeladas entre -100 e -110°C porque a solidificação total das inclusões ocorreu abaixo de -90°C. No decorrer desse processo, as mudanças de fase observadas foram o congelamento da fase carbônica líquida e a deformação ou desaparecimento da bolha de gás. Nas inclusões monofásicas a bolha de gás apareceu logo no início do resfriamento. A presença do CO<sub>2</sub> foi identificada pelo súbito aparecimento da bolha de vapor durante a fusão, após o processo de congelamento, em temperaturas próximas à temperatura do ponto triplice do CO<sub>2</sub> puro (-56,6 °C), tendo a fusão final do CO<sub>2</sub> sólido ocorrido entre -57,4 e -57,0°C (Figura 38-A). As temperaturas de homogeneização do CO<sub>2</sub> (L+V→L) variaram de -15 a 30°C, concentrando-se preferencialmente nos intervalos de -5,0 a 10,0°C e de 25,0 a 30,0°C (Figura 38-B). As densidades dessas inclusões

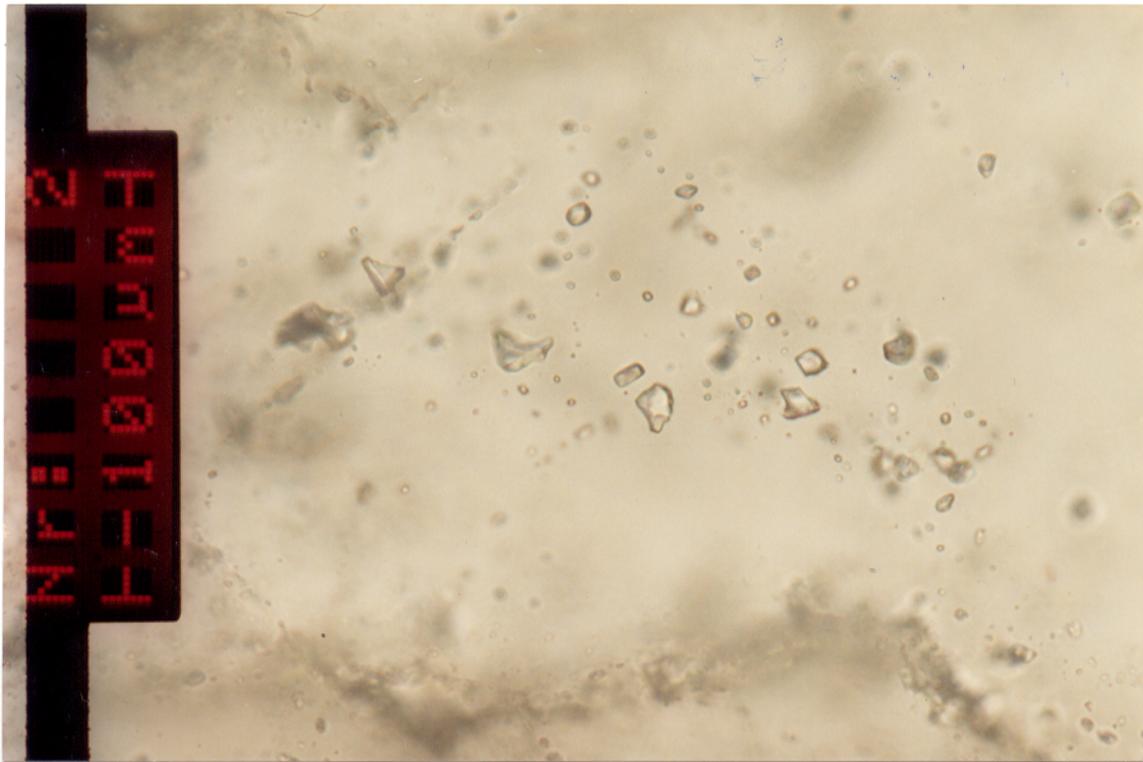


Figura 36 - Trilha de inclusões carbônicas apresentando diferentes formas - 50x.

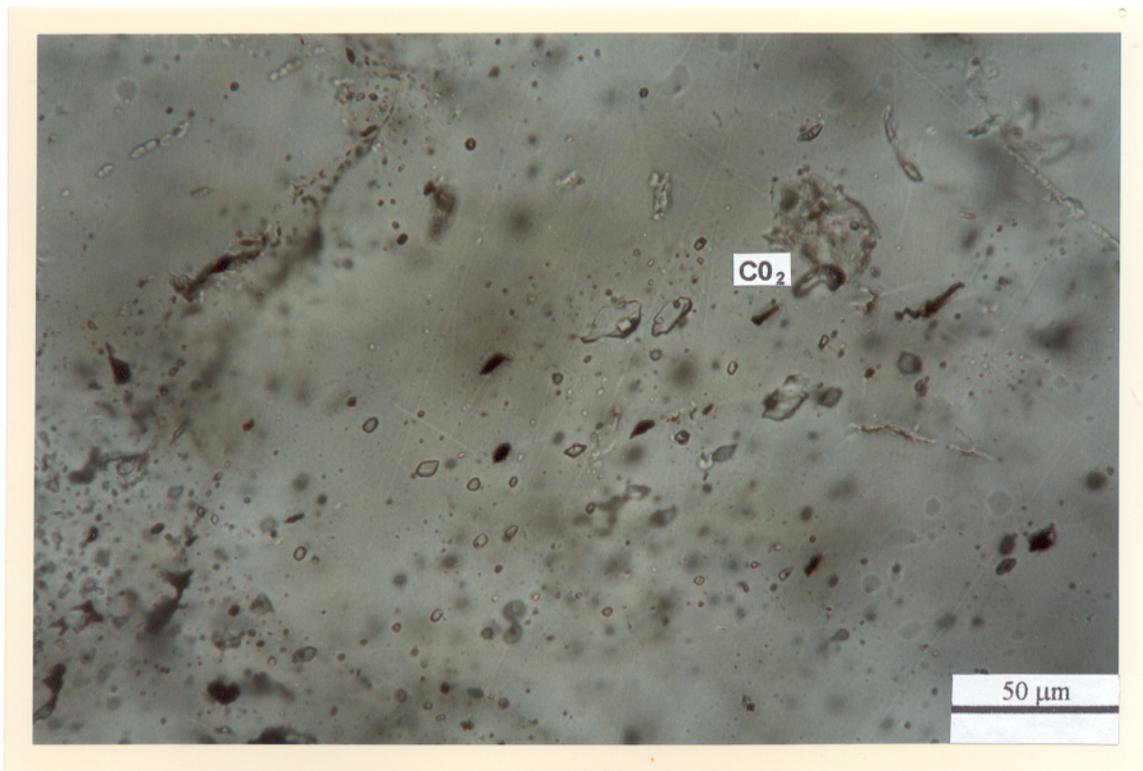


Figura 37 - Inclusão carbônica próxima a inclusões aquosas - 40x.

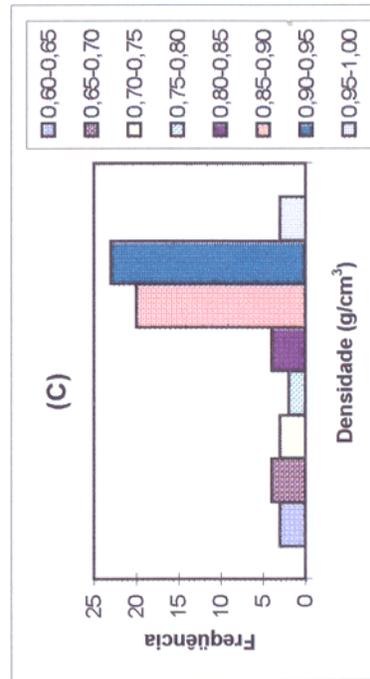
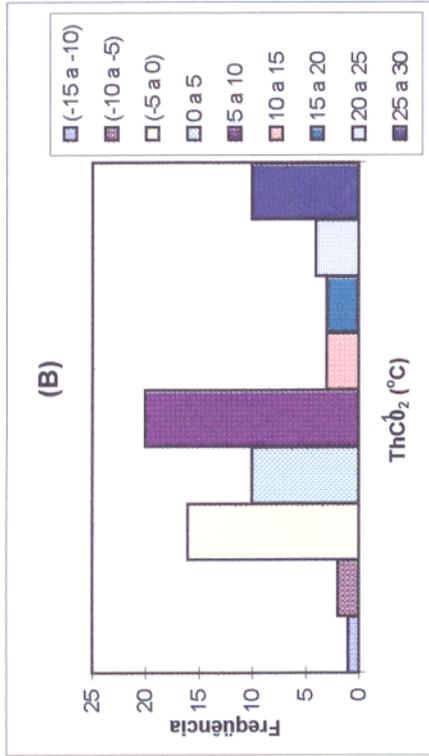
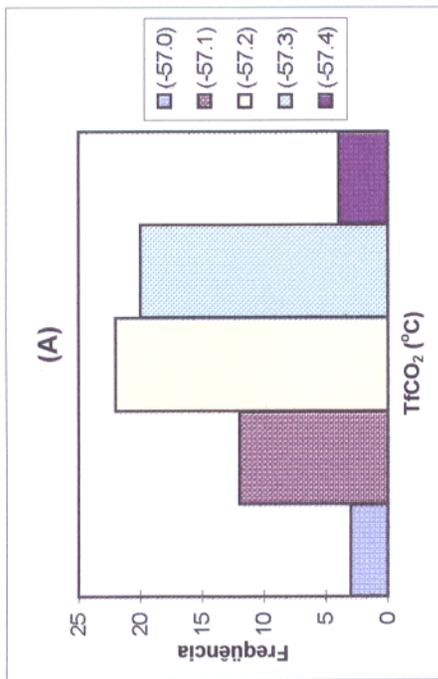
variaram entre 0,61 a 0,99 g/cm<sup>3</sup>, sendo a faixa de 0,85 a 0,95 g/cm<sup>3</sup> a mais freqüente (Figura 38-C).

Foram analisadas quatro inclusões pela técnica de micro-espectroscopia Raman, sendo três inclusões carbônicas e uma aquocarbônica. Em todas as inclusões foi identificada a presença de CO<sub>2</sub>, porém traços de N<sub>2</sub> foram verificados somente nas inclusões carbônicas. Tendo em vista esses resultados, bem como a variação da temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> nunca superior a 0,4°C e as medições próximas de -56,6°C (a diferença máxima foi de 0,8°C e está dentro da margem de erro aceitável para esse tipo de experimento), considerou-se que todas as inclusões carbônicas são compostas de CO<sub>2</sub> praticamente puro.

#### **5.3.4 – Correção da pressão e discussão dos resultados**

A coexistência freqüente de inclusões aquosas e carbônicas, em uma mesma trilha ou agrupamento (Figura 37), sugere que elas sejam contemporâneas. Aparentemente esses fluidos não se misturaram, a não ser em pequena escala, haja vista a ocorrência eventual de inclusões aquo-carbônicas. Aceitando-se a validade dessas constatações, foi possível estimar as pressões e temperaturas de aprisionamento dos fluidos no sistema hidrotermal Bahia com base nas densidades obtidas para eles. As isócoras das inclusões aquosas bifásicas e das carbônicas foram calculadas com auxílio do programa Flincor, conforme descrito no item 5.3.2.

A Figura 39 foi construída usando-se, para as inclusões carbônicas, a maior e a menor densidades dentro do intervalo mais freqüente observado (Figura 38-C). Para as inclusões trifásicas, escolheram-se as densidades correspondentes a maior e menor temperatura de homogeneização da faixa termal mais representativa (Figura 31-D). Observa-se que as isócoras referentes às inclusões trifásicas, que foram calculadas de acordo com a equação proposta por Bodnar & Vityk (1994) para salinidades entre 30 e 40 % equivalente em peso de NaCl, interceptam ou não as isócoras dos fluidos carbônicos. As que não interceptam foram consideradas não contemporâneas e certamente foram aprisionadas antes da entrada dos fluidos carbônicos no sistema Bahia.



**Figura 38-** Histogramas de frequência referentes às inclusões carbônicas: **(A)** temperatura de fusão final do CO<sub>2</sub> (TfCO<sub>2</sub>); **(B)** temperatura de homogeneização total do CO<sub>2</sub> na fase líquida (ThCO<sub>2</sub>); **(C)** densidade.

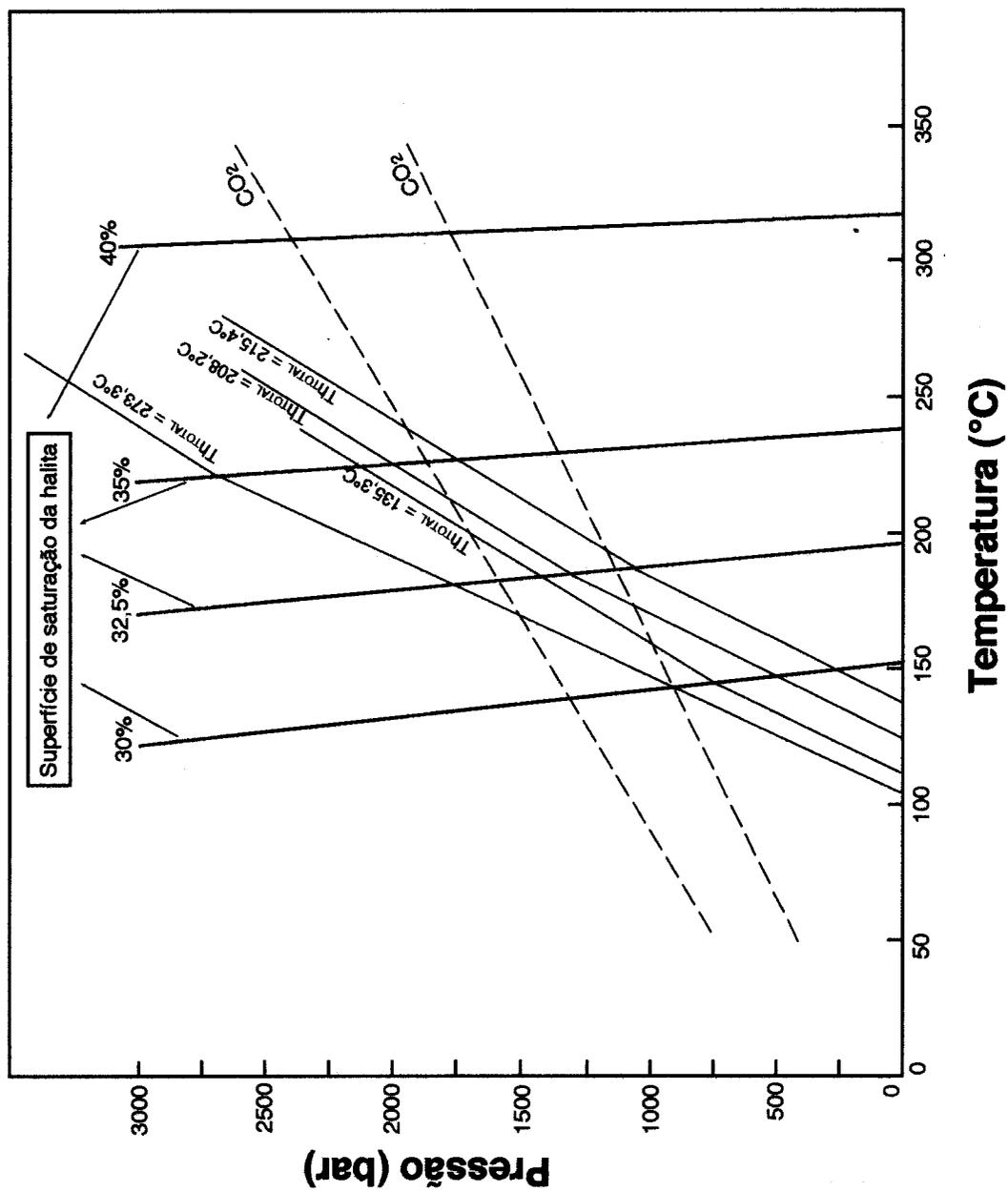
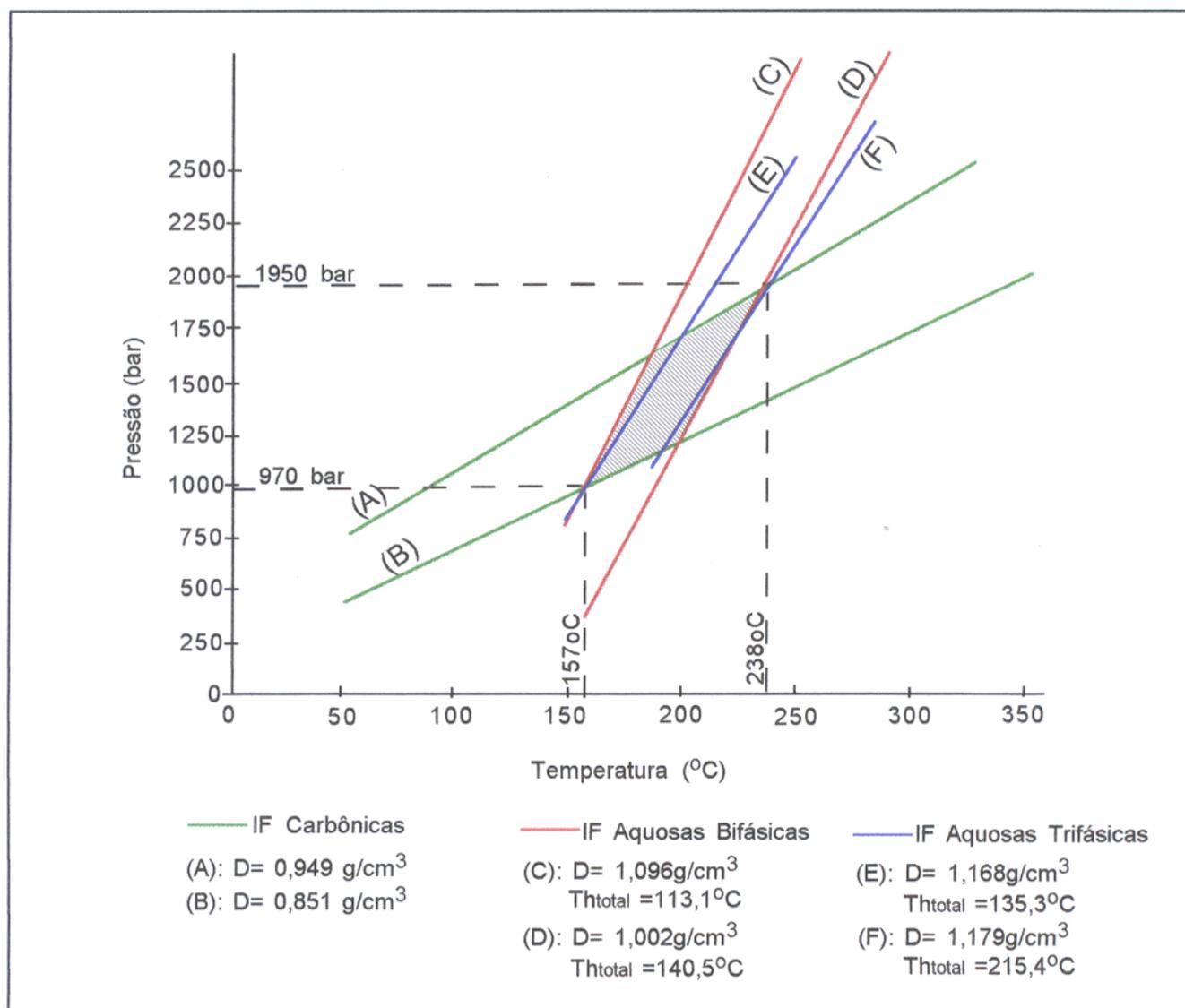


Figura 39 - Diagrama P-T em que estão representadas isócoras correspondentes as inclusões fluidas aquosas trifásicas no intervalo de salinidade entre 30-40% eq. em peso de NaCl, bem como as isócoras correspondentes as inclusões carbônicas (ver texto).

Para se calcular a correção de pressão foi então preparada a Figura 40, na qual constam as isócoras dos fluidos aquosos (inclusões bifásicas e trifásicas) e carbônicos tidos como contemporâneos. Verifica-se que as condições de aprisionamento dos fluidos se deram a temperaturas entre 160 e 240°C e pressões entre 1 e 2 kbar. A correção de pressão para as inclusões aquosas bifásicas foi maior que para as trifásicas, calculando-se, respectivamente, 45-100°C e 20-25°C.

O modelo metalogenético a ser proposto assume que a mineralização ocorreu em ambiente vulcânico submarino. Portanto, o fluido principal era constituído pela água do mar que circulou convectivamente pelo pacote vulcanossedimentar, sendo modificada pela entrada, principalmente, de cálcio e ferro. As inclusões fluidas aquosas correspondem a esse fluido modificado, o qual poderia ser basicamente representado pelo sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ . A ocorrência de pirita, calcopirita e siderita e Fe-clorita como produtos hidrotermais é evidência insofismável de que os fluidos eram ricos em ferro.

A Figura 34 sugere uma relação genética entre as inclusões trifásicas e bifásicas, ambas representando distintos estágios de evolução dos fluidos aquosos, de mesma composição geral, dentro do sistema hidrotermal Bahia. Essa relação pode ser explicada de, pelo menos, três modos diferentes: 1) as inclusões trifásicas, de mais alta temperatura, representariam os fluidos do início da mineralização, daí as elevadas salinidades, enquanto as inclusões bifásicas de, em geral, menor temperatura, representariam os fluidos dos quais grande parte da massa mineral já havia sido precipitada e, portanto, revelariam salinidades mais baixas; 2) diluição através da mistura com fluidos de baixa salinidade, mas suficientemente quentes para manter a temperatura na faixa de cerca de 110-160°C; e 3) água do mar aquecida em profundidade e, em seguida, sofrendo decompressão e resfriamento no retorno à superfície, do que resultaria a separação em dois fluidos, um de maior e outro de menor salinidade, à semelhança do que os experimentos indicam para o sistema  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  (Scott 1997). Esses fluidos circularam a profundidades relativamente rasas, correspondendo a pressões de 1-2kbar, mas suficientemente grandes para evitar ebulição (Cas 1992), fenômeno esse que não foi observado no sistema hidrotermal Bahia.



**Figura 40** - Diagrama P-T, mostrando os intervalos representativos das isócoras correspondentes às inclusões fluidas aquosas (bifásicas e trifásicas) e carbônicas, cujo cruzamento fornece as condições sob as quais os fluidos do sistema hidrotermal Bahia foram aprisionados (área hachurada).

Já o fluido composto por CO<sub>2</sub> puro deve ter sido oriundo das emanações vulcânicas e se originado, provavelmente, na região mantélica. E foi, sem dúvida, o responsável pela abundante precipitação de siderita presente nas brechas.

#### 5.4 - O GEOTERMÔMETRO DA CLORITA

A clorita é um mineral que ocorre em vários tipos de rochas e ambientes, apresentando grande variação composicional que reflete as condições de sua formação. A relação entre composição e temperatura, em particular, tem favorecido a sua utilização como geotermômetro, apesar de outros parâmetros também influenciarem na composição, assunto que será abordado mais adiante.

Com base no trabalho original de Cathelineau & Nieva (1985), vários autores têm utilizado o geotermômetro da clorita na determinação de paleotemperaturas de ambientes que sofreram atividade hidrotermal, metamorfismo de baixo grau ou diagênese.

O Quadro 2 reúne, sucintamente, alguns dos trabalhos relacionados com esse geotermômetro, apresentando as equações para determinação da temperatura e as correções que foram sugeridas para cobrir a ampla variação de Fe/(Fe+Mg) das cloritas.

Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) determinaram várias linhas de regressão entre os elementos constituintes da clorita e a temperatura. A partir da observação de que o Al(IV) possuía a melhor correlação, formularam uma equação empírica relacionando-a com a temperatura. Esse geotermômetro foi desenvolvido a partir de dados obtidos em clorita hidrotermal formada no campo geotermal Los Azufres, México. Bevins et al. (1991) testaram esse geotermômetro em cloritas de metabasitos de baixo grau de Gales e do norte da Groenlândia, encontrando temperaturas compatíveis com as condições sob as quais o metamorfismo regional ocorreu. E, assim, estenderam sua aplicabilidade a terrenos metamórficos de baixo grau.

Quadro 2 - Geotermômetros da clorita e correção do Al(IV)

| Autores   | Cathelineau (1988)                                     | Kranidiotis & MacLean (1987)   | Zang & Fyfe (1995)  | Xie et al. (1997)  |
|---|--|--|---|--|
| Locais  | Sistema geotermal de Los Azufres-México                | DSMV* de Phelps Dodge Canadá   | Mina do Igarapé Bahia-Carajás-Brasil  | Geenstone Belt de Barbeton   |
| Tipo de rocha                                   | meta-andesitos   | riodacito  | clorita-xistos e brechas  | basaltos, komatiitos, dacitos, cumulaços de piroxênio e rochas ultramáficas ou fortemente metassomatizadas c/boro e sílica   |
| Equação   | $T (^{\circ}\text{C}) = 321,98 \text{ Al(IV)} - 61,92$ | $T (^{\circ}\text{C}) = 106\text{Al(IV)} + 18$   | $T (^{\circ}\text{C}) = 106\text{Al(IV)}_{\text{cor}} + 18$   | $T (^{\circ}\text{C}) = 321,98\text{Al(IV)}_{\text{cor}} - 61,92$  |
| Nº. de átomos de oxigênio na fórmula estrutural | 14   | 28   | 28  | 14   |
| Correção do Al(IV)                              |  | $\text{Al(IV)}_{\text{cor}} = \text{Al(IV)}_{\text{am}} + 0,7 \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$ | Para cloritas rica em Fe, tipo depósito Bahia.<br>$\text{Al(IV)}_{\text{cor}} = \text{Al(IV)}_{\text{am}} - 0,88 \frac{[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,34]}{}$ | Para $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) < 0,31$<br>$\text{Al(IV)}_{\text{cor}} = \text{Al(IV)}_{\text{am}} + 1,33 \frac{[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,31]}{}$<br>Para $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0,31$<br>$\text{Al(IV)}_{\text{cor}} = \text{Al(IV)}_{\text{am}} - 1,33 \frac{[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,31]}{}$ |

\*DSMV: depósito vulcanogênico de sulfeto maciço

am: amostra

cor: corrigido

Cathelineau & Nieva (1985) trabalharam com rochas constituídas por cloritas magnesianas, portanto com baixas razões  $Fe/(Fe+Mg)$ . Kranidiotis & MacLean (1987) citam vários autores que já tinham observado o aumento de Al(IV) com o aumento da razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , indicando que nas cloritas deficientes em Si, posições tetraédricas são grandemente ocupadas por Al(IV), o que favorece a entrada de mais Fe e/ou Mg nas posições octaédricas no lugar do Al(VI). Zang & Fyfe (1995), ao usarem o geotermômetro da clorita, encontraram temperaturas que consideraram muito altas para a formação desse filossilicato e, assim, propuseram correções para o Al(IV) em função do aumento da razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , como Kranidiotis & MacLean (1987) já o tinham feito, e finalizaram com uma equação válida para  $8[Si+Al(IV)]$ .

Cathelineau & Nieva (1985) já haviam alertado que não só a temperatura pode influenciar as variações composicionais da clorita e sugeriram precaução na utilização do geotermômetro como único método na estimativa de paleotemperaturas. Caritat et al. (1993) e Xie et al. (1997) concordam com essa postulação e consideram que outros fatores controlam a composição da clorita, a exemplo da natureza da assembléia mineral coexistente e da própria composição da rocha.

Xie et al. (1997), trabalhando em uma área que apresenta grande variação litológica, observaram que, utilizando a equação de Cathelineau (1988), assim como as correções propostas para o Al(IV), havia uma grande variação nas temperaturas das cloritas, o que interpretaram decorrer das diferenças composicionais das rochas portadoras de clorita. Constataram que a composição da clorita é fortemente correlacionada com o conteúdo de magnésio da rocha hospedeira, o qual, provavelmente, afeta a composição química desse mineral. Portanto, para eles, esse geotermômetro só pode ser aplicado quando a influência da composição da rocha tiver sido pequena, como foi o caso dos basaltos e dacitos do *Greenstone Belt* de Barbeton, África do Sul.

Dados químicos de cloritas presentes nas brechas mineralizadas do corpo Acampamento Sul do depósito Bahia estão disponíveis na literatura (Zang & Fyfe 1995). Com base nesses dados, são apresentadas no Quadro 3 as temperaturas calculadas através das várias equações hoje propostas para o geotermômetro da clorita (Quadro 2). Observa-se grande divergência dos resultados obtidos com as equações de Zang &

Fyfe (1995) e Xie et al. (1997), de 100°C e 200°C, respectivamente, em relação àquela proposta por Cathelineau (1988). Já a correção sugerida por Kranidiotis & MacLean (1987) produz valores concordantes com os resultados de Cathelineau (op. cit).

Como vários autores já ressaltaram, é importante ter-se cuidado com o uso do geotermômetro da clorita e, principalmente, com sua utilização como único método na determinação de paleotemperaturas. Isso fica claro ao ser lembrado que o geotermômetro da clorita foi desenvolvido a partir de cloritas magnesianas com baixas razões Fe/(Fe+Mg). Quando é utilizado em cloritas ferríferas com altas razões Fe/(Fe+Mg), como é o caso das do depósito Bahia, os resultados mostram-se muito díspares devido às modificações estruturais impostas pelo aumento do teor de ferro. Mesmo as correções propostas para o Al(IV) parecem ainda não ser suficientes para fornecer resultados de maior confiabilidade. Talvez outros fatores, além da composição da rocha e da estrutura dos cristais, devam ser considerados na calibração do geotermômetro, como a fugacidade do oxigênio e o pH da solução (Caritat et al. 1993).

As temperaturas de homogeneização total das inclusões fluidas aquosas aqui estudadas concentraram-se nos intervalos de 110 a 140°C para os tipos bifásicos e 150 a 225°C para os tipos trifásicos. Com a correção de pressão (Figura 40), as temperaturas de aprisionamento dos fluidos foram estimadas entre 160 e 240°C. A comparação entre essas temperaturas de aprisionamento e aquelas calculadas pelas diversas equações do geotermômetro da clorita (Quadro 3) mostrou que o limite superior é compatível com os valores Zang & Fyfe (1995), enquanto o limite inferior se aproxima dos valores encontrados por Xie et al. (1997). Portanto, conclui-se que, para cloritas ricas em ferro, esse geotermômetro não deve ser utilizado sem que haja avaliação de outros parâmetros que controlam, além da temperatura, a composição química desses filossilicatos.

**Quadro 3 - Temperaturas calculadas pelo geotermômetro da clorita, área Bahia, Carajás**

| Composição da clorita * |            | Cathelineau (1988)<br>T (°C) | Kranidiotis &<br>MacLean (1987)<br>T (°C) | Zang & Fyfe (1995)<br>T (°C) | Xie et al. (1997)<br>T (°C) |
|-------------------------|------------|------------------------------|---|------------------------------|-----------------------------|
| Al (IV)                 | Fe/(Fe+Mg) |                              |   |                              |                             |
| 2,64                    | 0,80       | 363                          | 357                                       | 255                          | 153                         |
| 2,59                    | 0,79       | 355                          | 351                                       | 251                          | 149                         |
| 2,53                    | 0,78       | 345                          | 344                                       | 245                          | 144                         |
| 2,58                    | 0,79       | 353                          | 350                                       | 249                          | 148                         |
| 2,51                    | 0,80       | 342                          | 343                                       | 241                          | 132                         |
| 2,58                    | 0,81       | 353                          | 352                                       | 248                          | 139                         |
| 2,61                    | 0,81       | 358                          | 355                                       | 251                          | 144                         |
| 2,49                    | 0,80       | 339                          | 341                                       | 239                          | 129                         |

\* Dados de análise das cloritas: Zang & Fyfe (1995)

## 6 - O MODELO METALOGENÉTICO

Estudos metalogenéticos já realizados no Grupo Igarapé Bahia têm sugerido várias hipóteses para a origem da mineralização de sulfetos de Cu-Au que ele hospeda. Todas a consideram produto da ação de fluidos hidrotermais relacionados quer a processos vulcânico-exalativos (Ferreira Filho 1985; Althoff et al. 1994), quer à remobilização provocada pela intrusão de corpos graníticos anorogênicos (Ribeiro 1989; Sachs 1993) ou básicos granofíricos (Bocalon 1997), ou ainda a processos próprios do ambiente de formação de depósitos tipo Olympic Dam (Huhn 1996).

Informações mais recentes, bem como a descoberta do Corpo Alemão, favorecem uma origem vulcanogênica ou do tipo Olympic Dam para a área Bahia. Ambas serão discutidas brevemente a seguir, a primeira com base nos trabalhos de Hutchinson (1973), Large (1977 e 1992), Lydon (1984), Fox (1984) e Guilbert & Park Jr. (1986), e a outra tendo por fonte o artigo de Hitzman et al. (1992). Será uma síntese em que serão ressaltadas as principais características desses tipos de depósitos com vistas a compará-las com aquelas observadas na área Bahia.

### 6.1 - DEPÓSITOS DE SULFETOS MACIÇOS VULCANOGÊNICOS

Depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (DSMV) são grandes concentrações concordantes a subconcordantes de sulfetos formadas no fundo do mar em vários ambientes, os quais são caracterizados por intenso vulcanismo. Ao material vulcânico associam-se sedimentos de natureza química por excelência, mas variedades clásticas podem também ser encontradas, notadamente nos ambientes que foram desenvolvidos mais próximos das massas continentais. São depósitos hidrotermais que têm na água do mar a principal fonte dos fluidos responsáveis pelo transporte e deposição dos metais.

De acordo com a composição do magma dominante e ambiente tectônico, três tipos principais de depósitos são reconhecidos: Noranda-Kuroko, Chipre e Besshi. Optou-se por juntar-se os tipos Noranda e Kuroko em um único tipo, por entender-se que as principais diferenças entre eles decorrem mais das condições inerentes aos

estágios de evolução da crosta à época da formação dos depósitos do que de distintos estilos de mineralização.

### 6.1.1 - Depósitos tipo Noranda - Kuroko

Esses depósitos ocorrem em espessas pilhas vulcânicas nas quais as rochas riolíticas são abundantes e acumulações piroclásticas ou vulcanoclásticas estão comumente presentes. O magmatismo é polimodal, variando de basáltico a riolítico. Associados com as rochas vulcânicas ocorrem formações ferríferas bandadas e silexitos (*cherts*) e, às vezes, até mesmo arcósios e grauvacas. Além delas, são também identificadas intrusões subvulcânicas, via de regra de caráter cálcio-alcálico. Os grandes depósitos estão comumente localizados no contato superior do pacote riolítico ou dentro da porção inferior da seqüência polimodal. Eles têm ampla distribuição temporal, mas os exemplos mais notáveis concentram-se no Arqueano, Paleozóico (Cambriano ao Siluriano) e Terciário. Os depósitos mais antigos, como os encontrados nos escudos canadense e australiano, desenvolveram-se em terrenos granito-*greenstone*, enquanto que os de idade fanerozóica se formaram em ambientes relacionados com zonas de subducção de placas tectônicas.

Do ponto de vista do conteúdo metálico, esses depósitos podem ser agrupados em três classes: 1) cupríferos; 2) cupro-zincíferos; e 3) cupro-plumbo-zincíferos, sendo o chumbo pouco expressivo nos depósitos arqueanos. A forma dos corpos maciços varia de irregular a lenticular e depende de vários fatores dentre os quais a permeabilidade das rochas vulcânicas hospedeiras, a temperatura dos fluidos mineralizantes, as fugacidades de  $O_2$  e  $H_2S$  e a profundidade do mar. O zoneamento é conspícuo e caracterizado por grandes quantidades de sulfetos de cobre na base, os quais, em direção ao topo, tornam-se menos abundantes e cedem lugar para os sulfetos de zinco e chumbo. Igualmente zonada é a mineralização, que é disseminada (tipo *stockwork*) no conduto através do qual as soluções hidrotermais ascenderam até derramarem-se no fundo oceânico, onde geraram os corpos maciços de minério subjacentes. Lateralmente, em direção a ambientes mais distais, podem ocorrer lentes de minério de sulfeto bandado e sedimentos metalíferos, alguns com apreciáveis

quantidades de metais preciosos. A alteração hidrotermal, praticamente restrita às rochas subjacentes às lentes maciças, consiste principalmente de cloritização, sericitização e silicificação.

Estudos isotópicos indicam que o enxofre dos sulfetos desses depósitos provém da redução do sulfato da água do mar, enquanto os dados para Rb e Sr mostram-se compatíveis com a derivação dos metais a partir da lixiviação da pilha vulcânica e das rochas do embasamento por movimento convectivo da água do mar. Nos tempos arqueanos as soluções hidrotermais teriam sido ácidas e teriam tido caráter mais redutor e alcançado temperaturas mais altas que aquelas responsáveis pela formação dos depósitos Kuroko, tão bem definidos no Japão. Daí aqueles serem mais ricos em pirrotita e praticamente destituídos de hematita e sulfatos.

### 6.1.2 - Depósito tipo Chipre

Esses depósitos ocorrem em seqüências ofiolíticas que se formam durante a geração de crosta oceânica em ambientes de divergência de placas tectônicas. A ascensão do magma basáltico, de natureza toleítica e responsável pela formação da crosta oceânica, se dá através de fissuras, que se abrem na região das cadeias meso-oceânicas, e origina rochas essencialmente máfico-ultramáficas. De fato, rochas félsicas são raras a ausentes, mas encontram-se associadas rochas sedimentares de natureza química, em especial formações ferríferas e manganesíferas, bem como silexitos (*cherts*) resultantes da acumulação de carapaças de radiolários. Poucas rochas clásticas ou piroclásticas estão presentes, mas variedades hialoclásticas e lavas almofadadas (*pillow lavas*) são comuns.

Os corpos de sulfeto maciço, de forma irregular a lenticular, são constituídos basicamente por pirita e calcopirita com quantidades menores de esfalerita e pirrotita, além de ouro e prata. No conduto subjacente a mineralização é disseminada, do tipo *stockwork*. Os sulfetos estão preferencialmente hospedados nas lavas almofadadas espilitizadas e nos sedimentos químicos, formando depósitos de pequenas dimensões com teores típicos de 4% Cu e 0,5% Zn.

A alteração hidrotermal, praticamente restrita às rochas subjacentes às lentes maciças, é caracterizada pela propilitização, cloritização e serpentinização.

Quanto à origem, a hipótese mais aceita é a circulação convectiva da água do mar que penetra nas fraturas do assoalho oceânico e retorna à superfície após lixiviar metais das rochas pelas quais percolaram. A deposição se dá no fundo oceânico onde o contraste composicional entre a água do mar modificada e a água do mar "normal", bem como temperaturas mais baixas, favorecem a precipitação dos sulfetos. O enxôfre é derivado da redução do sulfato do meio marinho, conforme indicam os dados isotópicos.

### **6.1.3 - Depósito tipo Besshi**

Esses depósitos são associados com rochas vulcânicas máficas de geoquímica oceânica ou intraplaca e, localmente, com rochas vulcânicas ultramáficas ou intrusões subvulcânicas máficas. São gerados, juntamente com espessas seqüências de sedimentos clásticos derivados do continente, em ambiente de *rifting* epicontinental. Rochas sedimentares químicas como carbonatos, formações ferríferas bandadas ou formações manganésíferas também podem estar presentes, além de material de fluxo e seqüências turbidíticas. Quanto à idade, eles não estão confinados à nenhuma época geológica, podendo ter se formado desde o Arqueano até o Terciário.

Os corpos de sulfeto geralmente apresentam formas tabulares e lenticulares ou estirados, quando deformados. A forma de ocorrência mais típica é a maciça e, secundariamente, bandada e em veios. O minério é constituído por pirita e calcopirita com teores menores de esfalerita, magnetita e hematita. A pirrotita pode estar presente nos níveis mais profundos do minério, sendo mais freqüente nas rochas de alto grau metamórfico. Anomalias de Mo e Co são comuns, o último podendo apresentar teores econômicos. Depósitos exalativos de Sn(W) também parecem se formar no mesmo ambiente que o minério tipo *Besshi*.

É comum grande parte desse minério estar envolvida por material rico em clorita, o qual é produto da alteração hidrotermal que afetou as rochas hospedeiras da mineralização. Outra característica desses depósitos é a correlação positiva entre os

volumes da mineralização econômica e das rochas vulcânicas máficas presentes no depósito.

A formação dos depósitos tipo *Besshi* está relacionada a ambientes submarinos epicratônicos de *rift* e resulta do movimento convectivo da água do mar através da seqüência vulcanossedimentar subjacente. Difere dos depósitos tipo Cu-Zn em *rift* maduros, principalmente, pela ausência de crosta oceânica. Esses depósitos também podem ser gerados em ambiente de tectônica extensional tipo bacia retro-arco, com formação precoce em relação aos depósitos tipo Kuroko, estes associados à ambiente de subducção. Assim, esses dois tipos de depósitos podem se desenvolver no mesmo evento orogenético.

## 6.2 – DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE Fe-Cu-Au-U-TR TIPO OLYMPIC DAM

De acordo com Hitzman et al. (1992), os depósitos de Fe-Cu-Au-U-TR, cujo exemplo típico é o Olympic Dam, na Austrália, constituem uma nova classe de depósito mineral. Esses autores a consideram um subtipo do tipo maior Kiruna, o qual é caracterizado por minério de ferro de origem magmática rico em fósforo.

Nessa nova classe a mineralização é, contudo, de origem hidrotermal e dominada por óxidos de ferro com concentrações potencialmente econômicas de Cu, Au, U e elementos terras raras leves. Os depósitos localizam-se em áreas que foram cratonizadas ou que representam margens continentais antigas, em muitos casos com associação espacial e temporal bem definida com tectônica extensional.

As rochas hospedeiras podem ser ígneas ou sedimentares. As rochas ígneas, vulcânicas ou plutônicas, são preferencialmente ácidas a intermediárias com termos máficos subordinados e a eles se associam material piroclástico e brechas. Dentre as rochas sedimentares são comuns argilitos, siltitos, arenitos e calcários. Magnetita e/ou hematita são os principais óxidos de ferro, a primeira sendo encontrada a profundidades maiores que a hematita. Os sulfetos consistem em pirita (geralmente precoce), calcopirita, que é o sulfeto de cobre dominante, além de bornita e calcocita. A uraninita é o principal mineral de urânio, enquanto que bastnaesita, florencita, monazita e

xenotima são os minerais de terras raras mais comuns. Ag, As, Te, Mo, Ni e Co podem ocorrer com teores sub-econômicos.

A morfologia dos depósitos é muito variável e complexa. Ao longo de contatos intrusivos ou de falhas, ocorrem corpos discordantes na forma de chaminé de brecha ou dique, enquanto que dentro de rochas vulcânicas ou sedimentares estratificadas eles são tabulares e concordantes. Já o estilo da mineralização varia de maciço a zonas tipo *stockwork*.

As rochas hospedeiras estão, via de regra, fortemente alteradas. Apesar de o conteúdo mineral depender do tipo litológico e da profundidade de formação, observa-se uma tendência geral que muda de alteração sódica em níveis profundos para alteração potássica em níveis intermediários a superficiais, ou mesmo para alteração sericítica e silicificação em níveis ainda mais superficiais. Além disso, as rochas hospedeiras registram localmente intenso metassomatismo de ferro.

Esses depósitos, de baixas a moderadas temperaturas (110-400°C) e formados em ambientes crustais rasos (<6km), são expressões de sistemas ígneo-hidrotermais ricos em voláteis, que foram atingidos por estruturas crustais profundas. A ocorrência global desse tipo de depósito entre 1,8 e 1,4 Ga sugere uma relação aos eventos de *rifting* global que afetaram a crosta continental, possivelmente durante a quebra de um supercontinente Proterozóico.

### 6.3 - DEPÓSITO BAHIA UM EXEMPLO DE DEPÓSITO TIPO BESSHI EM CARAJÁS?

As características geológicas do depósito Bahia permitem sugerir ser ele um exemplo de depósito tipo Besshi que foi formado na região de Carajás em tempos arqueanos. Antes de se expor os argumentos que determinaram essa interpretação, serão apresentadas as razões que desfavoreceram a opção por outras alternativas.

A ausência de riolitos e de intrusões sub-vulcânicas cálcio-alcálicas, a ocorrência restrita de rochas vulcânicas de composição intermediária e o expressivo volume de rochas terrígenas no depósito Bahia tornaram inviável a correspondência ao tipo Noranda-Kuroko. Contribuiu também o ambiente tectônico que, para o tipo Noranda-Kuroko, requer formação em terrenos granito-*greenstone* ou zonas de subducção. Da

mesma forma, descartou-se o tipo Chipre pela não constatação de seqüências típicas de crosta oceânica no depósito Bahia.

Apesar de os depósitos de Cu-Fe-Au-U-TR, tipo Olympic Dam, apresentarem várias similaridades com o depósito Bahia, existem diferenças marcantes que levaram a sua preterição. Dentre elas destacam-se a idade proterozóica, a associação predominante com rochas ácidas a intermediárias (vulcânicas e plutônicas), a abundância de hematita e a alteração hidrotermal dominada por metassomatismo sódico e potássico, que são características não observadas no depósito Bahia.

A favor do tipo Besshi, contam, como principais argumentos: 1) o ambiente tectônico de *rift* epicratônico; 2) a dominância de magmatismo básico de natureza vulcânica; e 3) a presença de significativas quantidades de rochas terrígenas.

A bacia de Carajás, onde o depósito Bahia foi formado, teve sua evolução associada a zonas de *rifting* que foram desenvolvidas em crosta siálica mais antiga, representada na região pelo Complexo Xingu ou por terrenos granito-*greenstone* (DOCEGEO 1988; Lindenmayer et al. 1995). Fraturas profundas serviram de vias para a ascensão de magma basáltico que preencheu parcialmente aquela bacia e gerou as rochas básicas que compõem várias seqüências vulcanossedimentares, dentre elas o Grupo Igarapé Bahia. Critérios geoquímicos diversos têm apontado a natureza toleítica desse magma (Ferreira Filho & Danni 1985; Sachs 1993; Althoff et al. 1994; Lindenmayer et al. 1995). Os sedimentos clásticos muito provavelmente foram derivados das áreas continentais emersas e depositados em ambientes onde material piroclástico produzido por periódicas erupções vulcânicas explosivas com eles se intercalou. Além dessas principais características, destacam-se outras, de importância secundária, mas que aproximam ainda mais o depósito Bahia do tipo Besshi, embora nem todas sejam a ele restritas. São elas: 1) a ocorrência de depósitos similares aos produzidos por fluxo de detritos (*debris flow*); 2) mineralização dominada por calcopirita e pirita; 3) teores anômalos de Mo, Sn e Co; 4) cloritização como principal tipo de alteração hidrotermal; e 5) presença de carbonatos de origem hidrotermal-exalativa.

O material originado pelas explosões freáticas sofreu provavelmente transporte como fluxo de detritos até profundidades maiores onde se depositou e veio a constituir as brechas hoje observadas. As pressões de aprisionamento estimadas para os fluidos

hidrotermais do depósito Bahia (1-2kbar) corroboram essa hipótese, já que processos explosivos não ocorrem geralmente a profundidades superiores a 500m (Cas 1992).

No que diz respeito à mineralização, o tipo Besshi admite quantidades menores de esfalerita junto com a massa principal de calcopirita e pirita. No depósito Bahia ainda não foi encontrado sulfeto de zinco, porém a calcopirita e a pirita são, de longe, os sulfetos de maior expressão. Molibdenita e cassiterita já foram identificadas no depósito Bahia (Sachs 1993; Angélica 1996; SUTEC/CVRD 1996), bem como registrados teores de até 200 ppm para Co (Sachs 1993).

A cloritização é um produto comum da interação da água do mar com rochas basálticas e, portanto, esperada ocorrer, como acontece, nos depósitos tipo Besshi. Nesse sentido é significativo que a cloritização seja o mais importante tipo de alteração no depósito Bahia, onde a escassez de rochas de composição intermediária ou ácida certamente inibiu o desenvolvimento da sericitização. Carbonatos exalativos estão invariavelmente associados com os sulfetos tipo Besshi e, mais uma vez, outra característica se manifesta no depósito Bahia, desta feita através da abundante precipitação de siderita.

Em que pesem tantas semelhanças, há, por outro lado, algumas características que são conflitantes. Trata-se especificamente da abundância de magnetita e dos teores relativamente altos de ouro no depósito Bahia, que não são, em geral, constatados nos depósitos tipo Besshi. Além disso, a presença de uraninita e de minerais de terras raras no depósito Bahia parece ser uma feição inusitada e ainda hoje não descrita nos depósitos tipo Besshi. É possível que o U e as TR sejam derivados das rochas do embasamento da bacia Carajás, como também poderia ser o Sn (contaminação crustal), ou terem sido introduzidos na área Bahia durante a granitogênese paleoproterozóica, à semelhança do que tem sido reportado em vários depósitos dos Urais (Ivanov 1971).

Seja como for, as semelhanças apontadas são fortes indicativos, mas não provas definitivas de que o depósito Bahia pertence à categoria de depósitos vulcanogênicos tipo Besshi

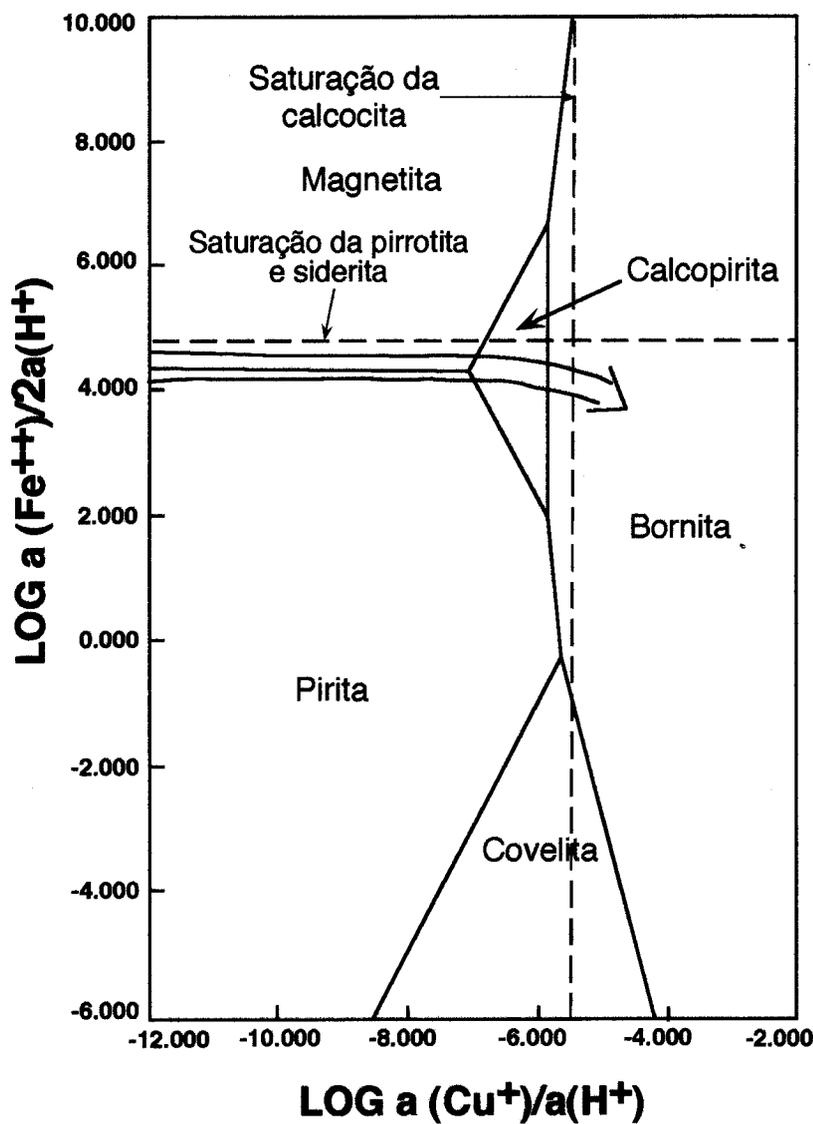
Tratando-se de um depósito vulcanogênico submarino, a água do mar teve um importante papel no transporte e deposição dos metais, que foram lixiviados do pacote

vulcanossedimentar à medida que convectivamente circulava. Grande parte do ferro, no entanto deve ter sido produzido por emanações vulcânicas. A alta permeabilidade tornou as brechas altamente favoráveis à mineralização. Com a precipitação inicial da magnetita (seqüência paragenética), a razão Cu/Fe dos fluidos foi paulatinamente aumentando até as condições propiciarem a deposição de calcopirita, para o que também concorreram a precipitação de outros minerais ricos em ferro, como a siderita e a clorita.

Uma provável trajetória desses fluidos (Figura 41) mostra que eles devem ter se deslocado aproximadamente ao longo do limite dos campos de estabilidade da pirita e magnetita, mas abaixo da superfície de saturação da bornita. A Figura 41 foi construída a 200°C que é a temperatura média de aprisionamento dos fluidos (160-240°C). Nessa condição, a associação mineral do depósito Bahia restringe a atividade de H<sub>2</sub>S a valores menores que 10<sup>-4</sup>, pois valores maiores deslocariam a superfície de saturação da pirrotita para baixo do limite pirita-magnetita, ou seja, para valores de log  $a_{\text{Fe}^{++}}/a_{\text{H}^{+}}^2$  inferiores a cerca de 4,8. Da mesma forma, a fugacidade de CO<sub>2</sub> deve ter sido superior a aproximadamente 10 atm, do contrário a siderita coexistiria em equilíbrio necessariamente com a pirrotita, além de pirita, calcopirita e magnetita.

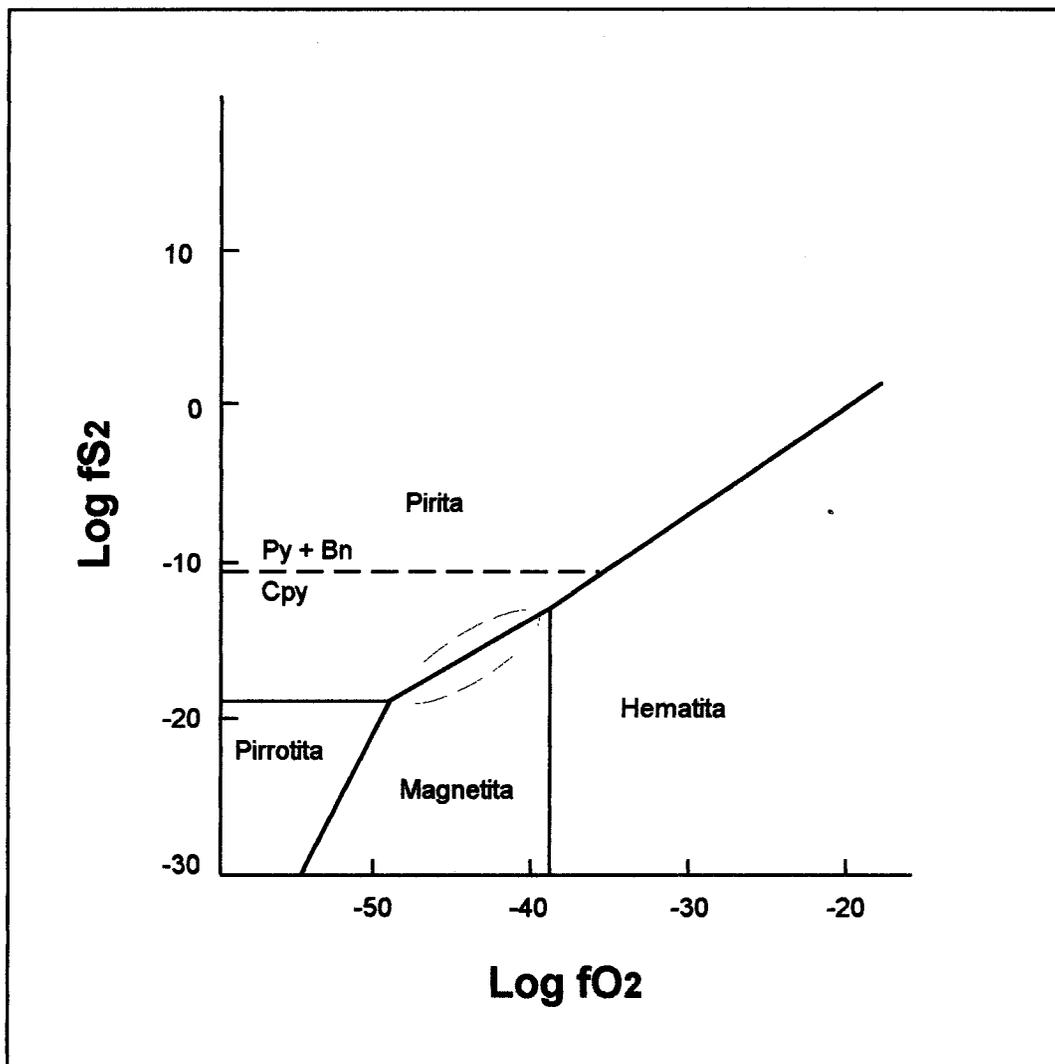
Chama atenção a abundante deposição de magnetita hidrotermal associada com brechas, muitas vezes sob a forma de leitões/lentes maciços de razoável espessura. Fluidos aquosos salinos e quentes têm capacidade de transportar grandes quantidades de ferro na forma de complexos de cloretos (175g/l a 500°C) e de depositá-lo ao se resfriarem (Williams, 1994). É difícil precisar as temperaturas alcançadas pelo fluidos ao lixivarem metais das rochas do Grupo Igarapé Bahia, mas é possível que possam ter atingido 400°C ou mais ao circularem em zonas mais profundas. Nas brechas as temperaturas prevalecentes dos fluidos ficaram entre 160-240°C, suficientemente baixas, portanto, para causar a abundante precipitação de magnetita que nelas se observa.

Além disso, as condições dos fluidos foram relativamente redutoras, abaixo do tampão magnetita-hematita, estimando-se as fugacidades de O<sub>2</sub> entre 10<sup>-49</sup> e 10<sup>-39</sup> atm, o limite inferior balizado pela ausência de pirrotita no sistema Bahia (Figura 42). Foi também estimada a faixa de variação da fugacidade de S<sub>2</sub> entre cerca de 10<sup>-19</sup> e 10<sup>-11</sup>



Sistema  $\text{HCl-H}_2\text{O-Cu}_2\text{S-FeS-H}_2\text{S-H}_2\text{SO}_4$  a  $200^\circ\text{C}$   
 $\text{Log } a_{\text{H}_2\text{S}} = -4.00$   
 $f\text{CO}_2 = 10 \text{ atm}$

Figura 41 - Campos de estabilidade de fases no sistema  $\text{Cu}_2\text{S-FeS-H}_2\text{S-H}_2\text{SO}_4$ , com a indicação da provável evolução dos fluidos responsáveis pela mineralização do depósito Bahia (baseado em Helgeson et al. 1969).



**Figura 42** - Diagrama  $f\text{O}_2 \times f\text{S}_2$  de estabilidade das fases no sistema Fe-O-S e superfície representando a transformação da (Cpy) em bornita (Bn) e pirita (Py), à temperatura de 200°C. O campo tracejado representa as mais prováveis condições sob as quais as mineralizações ocorreu no sistema Bahia. Os dados termodinâmicos para construção do diagrama estão contido em Helgeson (1969).

atm, com o menor valor limitando o campo de estabilidade da calcopirita. Fugacidades de  $S_2$  acima de  $10^{-11}$  atm transformariam a calcopirita em bornita e pirita, o que circunstancialmente deve ter ocorrido, haja vista a substituição incipiente da calcopirita pela bornita.

A água do mar, à medida que se aquece e reage com rochas básicas se acidifica e aumenta o poder de alteração das rochas (Mottl, 1983). Semelhante situação é presumível para o sistema Bahia, levando à produção de abundante clorita e à incorporação de cálcio nos fluidos, dentre outros elementos. Isso justificaria a identificação do sistema  $NaCl-CaCl_2-FeCl_2-H_2O$  nas inclusões fluidas aquosas, apesar de poucos minerais de cálcio terem sido precipitados. O aumento da razão  $Ca/Na$  dos fluidos (Figura 35) ocorreu com o abaixamento da temperatura e, ao que tudo indica, a calcita só teve condições de precipitar nos estágios finais de evolução do sistema Bahia, quando chegou a substituir, ainda que localmente, a siderita.

## **7 - CONCLUSÕES**

1. A mineralização de sulfetos  $\pm$  Au do Corpo Acampamento Sul, do depósito Bahia, é basicamente disseminada e ocorre sobretudo nas brechas que marcam o contato entre as rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Igarapé Bahia, de idade arqueana.
2. Para as brechas é sugerida uma origem freática, tendo os materiais, antes da deposição final, sofrido retrabalhamento e transporte por correntes de detritos até locais mais profundos. Nessas brechas os clastos dominantes são de rochas metavulcânicas e de formação ferrífera bandada.
3. A brechação foi anterior ao basculamento tectônico que verticalizou o pacote vulcanossedimentar.
4. Dentre os sulfetos destacam-se a calcopirita, seguida da pirita e quantidades subordinadas de bornita e covelita. Traços de molibdenita também estão presente. Além desses sulfetos, há registro de cassiterita, uraninita e minerais de terras raras e de ítrio.
5. A magnetita e a siderita são abundantes e coprecipitaram com os sulfetos por via hidrotermal. Parte da magnetita, contudo, está presente nas brechas como clastos de formação ferrífera bandada. Já o quartzo não é abundante, porém está comumente associado aos sulfetos.
6. Os principais tipos de alteração são a cloritização (a mais característica), carbonatação, sulfetação e magnetitização. Turmalinização e silicificação ocorrem subordinadamente.

7. Foram identificados, com base nas inclusões fluidas e nas associações minerais hidrotermais, dois tipos de fluidos no sistema hidrotermal Bahia: um aquoso e quimicamente comparável ao sistema  $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ , e outro composto por  $\text{CO}_2$  puro e provavelmente de derivação mantélica.
8. Os fluidos aquosos correspondem à água do mar modificada sobretudo pela entrada de ferro e cálcio, quando da circulação convectiva através do pacote vulcanossedimentar.
9. As condições sob as quais a mineralização ocorreu foram estimadas em 160- 240°C de temperatura e 1-2Kbar de pressão. As temperaturas calculadas pelo geotermômetro da clorita reproduziram apenas valores próximos dos extremos desse intervalo termal, com base, no entanto, em diferentes equações para a correção do Al(IV). Isso demonstra a pouca confiabilidade desse geotermômetro em cloritas ricas em Fe, como as do depósito Bahia, se este for usado sem que haja avaliação de outros parâmetros que controlam a composição desses filossilicatos.
10. As características geológicas do depósito Bahia permitiram identificá-lo como um depósito vulcanogênico tipo Besshi, embora algumas delas (abundância de magnetita, teores elevados de ouro e a presença de uraninita e de minerais de terras raras) desfavoreçam essa comparação.
11. Quanto às condições de deposição do minério, foram estimadas, para uma temperatura média de 200°C, atividades de  $\text{H}_2\text{S}$  inferiores a  $10^{-4}$  e fugacidades de  $\text{O}_2$  e  $\text{S}_2$  respectivamente nas faixas de  $10^{-49}$ - $10^{-39}$  atm e  $10^{-19}$  - $10^{-11}$  atm. Da mesma forma, foram estimadas para o  $\text{CO}_2$  fugacidades superiores a 10 atm.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, A.M.R.; VILLAS, R.N.; GIULIANI, G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geoch. Bras.*, 8(2): 135-155.
- ANGÉLICA, R.S. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos do Igarapé Bahia e Águas Claras*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 115p. (Tese de doutorado).
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. *Programa de Levantamentos Básicos do Brasil-Folha SB.22-Z-A, Serra dos Carajás*. Brasília, DNPM/CPRM. 136 p.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, J.B.S. 1994 . Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém. *Boletim de resumos expandidos...* SBG, p.299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A mega estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7. Belém. *Anais...* SBG-DNPM, p.324-388.
- BARBOSA, O.; RAMOS, A.; GOMES, F.; HUMBOLD, R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural, econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, IBGE. 94p. (Brasil DNPM, monografia, 19).
- BARROS, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Metallifère de Carajás, Brésil)*. Nanci. Université Henri Poicaré. (Tese de doutorado).
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb/Sr do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. *Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências da Terra*, 4: 85-104.

- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(4): 215-242
- BEVINS, R.E.; ROBINSON, D.; ROWBOTHAM, G. 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *J. Met. Geol.*, 9: 711-721.
- BOCALON, V.L.S. 1997. *Caracterização da mineralização primária de Cu-Au da mina do Igarapé Bahia, Carajás, PA*. São Leopoldo. Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Centro de Ciências Tecnológicas. (Dissertação de Mestrado).
- BODNAR, R.J. & VITYK, M.O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. In: DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M.L. (ed.) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course of the working group (IMA), Siena. p.117-130.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O±CO<sub>2</sub>±NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geoch.. Cosm. Acta*, 53: 1209-1221.
- CARITAT, P. de; HUTCHEON, I.; WALSH, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clay and Clay Minerals*, 41(2): 219-239.
- CAS, R.A.F. 1992. Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 87: 511-541.
- CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- CATHELINEAU, M. & NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Cont. Min. Pet.*, 9: 235-244.
- CVRD/CMM. 1972. Distrito ferrífero da serra dos Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 26. Belém. *Resumos das comunicações...* SBG. V.2, p.78-80.

- DARDENNE, M.A.; FERREIRA F., C.F.; MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajas District, Brazil. *South Am. Earth Sci.* (4): 363-372.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geoch. et Cosm. Acta*, 54:591-601.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de *sill* de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém. *Boletim de resumos expandidos e guia de excursões...* SBG, p.376-379.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém. *Anexo aos anais...* SBG, p.11-56.
- EINSELE, G. 1992. *Sedimentary basins - evolution facies and sediment budget*. Berlin, Heidelberg, Springer Verlag. 628 p.
- FERREIRA FILHO, C. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Brasília. Universidade de Brasília. Departamento de Geociências. 112 p. (Dissertação de Mestrado).
- FERREIRA FILHO, C. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém. *Anais...* SBG, v.3, p.34-47.
- FONSECA, L.R.; RIGON, J.C.; GONÇALEZ, R. 1984. Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco, Igarapé Bahia, Serra dos Carajás-PA. In: SYMP. AMAZ., 2. Manaus. *Anais...* MME/DNPM, p.355-357.
- FOX, J.S. 1984. Besshi-type volcanogenic sulphide deposits - a review. *CIM Bull.*, 77: 57-68.
- GIBBS, A.G.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16: 201-211.

- GUILBERT, J.M. & PARK JR., C. F. 1986. *The Geology of ore deposits*. New York, W.H. Freeman & Co. p.572-701.
- HELGESON, H.C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 267: 729-804.
- HELGESON, H.C.; BROWN, T.H.; LEEPER, R.H. 1969. *Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous phase at one atm and 0° at 300°C*. San Francisco, Freeman, Cooper and Company. p. 190-206.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., Belém. *Anais...* SBG v.1, p.100-110.
- HITZMAN, M.W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu, U, Au, REE) deposits. *Prec. Res.*, 58: 241-287.
- HUHN, S.R.B. 1996. São depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém. *Boletim de resumos expandidos e guia de excursões...* SBG, p.140-143.
- HUTCHINSON, R.W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, 68: 1223-1243.
- IVANOV, S.N. 1971. Sheet-like deposits of pyrite ores of eugeosynclinal regions. *Soc. Min. Geol. Japan*, Special issue, 3: 193-197.
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfid deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82: 1898-1911.
- LARGE, R.R. 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Econ. Geol.*, 72: 549-572.
- LARGE, R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive deposits: features, styles, and genetic models. *Econ. Geol.* 87: 471-510.

- LAZNICKA, P. 1988. *Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores*. Amsterdam, Elsevier. 832p.
- LINDENMAYER, Z.C. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo. *Boletim de resumos expandidos...* SBG v.2, p. 33-34.
- LINDENMAYER, Z.C.; LAUX, J.H.; VIERO, A.C. 1995. O papel hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências da Terra*, 7:125-145.
- LYDON, J.W. 1984. Ore deposit models - 8. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part I: A descriptive model. *Geosc. Can.* (11): 195-202.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Prec. Res.*, 49: 329-354.
- McPHIE, J; DOYLE, M.; ALLEN, R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmânia, CODES Key Centre. 198p.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS Fo., C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG v.5, p.2164-2174.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo básico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(1):41-50.
- MOTTI, M.J. 1983. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94:161-180.
- MOUGEOT, R; RESPAUT, L.B.; LEDRU, P.; MIESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajas Province (Para, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39. Salvador. *Anais...* SBG v.1, p.321-324.

- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da serra dos Carajás - PA*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 168p. (Dissertação de Mestrado).
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém. *Boletim de resumos expandidos...* SBG p. 363-364.
- PALMER, M.R. & SLACK, J.F. 1989. Boron Isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. *Cont. Min. Pet.* 103:434-451.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Camboriú. *Boletim de resumos expandidos...* SBG v.2, p.390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc., London*, 154:99-103.
- RIBEIRO, A.M.R. 1989. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134p. (Dissertação de Mestrado).
- RIBEIRO, A.M.R. & VILLAS, R.N.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Seqüência Bahia, Carajás, PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal. *Anais...* SBG,v.3, p. 1193-1204.
- RODRIGUES, E.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo. *Boletim de resumos expandidos ...* SBG v.1, p.183-184.
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid Inclusion*. Mineral. Soc. Amer., Cheises. 644 p. (Reviews in mineralogy, v. 12).
- SACHS, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil*. Campinas. Instituto de Geociências-Universidade Estadual de Campinas. (Dissertação de Mestrado). 142p.

- SCOTT, S.D. 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In: BARNES, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3. ed. p. 797-876.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London, Blackie. 238p.
- SILLITOE, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Econ. Geol.*, 80: 1467-1514.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia*; Folha SB-22 Araguaia e parte SC-22 Tocantins. Projeto RADAMBRASIL. v. 4, p. 2-30. (Levantamento de Recursos Minerais).
- SUTEC/CVRD. 1996. *Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica*. (Relatório interno).
- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. Pennsylvania. The Pennsylvania State University. Department of Geosciences. 175p. (Tese de Doutorado).
- VIEIRA, E.A. de P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P. da; RÉGO, J.L.; CASTRO, F.D.C. de. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A: reavaliação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anexo ao anais...* SBG, p.97-111.
- WILLIAMS, P.J. 1994. Iron mobility during synmetamorphic alteration in the Selwyn Range area, NW Queensland: implications for the origin of ironstone-hosted Au-Cu deposits. *Min. Dep.*, 29: 250-260.
- WILLIAMS-JONES, A. E. & SAMSON, I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: applications to fluid inclusions. *Can. Min.*, 28: 299-304.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. U-Pb ages os zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2): 195-200.

- XIE, X.; BYERLY, G.R.; FERRELL JR., R.E. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barbeton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Cont. Min. Pet.*, 126: 275-291.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Min. Dep.*, 30: 30-38.
- ZHANG, YI-G & FRANTZ, J.D. 1987. Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geo.*, 64: 335-350.