



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
ESCOLA DE MINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Mineralização de Au-Cu-(±Etr-U) Associada às Brechas Hidrotermais  
do Depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA**

por

**EDISON TAZAVA**

Dissertação de Mestrado

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL  
E RECURSOS NATURAIS**

**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROGÊNESE/DEPÓSITOS MINERAIS/GEMOLOGIA**

Orientador: Prof. Dr. Newton Souza Gomes

Ouro Preto – MG  
Fevereiro/1999



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

**ESCOLA DE MINAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS**



**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROGÊNESE/DEPÓSITOS MINERAIS/GEMOLOGIA**

**MINERALIZAÇÃO DE Au-Cu-(±ETR-U) ASSOCIADA ÀS BRECHAS  
HIDROTÉRMICAS DO DEPÓSITO DE IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA  
MINERAL DE CARAJÁS, PA**

**por**

**EDISON TAZAVA**

Dissertação apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para a obtenção do título de mestre

Ouro Preto  
Fevereiro/1999

## **BANCA EXAMINADORA**

***PROF. DR. NEWTON SOUZA GOMES***  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
Orientador

***PROF. DR. CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA***  
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
Co- Orientador

***PROF. DR. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS***  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

***PROF. M.SC. MESSIAS GILMAR DE MENEZES***  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

## AGRADECIMENTOS

---

Durante o mestrado, foram muitas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho e seria quase impossível agradecer a todos, mas vale a tentativa:

Aos orientadores, professores Newton Souza Gomes e Claudinei de Gouveia de Oliveira pela orientação, liberdade de trabalho e confiança.

A Ufop pela oportunidade de realização do mestrado, ao CNPq e a Fapemig pela bolsa de estudos e a Companhia Vale do Rio Doce pela liberação da área de estudo.

Aos geólogos da CVRD/Sumen-Mina de Igarapé Bahia José Luzimar do Rego, pelo suporte para a realização da etapa de campo; Clóvis Wagner Maurity e Henrile Pinheiro Meireles pela apresentação da geologia da mina, acompanhamento e discussões durante a etapa de campo.

Ao geólogo Fernando Bucco Tallarico da CVRD-Sutec pelo incentivo e colaboração desde as idéias iniciais deste trabalho.

Aos laboratórios de microsonda eletrônica e isótopos estáveis da Universidade de Brasília, ao laboratório de microscopia eletrônica do Cenpes/Petrobrás, através da geóloga Dra. Sylvia Couto dos Anjos e do técnico Ailton e ao laboratório de microsonda eletrônica da CVRD/Sutec, através dos geólogos Garcia e Murilo, pelas análises efetuadas.

A Docegeo, através do geólogo Anselmo Domingos Soares, pela gentileza em fornecer o mapa geológico da mina de Igarapé Bahia e presteza no envio deste material.

Aos professores César Mendonça Ferreira, Messias Gilmar de Menezes, Hanna Jordt Evangelista, Angélica F. D. C. Varajão, pela colaboração e discussões nas diversas etapas deste trabalho.

Ao professor Paulo de Tarso Amorim Castro, pelo apoio em todos os momentos, principalmente em etapas “conturbadas”, atuando sempre com paciência e coerência.

Aos funcionários do Departamento de Geologia da Ufop Edson, Roselene, Aparecida, Deusilene, Beatriz, Moacir, Terezinha, Reginaldo, Róvia, Mara, Suzana, Lani, Suzane, Judith, que de diferentes formas, muito colaboraram para o desenvolvimento dessa dissertação, seja com atenção e presteza nos serviços ou amizade.

Aos velhos amigos e colegas de mestrado Luziene, Marco Antônio, Maria do Carmo, Edésio, Daniele, Sirlene Antônia, Júlia, Reginaldo, Rick, Gabriel e Cristiane. E aos colegas de mestrado e agora novos amigos, Gilvan, Mara, Marinho e Márcio Basílio.

A Adriane Fischer pelas inúmeras referências, favores e acima de tudo pela amizade e apoio constante através dos *n mails* diários e, mesmo estando a muitos quilômetros de distância, participou de todos os momentos desse trabalho.

Ao Fabiano Caixeta Avellar pela amizade, companheirismo e por ter integrado sua família durante parte do mestrado.

Ao Fred e Eloísa pela amizade, agradável convívio e incentivo constante.

Agradeço também a Neide Gomes e Olívia Riso Ferreira e família pela amizade e hospitalidade.

A República Sparta e moradores pelo apoio constante e amizade.

A Ana Paula Andrade Moreira, pela elaboração das figuras e auxílio na edição final da dissertação, com paciência, dedicação e disposição sem limites, que foi imprescindível na finalização.

A Mariângela Garcia Praça Leite pelo apoio e inúmeros auxílios durante a execução e finalização deste trabalho.

A Ana Moliterno pelo auxílio nos slides da apresentação.

A minha família pelo apoio e confiança.

Em especial, o meu agradecimento a Petronilia Carneiro Ronzê, por tudo em todos os momentos e a quem dedico este trabalho.

## RESUMO

---

O depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia está localizado na Província Mineral de Carajás (PA) e é caracterizado por apresentar uma seqüência de rochas vulcanossedimentares arqueanas, metamorfizadas na fácies xisto verde, composta por rochas metavulcânicas básicas na base e por rochas metapiroclásticas/metassedimentares no topo da seqüência.

A zona de mineralização principal é caracterizada por um domínio de brechas heterolíticas magnetíticas e sideríticas, posicionadas entre o pacote de rochas metavulcânicas e o de metapiroclásticas/metassedimentares. Essas brechas são ricas em calcopirita e, subordinadamente, bornita e possuem ouro associado.

A seqüência vulcanossedimentar foi submetida à intensa alteração hidrotermal, sendo os principais resultados desta alteração, representados pela cloritização, que atingiu todas as rochas da seqüência, sulfetação, carbonatação, Fe-metassomatismo, turmalinização, silicificação e, subordinadamente, biotitização.

Nas brechas mineralizadas, ocorre um enriquecimento principalmente em ETR, Mo, U, F, Cl e P. A presença desses elementos indica que fluidos salinos, ricos em flúor e com elevadas temperaturas, teriam sido os responsáveis pelo transporte do grande volume de ETR.

Dados de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos hidrotermais sugerem a existência de dois fluidos responsáveis pela alteração e, conseqüentemente, pela mineralização. Um fluido de origem magmática é caracterizado pelos estreitos valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (-9,3 a -5,8 ‰). Além disso, a ampla variação de  $\delta^{18}\text{O}$  (0,7 a 9,4‰) mostra que os valores mais positivos podem estar associados a fluidos magmáticos de mais altas temperaturas. Estes teriam interagido progressivamente com fluidos, cujos valores muito baixos da composição isotópica do oxigênio são sugestivos da participação de componentes meteóricos de baixas temperaturas.

As evidências químicas e mineralógicas associadas à composição isotópica de carbono e oxigênio permite sugerir para o depósito Igarapé Bahia um modelo genético semelhante ao proposto para o depósito de óxido de ferro-(Cu-Au-U-ETR) Olympic Dam, sul da Austrália, no qual também se constata uma interação de fluidos magmáticos e superficiais na gênese da mineralização. Todos os depósitos classificados como do tipo óxido de ferro-(Cu-Au-U-ETR) são encontrados a partir do Proterozóico. Assim, o depósito de Igarapé Bahia seria o

primeiro depósito desta classe descrita no Arqueano.

Apesar da química e da mineralogia da mineralização serem indicativas do envolvimento de fontes graníticas na gênese da mineralização, esta fonte ácida ainda não foi constatada nos vários furos de sondagem realizados na área. Todavia, a fonte da mineralização poderia estar relacionada a um dos eventos de granitogênese ocorrentes na região.

## ABSTRACT

---

The Au-Cu Igarapé Bahia deposit, located in the Carajas Mineral Province (Northern Brazil), can be defined as a sequence of metamorphosed volcanosedimentary rocks, with metabasics at the base and metapyroclastics/metasedimentaries at the top of the sequence. The main mineralization occurs between volcanic and metavolcaniclastic rocks, and it is characterized by the presence of magnetitic and sideritic heterolithic breccias.

The volcanic sequence underwent an intense hydrothermal alteration which resulted in chloritization throughout the whole sequence, associated with sulphidation, silicification, carbonatization, Fe-metasomatism, tourmalinization and biotitization. Chemical and mineralogical data show an REE, Mo, U, F, Cl and P enrichment of these rocks, specially in the mineralization's neighbourhood. Saline and F-rich fluids at high T may have been responsible for the REE transportation.

C and O isotopic data from hydrothermal carbonates suggest the presence of two fluids which promoted alteration and consequent mineralization. A magmatic fluid is characterized by negative values of  $\delta^{13}\text{C}$  (-9,3 to -5,8‰); moreover, the large variation of  $\delta^{12}\text{O}$  (0,7 to 9,4‰) suggests a mixture between magmatic fluids of high T (higher isotopic values) and meteoric fluids (lower values).

Based on chemical and mineralogical composition, and isotopic data, a genetic model similar to that of Cu-Au-U- REE Olympic Dam deposit (Southern Australia) is suggested to Igarape Bahia deposit. However, some features are quite different for the two deposits such as the age of mineralization. All Fe-oxide(Cu-Au-U- REE) known deposits are of Proterozoic age, while the Igarapé Bahia could be the first described of Archaean age. Moreover, besides the chemical and mineralogical composition of the mineralization are suggestive of granitic sources involvement, direct sources were not observed in the deposit region, so that Igarape-Bahia deposit may be related to other granitic intrusions present in that region. In Olympic Dam deposit the mineralization and granitic intrusions are contemporaneous.



# ÍNDICE

---

	Pág.
AGRADECIMENTOS .....	iii
RESUMO .....	v
ABSTRACT .....	vii
ÍNDICE .....	viii
LISTA DE FIGURAS .....	x
LISTA DE FOTOS .....	xi
LISTA DE TABELAS .....	xiii
LISTA DE ANEXOS .....	xiii
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1- OBJETIVOS .....	1
1.2- MÉTODOS .....	4
2 – PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS .....	5
2.1 - GEOLOGIA REGIONAL .....	5
2.1.1 – Estratigrafia .....	5
2.1.2 - Evolução tectono-estrutural.....	12
3 – O DEPÓSITO DE AU-CU DE IGARAPÉ BAHIA.....	14
3.1 – HISTÓRICO .....	14
3.2 – MINA DE IGARAPÉ BAHIA.....	15
4 – PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	22
4.1 – PETROGRAFIA .....	22
4.1.1 – Rochas metavulcânicas.....	22
4.1.2 – Rochas metavulcanoclásticas .....	23
4.1.3 – Rochas metassedimentares .....	24
4.1.4 – Brechas hidrotermais .....	25
4.1.5 – Rocha intrusivas (diques) .....	27
4.2 – ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL .....	27
4.2.1 – Cloritização.....	28
4.2.2 – Fe-metassomatismo .....	29
4.2.3 – Sulfetação .....	29

4.2.4 – Carbonatação .....	29
4.2.5 – Silicificação .....	30
4.2.6 – Turmalinização .....	30
4.2.7 – Biotitização .....	30
4.2.8 – Outras fases hidrotermais associadas à mineralização .....	31
5 – QUÍMICA MINERAL .....	41
5.1 – CLORITA .....	41
5.2 – TURMALINA.....	45
5.3 – CARBONATO.....	47
5.4 – FERROPIROSMALITA.....	47
5.5 – ANFIBÓLIO .....	47
5.6 – STILPNOMELANA .....	47
6 – GEOQUÍMICA .....	49
6.1 – LITOGEOQUÍMICA.....	49
6.1.1 – Métodos Analíticos.....	49
6.1.2 – Comportamento dos elementos maiores e traços .....	49
6.1.3 – Comportamento dos elementos terras raras.....	52
6.2 – COMPORTAMENTO DOS ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO .....	54
7 – CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS PARA O DEPÓSITO DE Au-Cu DE IGARAPÉ BAHIA .....	59
7.1 – INTRODUÇÃO .....	59
7.2 – MODELOS ANTERIORMENTE PROPOSTOS PARA O DEPÓSITO DE IGARAPÉ BAHIA .....	59
7.3 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS NESTE TRABALHO .....	61
7.3.1 – Significado da ferropirosmalita nas brechas mineralizadas.....	61
7.3.2 – Enriquecimento em ETR, Mo, U, F, B, P e Cl .....	63
7.4 – ASSINATURAS DOS ISÓTOPOS DE C E O EM CARBONATOS.....	65
7.5 – CARACTERÍSTICAS DOS DEP.DE ÓXIDO DE FERRO – (Cu- Au -ETR - U).....	66
7.6 – MODELO GENÉTICO PARA O DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA.....	68
8 – CONCLUSÕES .....	70
REFERÊNCIAS .....	73

## LISTA DE FIGURAS

---

	Pág.
Figura 1 – Mapa de localização do depósito Igarapé Bahia.....	2
Figura 2 – Coluna litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás.....	8
Figura 3 – Mapa geológico regional da Província Mineral de Carajás.....	9
Figura 4 – Mapa geológico da Mina Igarapé Bahia.....	16
Figura 5 – Seção geológica do Corpo Acampamento.....	17
Figura 6 – Seção geológica do Corpo Furo 30.....	18
Figura 7 – Classificação granulométrica para rochas piroclásticas .....	24
Figura 8 – Classificação das cloritas segundo Hey (1954) .....	42
Figura 9 – Classificação das cloritas segundo Bayley (1980) .....	42
Figura 10 – Diagrama Al (Al + Mg + Fe) e Mg(MG + Fe) das cloritas .....	43
Figura 11 – Diagrama Al-Fe-Mg das turmalinas .....	46
Figura 12 – Diagrama Ca-Fe-Mg das turmalinas.....	46
Figura 13 – Classificação dos anfibólios .....	48
Figura 14 – Perfil dos teores de Cu, Au e susceptibilidade magnética dos poços.....	51
Figura 15 – Distribuição dos elementos terras raras nos metarritmitos e metatufos .	52
Figura 16 – Distribuição dos elementos terras raras em formação ferrífera bandada ....	53
Figura 17 – Distribuição dos elementos terras raras nas rochas metabásicas.....	53
Figura 18 – Distribuição dos elementos terras raras nas brechas mineralizadas .....	54
Figura 19 – Composição isotópica de oxigênio em vários ambientes e rochas.....	55
Figura 20 – Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em vários ambientes e rochas.....	56
Figura 21 – Diagrama de valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ das amostras.....	58
Figura 22 – Diagrama comparativo de valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ .....	65
Figura 23 – Ambientes tectônicos para depósitos de óxido de ferro (Cu-U-ETR-Au) ..	67
Figura 24 – Zonamentos de alteração em depósitos de óxido de ferro (Cu-U-ETR- Au).....	67
Figura 25 – Diagrama de T versus $f\text{O}_2$ mostrando transporte e deposição do Au ....	69
Figura 26 – Diagrama de temperatura versus salinidade .....	69

## LISTA DE FOTOS

---

Foto 1 – Vista geral da Mina de Igarapé Bahia e corpos de minério .....	3
Foto 2 – Vista geral das instalações da mina de ouro Igarapé Bahia.....	3
Foto 3 - Fotomicrografia de amígdalas preenchidas .....	33
Foto 4 - Fotomicrografia de fragmento de rocha vulcânica em metadiorito. (NX) ...	33
Foto 5 - Fotomicrografia de metadiorito, com textura ofítica. (NX) .....	33
Foto 6 - Fotomicrografia de fragmento de púmice em tufo de cristais. (NP) .....	33
Foto 7 -Tufo de cristais. ....	33
Foto 8 - Fotomicrografia de tufo de cristais com estruturas tipo fiamme. (NP).....	33
Foto 9 - Fotomicrografia de tufo laminado. (NP) .....	34
Foto 10 - Fotomicrografia de tufo de lapilli (NP) .....	34
Foto 11 - Fotomicrografia de tufo de lapilli com fragmentos diversos (NX) .....	34
Foto 12 - Fotomicrografia de grão de quartzo com borda de corrosão . (NP) .....	34
Foto 13 - Fotomicrografia de quartzo vulcânico sob catodoluminescência. (NP).....	34
Foto 14 - Fotomicrografia de metarritimo. Detalhe do contato entre as bandas. (NP)...	34
Foto 15 - Metarritimito com nódulo de calcopirita paralelo ao bandamento. ....	35
Foto 16 - Metarritimito com nódulo e laminações de calcopirita .....	35
Foto 17 - Metarritimito com microfalhas deformando as laminações. ....	35
Foto 18 - Formação ferrífera bandada oxidada. ....	35
Foto 19 - Fotomicrografia de metarenito quartzoso. (NP).....	35
Foto 20 - Metaconglomerado polimítico cloritizado. ....	35
Foto 21 - Fragmento de rocha vulcânica com grão de quartzo euédrico .....	36
Foto 22 - Brecha heterolítica magnetítica .....	36
Foto 23 - Fotomicrografia da matriz de brecha magnetítica .....	36
Foto 24 - Fotomicrografia de calcopirita associada a bornita .....	36
Foto 25 - Fotomicrografia de finas ripas de anfibólio inclusas em calcopirita .....	36
Foto 26 - Fotomicrografia de anfibólio em matriz de brecha magnetítica. (NX) .....	36
Foto 27 - Brecha heterolítica siderítica com fragmentos orientados. ....	37
Foto 28 - Brecha com fragmentos orientados e matriz clorítica. ....	37
Foto 29 - Fotomicrografia de cristais euédricos de ferropirosmalita .....	37
Foto 30 - Fotomicrografia de cristais de ferropirosmalita em fragmento de BIF .....	37

Foto 31 – Fotomicrografia de rocha metabásica cloritizada e textura subofítica. (NP)..	37
Foto 32 - Fotomicrografia de rocha metabásica cloritizada e textura subofítica. (NX)..	37
Foto 33 - Fotomicrografia mostrando cloritização .....	38
Foto 34 - Fotomicrografia de magnetita anédrica associada a bornita e calcopirita .	38
Foto 35 - Fotomicrografia mostrando calcopirita associada a pirita. NP.....	38
Foto 36 - Rocha metavulcânica com veios de quartzo e carbonato em <i>stockwork</i> .	38
Foto 37 - Rocha metabásica hidrotermalizada (hidrotermalito), .....	38
Foto 38 - Fotomicrografia de turmalização intensa na matriz hidrotermal. NX.....	38
Foto 39 - Fotomicrografia de cristal de turmalina euédrico e zonado .....	39
Foto 40 - Fotomicrografia de agregado radial de tumalina em matriz clorítica. NP .....	39
Foto 41 - Fotomicrografia de agregado radial de turmalina em matriz clorítica. NX ....	39
Foto 42 - Fotomicrografia de cristal de turmalina com fraturas preenchidas .....	39
Foto 43 - Fotomicrografia de biotita em brecha magnetítica. (NX) .....	39
Foto 44 - Fotomicrografia mostrando biotitização e cloritização .....	39
Foto 45 - Fotomicrografia de fluorita em matriz carbonática. NP.....	40
Foto 46 - Fotomicrografia de fluorita associada a biotita .....	40
Foto 47 - Imagem de elétrons retroespalhados de telureto de prata .....	40
Foto 48 - Imagem de elétrons retroespalhados de mineral rico em urânio .....	40
Foto 49 - Imagem de elétrons retroespalhados de mineral rico em Ce e La .....	40
Foto 50 - Imagem de elétrons retroespalhados de mineral rico em Ce e La .....	40

## LISTA DE TABELAS

---

	Pág.
Tabela 1 – Sucessão litoestratigráfica da unidade vulcanossedimentar .....	20
Tabela 2 – Composições da ferropirosmalita.....	48
Tabela 3 – Análise isotópica de carbono e oxigênio dos carbonatos.....	57
Tabela 4 – Ocorrências de minerais da série da pirosmalita.....	62

## LISTA DE ANEXOS

---

Anexo I – Coordenadas dos furos de sondagem
Anexo II – Relação de amostras laminadas
Anexo III – Microanálises de clorita
Anexo IV – Microanálises de turmalina
Anexo V – Microanálises químicas de carbonato
Anexo VI – Microanálises químicas de anfibólio e stilpnomelana
Anexo VII – Dados de análises químicas

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

O depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia está localizado na parte oeste da Província Mineral de Carajás, estado do Pará (Fig. 1), numa extensa área de platô de cerca de 650m de altitude. Foi descoberto em 1974, através de trabalhos de prospecção geológica-geoquímica da empresa Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (Docegeo) na Serra dos Carajás. Esse depósito está associado a uma seqüência vulcanossedimentar arqueana, denominada de Grupo Igarapé Bahia, o qual pertence ao Supergrupo Itacaiúnas.

A mina de ouro de Igarapé Bahia (Fotos 1 e 2) é hoje a principal unidade de produção da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) desse metal, tendo produzido cerca de 10 toneladas de ouro no ano de 1995 (Alves & Brito 1996). Atualmente, esta escala de produção vem sendo mantida, sendo a exploração de ouro desenvolvida em uma zona laterítica bastante espessa (zona oxidada), formada sobre o depósito de cobre primário sulfetado, devido à ação intempérica.

### 1.1 OBJETIVOS

Embora já tenham sido realizados vários trabalhos sobre o depósito de Igarapé Bahia desde a sua descoberta, várias questões ainda permanecem em discussão, como por exemplo, questionamentos sobre sua gênese e o controle da mineralização primária. A partir deste fato, foi proposto o presente trabalho, o qual possui os seguintes objetivos: *i*) estudar a mineralização primária e as rochas encaixantes através dos novos furos de sondagem obtidos, com a finalidade de contribuir para o entendimento das questões acima mencionadas e *ii*) comparar as características do depósito de Igarapé Bahia com depósitos de óxidos de ferro-(Cu-U-Au-ETR) ou tipo “Olympic Dam”, cujas similaridades já foram abordadas por Huhn (1996) e Huhn & Nascimento (1997).

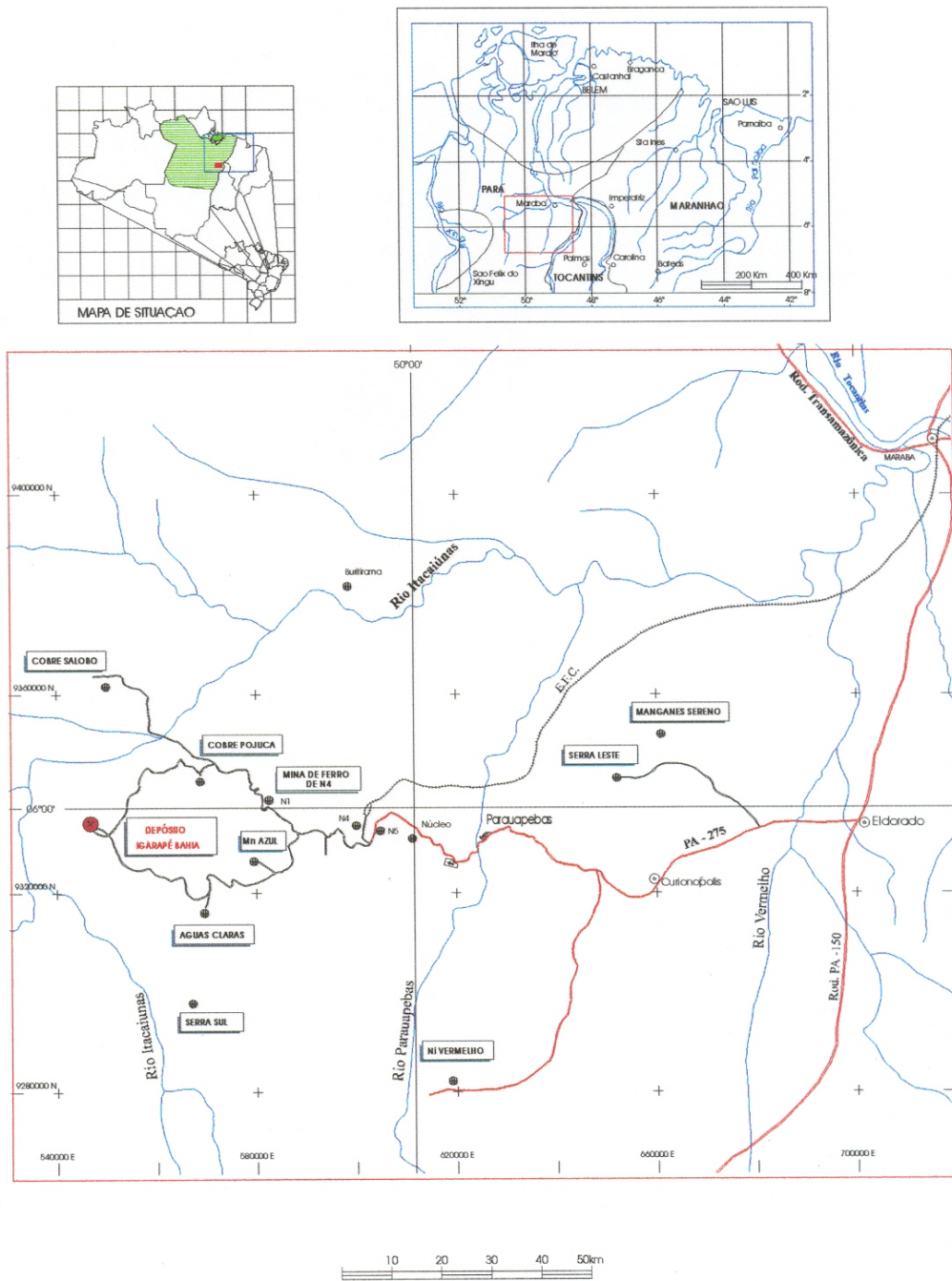


Figura 1 - Mapa de localização do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia - Província Mineral de Carajás.





Foto 1 - Vista Geral da Mina de Igarapé Bahia, mostrando os corpos de minério Furo Trinta, Acampamento, e Acampamento Norte (foto cedida CVRD).



Foto 2 - Vista Geral das instalações da mina de ouro Igarapé Bahia (foto cedida CVRD).

## 1.2 MÉTODOS

Para a execução deste trabalho, foi realizada uma etapa de campo em julho de 1996 (cerca de 30 dias). Nesta etapa 19 furos de sondagem foram selecionados, descritos e amostrados, sendo 8 deles no corpo de minério denominado Furo Trinta e o restante no corpo de minério Acampamento (Fotos 1 e 2), em cerca de 4200m descritos (Anexo I). A seleção desses furos de sondagem foi condicionada por serem, em geral, os dados mais recentes na época da amostragem e, conseqüentemente, sem nenhum estudo prévio, e por apresentar profundidade adequada, para a finalidade de se obter uma amostragem completa das rochas encaixantes e das zonas primárias mineralizadas.

A partir desta etapa, seguiram-se os seguintes trabalhos de laboratório:

- confecção de 87 lâminas delgadas e polidas para descrição detalhada dos aspectos texturais e composicionais das rochas (Anexo II);
- análises por cadoluminescência em quartzo e carbonato, objetivando identificar a procedência do quartzo e possíveis variações composicionais no carbonato;
- análises por microsonda eletrônica/EDS em carbonatos, turmalinas, cloritas, anfibólios e minerais não identificados ao microscópio óptico convencional. Essas análises foram realizadas em laboratórios da Universidade de Brasília (UnB) e da Superintendência de Tecnologia da Companhia Vale do Rio Doce;
- análises químicas de elementos maiores, traços e elementos terras raras, realizadas no laboratório Actlabs (Canadá) em 22 amostras dos vários litotipos presentes no depósito;
- estudo das análises de rotina de Au-Cu e susceptibilidade magnética cedidas pela CVRD;
- análises de isótopos estáveis (carbono e oxigênio) em 17 amostras portadoras de carbonatos, realizadas na UnB, a fim de se obter informações sobre a origem dos fluidos;
- análises sob microscópio eletrônico de varredura em 5 lâminas delgadas, efetuadas no centro de pesquisa (Cenpes) da Petrobrás S.A, com a finalidade de identificar os minerais portadores de elementos terras raras e outros minerais traços.

Após a aquisição dos dados, foi feita a interpretação dos mesmos e desenvolvida a presente dissertação.

## CAPÍTULO 2

### PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

---

Geograficamente, a Província Mineral de Carajás é limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, ao norte pela Serra do Bacajá e ao sul pela Serra de Gradaús. Essa província corresponde à porção sudeste do Cráton Amazônico, conforme compreendido por Schobbenhaus & Campos (1984).

A Província Mineral de Carajás hospeda importantes depósitos minerais, os quais são representados por depósitos de ferro, ouro, manganês, cobre e níquel (Fig. 1). Apresenta ainda um grande potencial prospectivo, em virtude de sua natureza geológica singular, caracterizada por conter seqüências vulcanossedimentares associadas a rochas graníticas arqueanas e proterozóicas (Docegeo 1988).

A história de sua exploração mineral remonta à década de 30, porém com a descoberta dos depósitos de ferro da Serra de Carajás em 1967, um intenso programa de prospecção geoquímica, geológica e geofísica foi implantado na região (Tolbert *et al.* 1971). Ainda hoje a região de Carajás é foco de diversos projetos de pesquisa mineral, os quais são realizados principalmente pela Docegeo e por outras empresas de mineração, o que tem contribuído com importantes investimentos nesta região.

## 2.1 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1.1 Estratigrafia

A primeira coluna estratigráfica regional mais abrangente desta província foi proposta por Silva *et al.* (1974), como resultado do trabalho de mapeamento regional desenvolvido pelo projeto Radam Brasil. Essa coluna é composta pelas seguinte unidades: Complexo Xingu (embasamento polimetamórfico), Grupo Grão Pará (seqüência ferrífera e metabasitos), Formação Rio Fresco (seqüência sedimentar), Granitos tipo Serra dos Carajás (plutonismo pós-orogênico) e outras unidades sobrejacentes (Grupo Uatamã. Formação Gorotire e Formação Triunfo).

Com base nos trabalhos desenvolvidos pela Docegeo desde 1974 e demais dados acumulados, Hirata (1982) propôs uma coluna estratigráfica informal para a região. Posteriormente, com o avanço da pesquisa mineral e aquisição de novos dados, Docegeo

(1988), objetivando facilitar o entendimento da evolução geológica da região e uniformizar a nomenclatura para as unidades definidas, propôs uma nova coluna estratigráfica (Fig. 2), cujas unidades estão representadas no mapa geológico (Fig. 3). As unidades que compõem esta coluna encontram-se sucintamente descritas abaixo:

### **Complexo Pium**

Essa unidade, caracterizada por rochas granulíticas, foi descrita inicialmente por Hirata (1982) e incorporada ao Complexo Xingu. Araújo *et al.* (1988) cartografaram e descreveram as rochas granulíticas desse complexo e as entenderam como porções da crosta inferior soergidas através de zonas de cisalhamento. Rodrigues *et al.* (1992) dataram essa rochas pelo método Pb/Pb em rocha total e obtiveram a idade de  $3050 \pm 57$ Ma.

### **Complexo Xingu**

Considera-se esse complexo como rochas gnaíssicas, às vezes migmatizadas com composições tonalíticas, trondjemíticas e/ou granodioríticas. São consideradas como resultado do retrabalhamento metamórfico sobre terrenos graníticos arqueanos. As datações obtidas por Machado *et al.* (1988) em migmatitos através do método U/Pb foram de  $2851 \pm 4,0$ Ma. Machado *et al.* (1991) e Macambira e Lancelot (1992) obtiveram, pelo mesmo método, idades muito próximas.

### **Suíte Plaquê**

Essa unidade corresponde a granitóides deformados lenticulares que foram individualizados e cartografados por Araújo *et al.* (1988). Esses granitóides foram interpretados preliminarmente como produtos de fusão crustal durante evento de cisalhamento. No trabalho de Araújo *et al.* (1991) foi proposto para essa unidade o termo informal granito estratóide, tanto por sua predominância composicional, como por sua feição morfológica, sugestiva do seu mecanismo de geração e colocação.

### **Supergrupo Andorinhas**

Os *greenstone belts* que ocorrem na região foram agrupados no Supergrupo Andorinhas. O Supergrupo Andorinhas foi dividido em grupos Babaçu (base) e Lagoa Seca (topo). O Grupo Babaçu possui em duas formações: a Formação Igarapé Encantado, constituída por uma sucessão de derrames ultramáficos komatiíticos, com intercalações de

formação ferrífera bandada magnética, que ocorre numa faixa de 30km de comprimento por 3km de largura, e a Formação Mamão, composta por derrames de metabasaltos intercalados com sedimentos químicos predominantes, metatufos e talco-xistos. Apresenta espessura média, aparente, de 2km por cerca de 10km de extensão.

O Grupo Lagoa Seca constitui a seqüência de topo do Supergrupo Andorinhas e engloba duas unidades: a Formação Fazenda do Quincas, o qual abrange um conjunto de rochas metassedimentares clástico-químicas, intercalados com rochas metavulcânicas básicas/ultrabásicas e intercalações de rochas metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias a ácidas, que constitui uma faixa estreita, alongada (50 x 1000m) e subverticalizada. A Formação Recanto Azul engloba um conjunto de rochas metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos e riodacitos), intercaladas com rochas metassedimentares (predominantemente clásticas) e níveis esporádicos de metavulcânicas básicas/ultrabásicas.

Araújo *et al.* (1991) caracterizaram as unidades geotectônicas mais antigas e os produtos litoestruturais de Proterozóico Médio e do Fanerozóico na Folha Serra dos Carajás. Esses autores descreveram e identificaram os terrenos granito-*greenstones*, propondo a eles a denominação formal de Grupo Tucumã, o qual faz parte do Supergrupo Andorinhas de Docegeo (1988).

### **Supergrupo Serra do Inajá**

Esta unidade também é considerada uma seqüência *greenstone belt* e possui dois grupos: Santa Lúcia e Rio Preto. O Grupo Santa Lúcia é composto por uma espessa seqüência basáltica. Intercalados a esses basaltos ocorrem, subordinadamente, rochas metaultramáficas, metassedimentares químicas e metadacitos. Estruturas tipo *pillow* foram encontradas nesse grupo. O Grupo Rio Preto é constituído por vulcânicas ácidas (metadacitos) , formações ferríferas e metabasaltos, que se intercalam.

Várias semelhanças são observadas entre os supergrupos Andorinhas e Serra do Inajá e só não foi proposta uma correlação devido ao fato de a denominação Serra do Inajá já ter uso consagrado.

### **Intrusivas Básico-Ultrabásicas Diferenciadas**

Ocorrem *sills* máficos-ultramáficos diferenciados, geralmente como intrusão nas faixas de *greenstone belts*, como os complexos Luanga e Serra Azul.

O Complexo Intrusivo Luanga é constituído por peridotitos e dunitos, na base, que gradam a gabros anortosíticos para o topo. Foram identificados também cromititos na porção basal. Datação realizada por Machado *et al.* (1988) pelo método U/Pb em zircões de leucogabro pertencente ao Complexo Luanga resultaram numa idade de  $2763 \pm 6$ Ma.

O Complexo Intrusivo Serra Azul ocorre como uma intrusão diferenciada semelhante ao Complexo Luanga. Datações pelo método U-Pb realizadas por Pimentel & Machado (1994) resultaram numa idade de  $2970 \pm 7$ Ma. É constituído de dunitos cumulados, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos.

EON	ERA	IDADE (b.a.)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUÍTE	GRANITÓIDES/GRANITOS	VARIAÇÃO NA COLUNA		
PROTEROZOICO	SUPER	0,57							↓		
		1,10						SERINGA, JAMON			
		1,80									
	INFERIOR					GABRO SANTA INÊS*		QUATIPURU*		CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADAÚS*, BORRACHUDO*, XINGUARA*, SÃO JOSÉ*, SÃO JOÃO*, BANNACH*, CACHOEIRINHA*, MARAJOARA*, ETC.	
		1,90			TOCANTINS/ RIO FRESCO	RIO NAJA IGARAPÉ AZUL					
		2,25								ESTRELA*	
		2,40									
		2,60			BURITIRAMA IGARAPÉ BAHIA	SUMIDOURO GROTA DO VIZINHO				TONALITO PARAZÔNIA	
		ARQUEANO	ITACAIUNAS	2,75		GRÃO PARÁ	PALEOVULCÂNICA SUPERIOR CARAJÁS PARAUPEBAS				TRONDIEMITO MOGNO GRANDIORITO R. MARIA
						IGARAPÉ POJUCA IGARAPÉ SALOBO	CORPO QUATRO CINZENTO TRÊS ALFA GNAISSE CASCATA				
2,76							LUANGA/ SERRA AZUL*				
		2,85				XINGU					
	ANDORINHAS/ SERRA DO INAJÁ	>2,85		LAGOA SECA/ RIO PRETO	RECANTO AZUL FAZENDA DO QUINCAS						
			BABAÇU/ SANTA LÚCIA	MAMÃO IGARAPÉ ENCANTADO		PIUM*					

\* SEM DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Figura 2 - Coluna litoestratigráfica - Província Mineral de Carajás (Docegeo 1988).

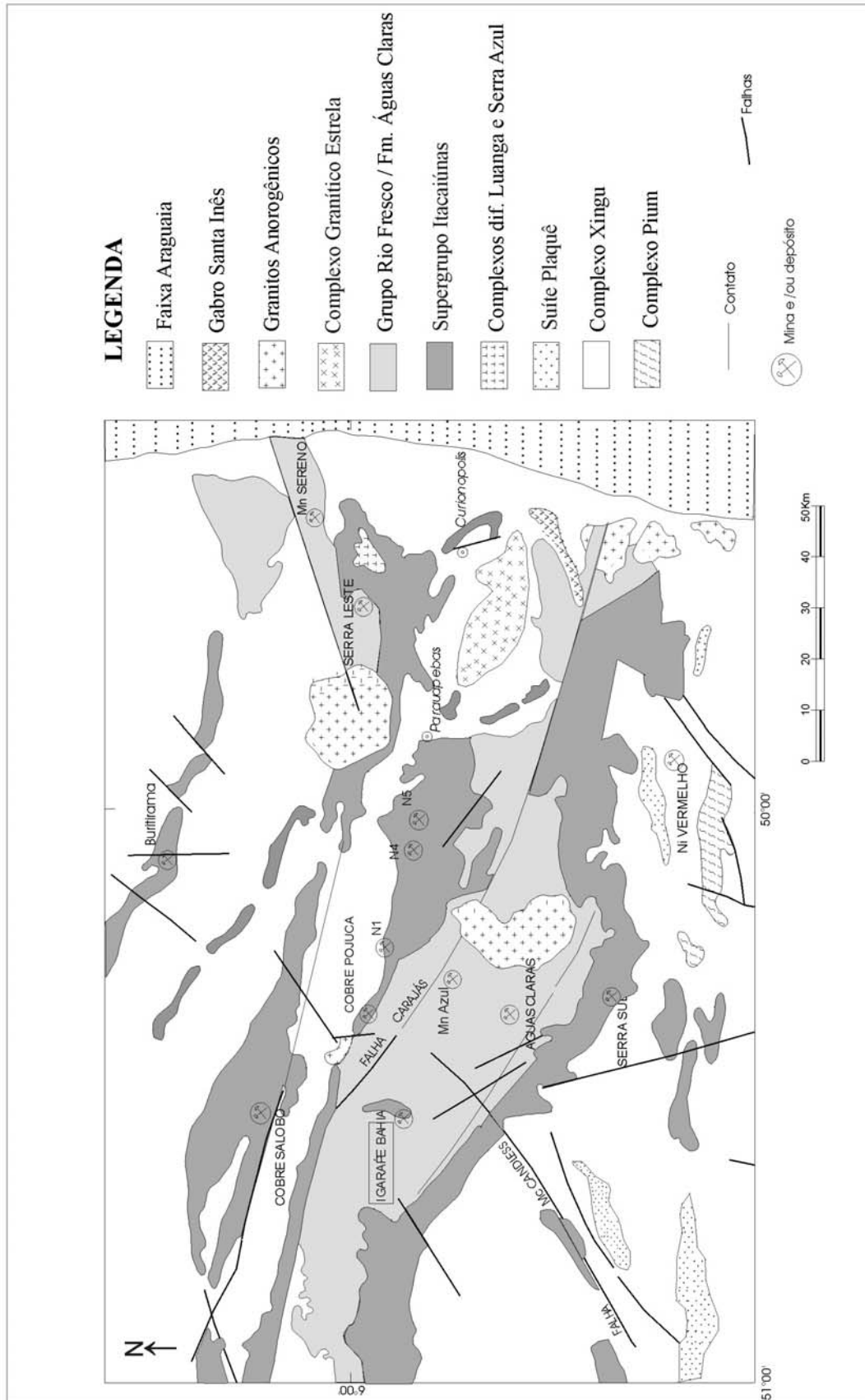


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Mineral de Carajás (modificado de Docego 1988, Barros *et al.* 1992, Araújo *et al.* 1991)

## **Supergrupo Itacaiúnas**

Este supergrupo engloba os principais depósitos minerais de Carajás (Fe, Mn, Au, Cu), possuindo rochas pertencentes a uma seqüência vulcanossedimentar de idade arqueana, apresentando grau metamórfico diverso. Suas principais unidades são: Grupo Grão Pará, Grupo Igarapé Salobo, Grupo Igarapé Pojuca, Grupo Igarapé Bahia, Grupo Buritirama.

**Grupo Grão Pará:**- compreende uma seqüência vulcanossedimentar composta por três unidades: Paleovulcânica Inferior (basaltos e rochas vulcânicas félsicas intercaladas - Formação Parauapebas), Formação Carajás (formação ferrífera) e Paleovulcânica Superior (basaltos de topo). Wirth *et al.* (1986) dataram zircões das rochas vulcânicas félsicas pelo método U/Pb determinando idade de 2750Ma. Encontram-se na Formação Carajás os grandes depósitos e as minas de ferro de Carajás.

**Grupo Igarapé Salobo:**- unidade vulcanossedimentar metamorfizada no grau médio a alto. Foi dividida em três formações: a Formação Gnaiss Cascata (gnaiss com intercalações de anfibolitos e metapelitos), a Formação Três Alfa (rochas metassedimentares de origem química e detrítica além de rochas vulcânicas básico-intermediárias subordinadas), que hospeda as mineralizações de Cu (Au-Mo-Ag) e a Formação Cinzento (composta predominantemente por quartzitos e intercalações de gnaisses andesíticos, metarcóseos e siltito). Machado *et al.* (1991) obtiveram através de datações pelo método U/Pb em zircões de anfibolito mitonitizado idade de  $2761 \pm 3$ Ma. O Grupo Igarapé Salobo é cortado por corpos graníticos de 1,8 Ma (Rb/Sr) e rochas básicas de 560Ma (Cordani 1980 *apud* Docegeo 1988).

**Grupo Igarapé Pojuca:** pacote vulcanossedimentar que compreende rochas vulcânicas básicas e intermediárias intercaladas com sedimentos clásticos e químicos e grau metamórfico variando de xisto verde a anfibolito hospedando depósito de Cu (Zn), com Au e Mo associados. Corpos graníticos correlacionados ao Granito Carajás cortam a seqüência. Nesse grupo foi individualizada a Formação Corpo Quatro constituída por dois agrupamentos litológicos principais: as denominadas rochas bandadas e xistos com fragmentos. Outros litotipos podem ser encontrados no Grupo Igarapé Pojuca tais como rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, rochas metassedimentares pelíticas e formações ferríferas bandadas. Machado *et al.* (1991) dataram zircões de anfibolitos pelo método U/Pb e obtiveram idade de  $2732 \pm 2$ Ma.

**Grupo Igarapé Bahia:** constituído por uma seqüência vulcanossedimentar, a qual é dividida em duas unidades: a Formação Grota do Vizinho (basal), que consiste de rochas piroclásticas e sedimentares clásticas e químicas, ocorrendo de forma subordinada rochas



metabásicas; e a Formação Sumidouro (topo), constituída de arenitos e intercalações de rochas vulcânicas básicas. Essas duas formações correspondem, respectivamente, à unidade mais antiga e a unidade essencialmente sedimentar de Ferreira Filho (1985).

As rochas do Grupo Igarapé Bahia constituem o escopo deste trabalho e serão discutidas em detalhe no próximo capítulo.

**Grupo Buritirama:** composto da base para o topo por quartzitos micáceos, mica xistos, quartzito bandado e xistos variados.

### **Granitóides Arqueanos**

Esses granitóides são intrusivos na seqüência *greenstone* e, em geral, possuem composição granodiorítica e trondhjemitica, constituindo batólitos. Ao norte do município de Rio Maria afloram o tonalito Parazônia e o trondhjemito Mogno. Datações U-Pb em titanitas forneceram idades de 2871 Ma para o primeiro e 2858 Ma para o segundo (Pimentel & Machado 1994).

Para o granodiorito Rio Maria, datações U-Pb em zircão indicaram idade de 2,87 Ga (Medeiros & Dall'Agnol 1994).

Alguns granitóides que constam sem datação na coluna da Docegeo (1988) já contam com datações mais recentes. É o caso do granito Estrela que foi datado por Barros *et al.* (1992) pelo método Rb-Sr em rocha total, apresentando idade de  $2527 \pm 34$  Ma (RI=0,7018  $\pm$  0,00197). Para o granito Xinguara, que é constituído de monzogranitos e sienogranitos, datações U-Pb em zircões forneceram idade mínima de  $2800 \pm 18$  Ma (Macambira & Lafon 1995).

**Grupo Rio Fresco:** constitui-se basicamente de uma seqüência clástica, com espessura em torno de dois mil metros, representada principalmente por arenitos, siltitos e pelitos, submetidos às condições de anquimetamorfismo. O Grupo Rio Fresco depositou-se discordantemente sobre granitóides arqueanos e sobre as rochas dos supergrupos Andorinhas e Itacaiúnas. Frequentemente essas rochas são cortadas por granitos anorogênicos. A terminologia Rio Fresco foi questionada por Araújo *et al.* (1991) por ser difícil a correlação entre suas variações, devido à falta de continuidade dos afloramentos e pela diversidade litológica. Esses autores adotaram o termo Formação Águas Claras para representar essa cobertura siliciclástica expressiva na região central de Carajás (Fig. 3).

Dias *et al.* (1996) através de datações pelo método Pb/Pb, em zircões de um sill de metagabro intrusivo na Formação Águas Claras obtiveram idade mínima de  $2645 \pm 12$ Ma.

**Granitos pós-tectônicos e/ou anorogênicos** – ocorre na região, um grande número de intrusões graníticas, de caráter pós-tectônico e/ou anorogênico, que cortam as rochas do Complexo Xingu, do Grupo Rio Fresco e dos supergrupos Andorinhas, Inajá e Itacaiúnas. Além dos corpos já cartografados como granito Serra dos Carajás, Cigano, Jamon, Musa, Cachoeirinha, Serra dos Gradaús, Xinguara, Bannach, Borrachudo, Seringa, Marajoara, Sítio São José e São João, ocorrem ainda outros corpos pequenos, ainda não denominados, provavelmente correlacionáveis ao Granito Serra dos Carajás.

**Diques e Sills máficos, Suíte Máfico-Ultramáfica Quatipuru e o Gabro Santa Inês** - apresentam ampla distribuição no tempo geológico, ocorrendo desde o arqueano (gabros intrusivos na seqüência Águas Claras – depósito Águas Claras) até o Brasileiro (diques encontrados no Salobo). São representados por gabros, dioritos e diabásios.

### 2.1.2 Evolução tectono-estrutural

A bacia de Carajás apresenta-se em mapa ou imagens de radar com uma estruturação em forma sigmoidal, alongada, de direção NW-SE a E-W (Fig. 3), indicando, possivelmente, movimentação transcorrente sinistral em alguma fase de sua evolução estrutural.

Diversas propostas têm sido apresentadas para a evolução tectono-estrutural da Província Mineral de Carajás (PMC). Inicialmente a estrutura geral da área da Serra dos Carajás foi interpretada como um sinclínório falhado, com os flancos aparecendo em relevo nas serras Norte e Sul (depósitos de ferro) e constituídos pelas rochas do Grupo Grão Pará (Beisegel *et al.* 1973). Segundo Costa *et al.* (1995), a evolução geológica da PMC, deve-se à atuação de eventos termo-tectônicos ocorridos do Arqueano ao Proterozóico. No Arqueano, teriam acontecido colisões oblíquas de massas continentais, caracterizadas pela alternância de movimentos compressivos direcionais. No Proterozóico, a região teria sofrido movimentos essencialmente extensionais, seguidos por compressão.

Em trabalho mais recente, Pinheiro & Holdsworth (1997) abordam sobre a possível história de estruturação de Carajás e consideram o Cinturão Itacaiúnas caracterizado por duas zonas de falhas arqueanas, de direção E-W (sistema de transcorrência Carajás e Cinzento),

desenvolvidas sobre uma ampla zona de cisalhamento dúctil precoce. Um sumário desses principais eventos é apresentada sumariamente a seguir:

- > 2,8 Ga - Rochas mais antigas do embasamento mostram um textura milonítica de direção E-W, formada em altas temperaturas, durante transpressão sinistral dúctil. Nessa fase, deposita-se o Grupo Igarapé Pojuca sobre o embasamento.
- 2,8-2,7 Ga - deformação do Grupo Igarapé Pojuca, sob condições da fácies xisto-verde, durante uma segunda fase de transpressão sinistral, de comportamento rúptil-dúctil, associada a retrabalhamento de estruturas do embasamento. Deposição do Grupo Grão Pará e deposição da Formação Águas Claras.
- < 2,6 Ga - (Arqueano-Proterozóico Inferior). Formação do sistema de falhamento transcorrente Carajás e Cinzento, durante transtensão destal regional (2,6-2,7 Ga), a qual basculou as rochas da seqüência de cobertura, em falhas de dilatação. Ocorrência de intrusões de granitóides (2,5 a 2,6 Ga)
- > 1,9 Ga – ocorreu transpressão sinistral ao longo da falha Carajás., invertendo parcialmente as zonas de dilatação, produzindo falhas compressoriais oblíquas e dobras, evidenciadas principalmente em rochas de cobertura Águas Claras.
- 1,9/1,8-1,0 Ga – houve a reativação de fraturamentos, ocorrendo a intrusão de plútons graníticos e enxames de diques. Deposição de arenitos e conglomerados imaturos – Formação Gorotire.

Sob a óptica de Pinheiro & Holdsworth (1997), os grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca são considerados unidades tectono-estratigráficas anteriores ao Grupo Grão Pará, uma vez que apresentam paragêneses de mais alto grau metamórfico. Esta proposta estratigráfica é discordante de Docegeo (1988), a qual está mencionada no item anterior.

## CAPÍTULO 3

### O DEPÓSITO DE AU-CU DE IGARAPÉ BAHIA

---

#### 3.1 HISTÓRICO

A descoberta do depósito de Igarapé Bahia se deve ao extenso programa de prospecção geológico-geoquímica para pesquisar metais base, realizado pela Docegeo na região do médio ao alto rio Itacaiúnas, a partir de 1974. Baseado nos trabalhos de Fonseca *et al.* 1984, Docegeo (1988) e Costa *et al.* (1996), apresenta-se a seguir uma síntese das diversas fases de exploração e pesquisa de Igarapé Bahia.

- 1974 – descoberta de Cu, através de levantamento geoquímico de sedimentos de corrente em áreas com anomalia magnética. Subseqüentemente, foram encontrados valores de cerca de 4200ppm Cu em sedimento de corrente e realizados trabalhos de detalhe (solo, poços);
- 1977 a 1978 - foram executados 6 furos de sonda que mostraram valores anômalos de cobre de até 2,8% em rochas metassedimentares intemperizadas (1977 – primeiro furo de sondagem);
- 1981 – executada a amostragem de solo ao redor de todo o platô de Igarapé Bahia (solos e concreções ferríferas), sendo os resultados para ouro menores que 0,1ppm e, localmente, de 0,17 ppm. Foram executados 11 furos de sondagem, que indicaram a existência de mineralização de cobre de baixo teor, associada a ritmitos, bem como mineralização polimetálica de Cu, Au, Mo, Ag em brechas polimíticas e formações ferríferas;
- 1986 a 1988 – execução de levantamentos geoquímicos adicionais, em malha de 50 x 200m e, localmente, de 50 x 100m. As amostras de solo e concreções ferruginosas foram sistematicamente moídas, sem prévio peneiramento, e analisadas para ouro (ppm) e Cu, Co, Ag e Mo. Com a adoção desse método, os resultados para ouro foram bastante significativos, se comparados com os anteriormente obtidos, sendo delineado uma anomalia em ouro no platô. O furo de sondagem 18, concluído em abril de 1986, interceptou cerca de 35m com 3,36 g/t de ouro, em laterita e saprólitos desenvolvidos sobre a seqüência vulcanossedimentar. A partir dessa descoberta, a pesquisa foi totalmente redirecionada para ouro. A pesquisa conduzida pela Docegeo foi desenvolvida através de vários furos de sonda e também por levantamento magnetométrico terrestre que permitiu delimitar melhor os principais corpos de

minério: Acampamento e Furo Trinta. Ainda em 1988, a Docegeo estimou os recursos geológicos do corpo Acampamento e estimou um potencial para o corpo Furo Trinta.

- 1989-1990 – Continuidade do programa de sondagem (Docegeo/CVRD-SUMEN) e, em 1990, operação da usina piloto para produção de ouro, para testar o processo metalúrgico;
- 1991 – início da produção de ouro pela Companhia Vale do Rio Doce/SUMEN
- 1996 - descoberto pela Docegeo um novo corpo de minério nas proximidades da mina Igarapé Bahia, denominado de “Corpo Alemão”.

Atualmente, a mina de Igarapé Bahia continua lavrando o minério oxidado, sendo sua produção de ouro em torno de 10 toneladas por ano. Constitui, portanto, a principal unidade produtora deste metal da Companhia Vale do Rio Doce.

### 3.2 MINA DE IGARAPÉ BAHIA

A mina de Igarapé Bahia possui três corpos de minério, denominados de Corpo Acampamento, Corpo Furo Trinta e Corpo Acampamento Norte, os quais estão situados numa extensa área de platô (Foto 1), cuja altitude média é de aproximadamente 650m. Todos esses corpos estão sendo lavrados atualmente, porém, quando do início deste estudo em 1996, o corpo Acampamento Norte não havia sido aberto.

Os corpos de minério da mina de Igarapé Bahia estão dispostos espacialmente de forma semi-circular, caracterizada pela direção NW-SE do corpo Acampamento, E-W do corpo Furo Trinta e NE-SW do corpo Acampamento Norte (Fig. 4 ). Esses corpos de minério são verticalizados, sendo o mergulho do corpo Acampamento para NE (75°) e do Furo Trinta para sul, com variações locais e, encontram-se encaixados na interface de rochas sedimentares e vulcânicas (Figs. 5 e 6), metamorfizadas na fácies xisto verde e comumente brechadas próximo ao contato com minério.

O minério ocorre principalmente em brechas, possuindo fragmentos de tamanho milimétricos a métricos (observados na cava da mina e em testemunhos de sondagem), de composição variada (formação ferrífera, metavulcânicas, metavulcanoclásticas). Diques de direção aproximada N-S e NE-SW cortam as rochas do Grupo Igarapé Bahia.

Em função do intenso intemperismo a que foram submetidas as rochas metavulcanosedimentares, uma espessa cobertura laterítica se desenvolveu sobre os litotipos, formando solos, crosta laterítica e *gossans* nas áreas mineralizadas. Com isso, a composição mineralógica primária do minério foi modificada para se adaptar a novas condições físico-químicas.

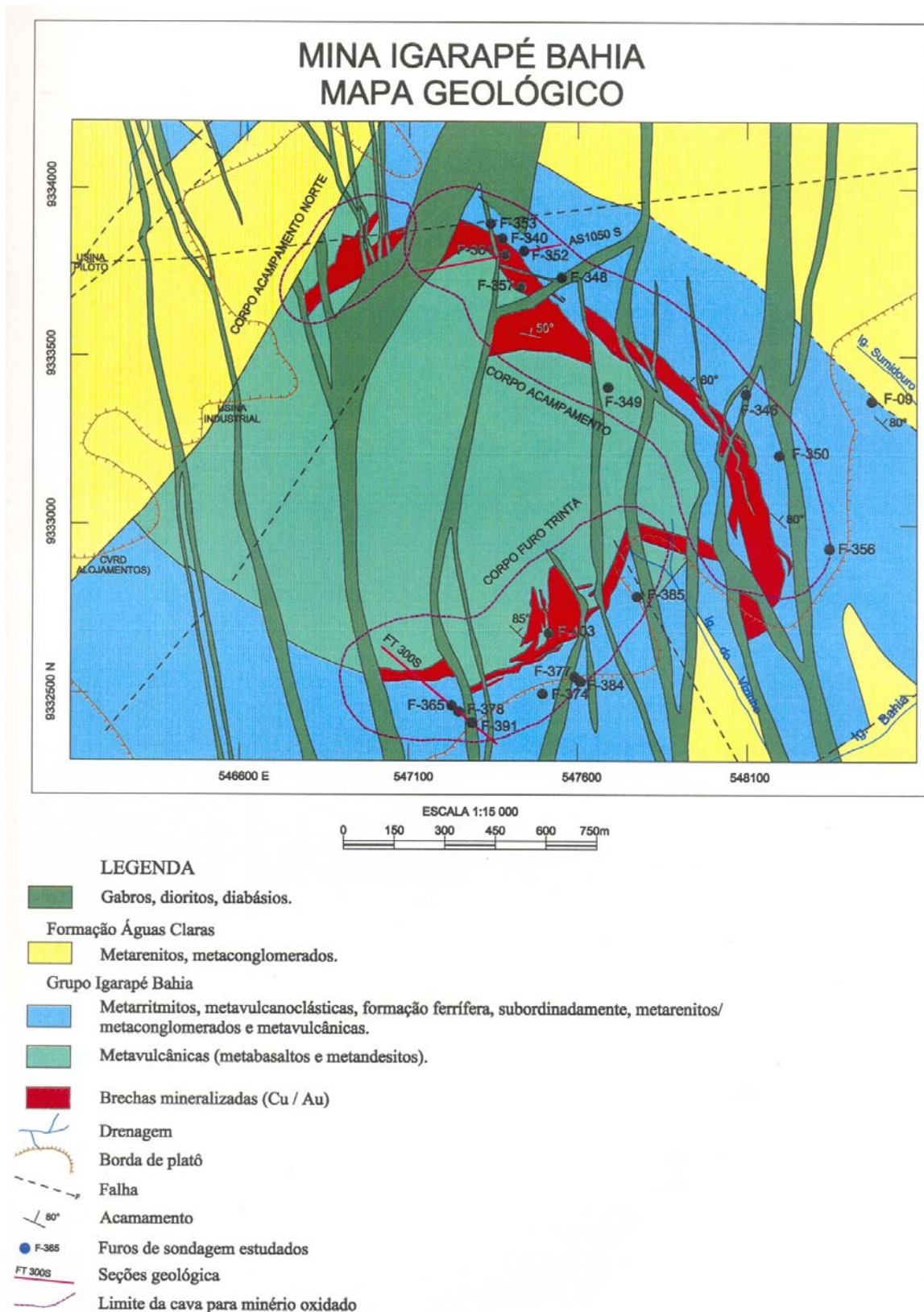


Figura 4 – Mapa geológico da mina de Igarapé Bahia com a distribuição dos furos estudados (modificado de Docego 1996)

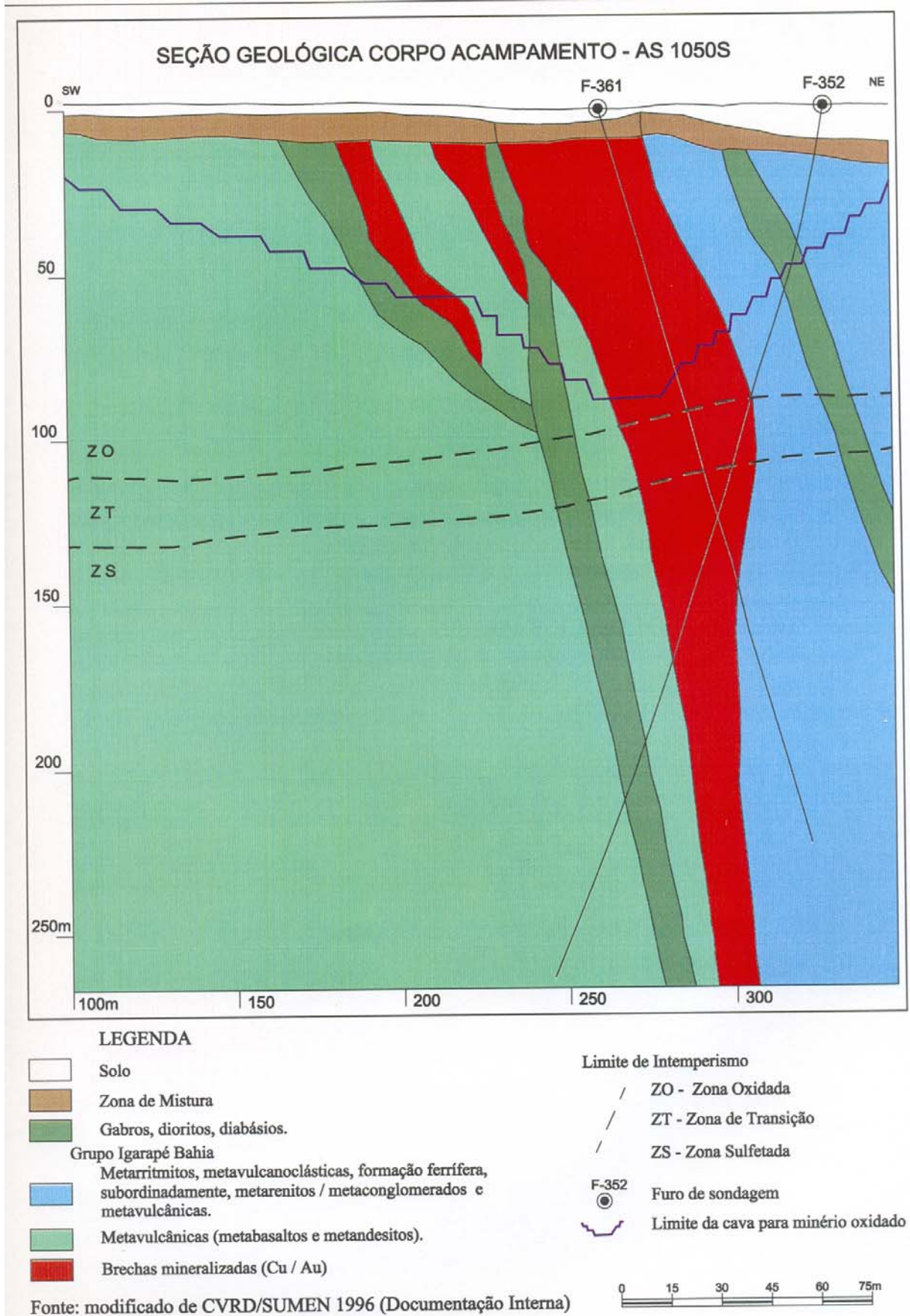


Figura 5 – Seção geológica do Corpo Acampamento – AS1050S

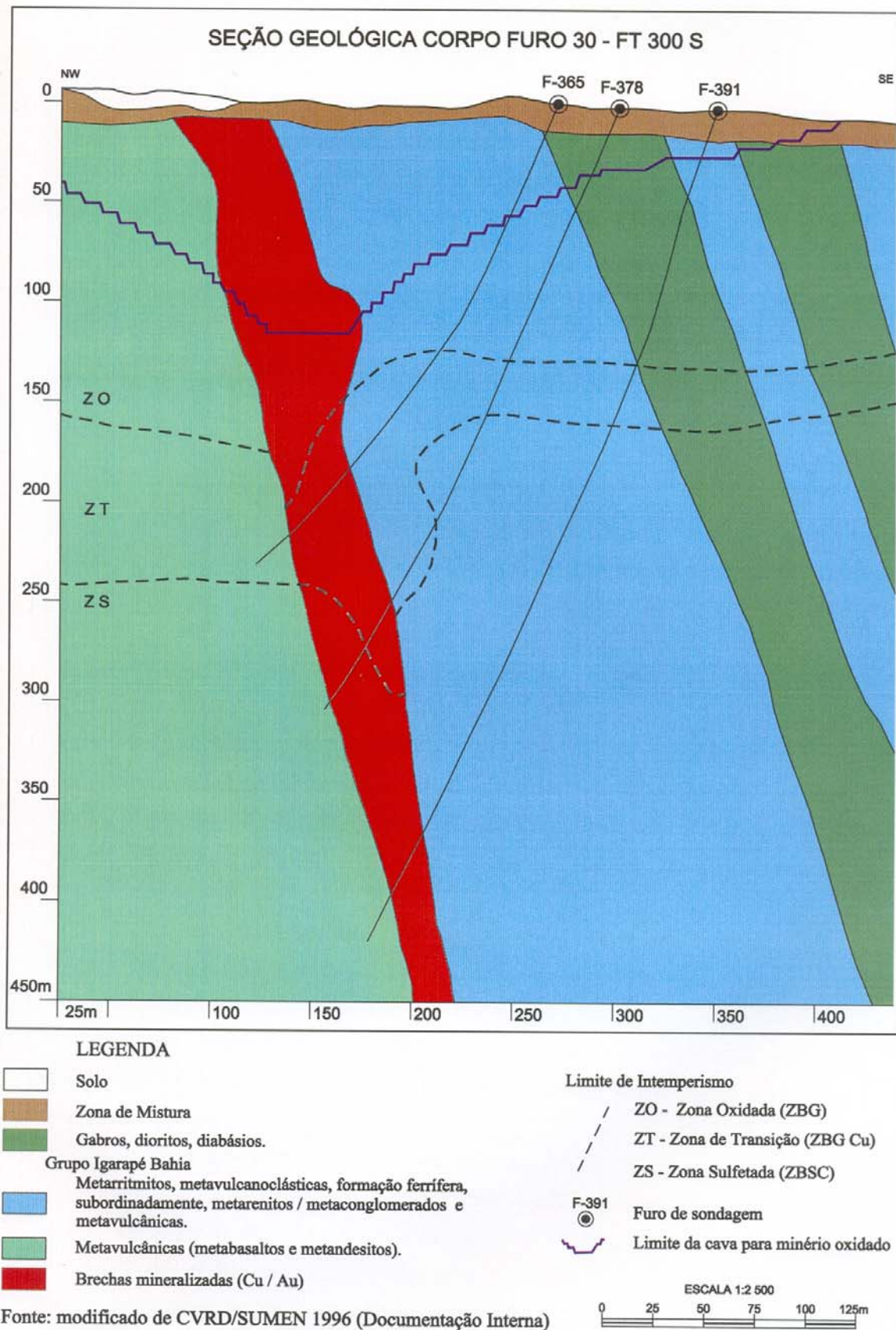


Figura 6 – Seção geológica do Corpo Furo Trinta – FT 300S



Baseado na composição mineralógica presente no minério, ou seja, no tipo de minerais de cobre e no conteúdo de ouro, a CVRD/SUMEN caracterizou, verticalmente, três tipos de zonas de minério no depósito de Igarapé Bahia: zona oxidada, zona de transição e zona sulfetada (Figs. 5 e 6).

- Zona Oxidada: a mineralização é gerada por enriquecimento supergênico, possuindo alto teor de ouro e valores de cobre muito baixos (o cobre é lixiviado nesta zona). Sua espessura chega a atingir cerca de 150m de profundidade e é composta por hematita, goethita, gibbsita, e quartzo em diferentes proporções;
- Zona de Transição (cimentação-Cu): apresenta espessura de cerca de 50m e a mineralização também é proveniente de enriquecimento supergênico, sendo caracterizada pela presença de malaquita, cuprita, cobre nativo e goethita e, subordinadamente, digenita e calcocita e por ter teores de cobre e ouro altos;
- Zona Sulfetada: compreende a mineralização primária de Cu e Au. Ocorre a partir de cerca de 200m de profundidade e é representada por brechas hidrotermalizadas contendo calcopirita, bornita, carbonato, magnetita e, subordinadamente, pirita e molibdenita). A zona sulfetada primária e suas rochas encaixantes constituem o objetivo deste estudo e serão abordadas em detalhe nos próximos capítulos.

Para simplificar e facilitar a condução dos trabalhos de interpretação de seções geológicas e modelamento geológico, os quais subsidiam o desenvolvimento da mina, a CVRD/SUMEN adotou terminologias próprias para designar os litotipos presentes na área de Igarapé Bahia. Neste trabalho, entretanto, optou-se pela descrição dos litotipos, sem usar os termos simplificados.

Os trabalhos existentes sobre o depósito de Igarapé Bahia, até o trabalho de Ferreira Filho (1985), resumiam-se aos relatórios internos de pesquisa da Docegeo e ao de Fonseca *et al.* (1984), o qual reporta a descoberta da mina. Posteriormente, com a aquisição de novos dados de furos de sondagem, além dos trabalhos internos da CVRD/SUMEN e Docegeo, diversos trabalhos foram desenvolvidos na área de Igarapé Bahia, alguns dos quais são comentados a seguir.

Ferreira Filho (1985) e Ferreira Filho & Danni (1985) realizaram estudos de detalhe nas rochas encaixantes da mineralização e caracterizaram três unidades na área, separadas entre si por importantes discordâncias. A unidade mais antiga, portadora das mineralizações de cobre de baixo teor, compreende uma seqüência hidrotermalizada de natureza predominantemente vulcânica com intercalações sedimentares. A sucessão litoestratigráfica

foi resumida com base nos tipos litológicos predominantes, em cinco níveis principais (Tabela 1). Essa unidade corresponde à Formação Grota do Vizinho de Docegeo (1988). Outra unidade denominada unidade essencialmente sedimentar, com espessura mínima de 100 metros, composta por metarritmitos de coloração branca, que localmente contém intercalações de metaconglomerados e metassiltitos. E uma terceira unidade constituída por cobertura laterítica que se desenvolve sobre uma superfície de aplainamento, provavelmente Terciária.

Tabela 1 - Sucessão litoestratigráfica da unidade vulcanossedimentar (Ferreira Filho 1985)

<b>Espessura (m)</b>	<b>Litologias</b>
70	Metassiltito cinza com intercalações vulcanoclásticas.
30-40	Nível com predomínio de rochas piroclásticas silicosas
20-70	Metarritmito com intercalações de formação ferrífera.
100-150	Nível com predomínio de rochas piroclásticas silicosas e metavulcânicas básicas.
150	Metarritmito com intercalação de vulcânicas básicas e formação ferrífera.

Determinações geocronológicas Rb-Sr, realizadas por Ferreira Filho(1985), indicam idades de 2350 Ma (R.I = 0,715) e em piroclásticas silicosas e  $2577 \pm 72$  Ma (R.I = 0,702). Foi obtida através do método K-Ar a idade de  $2270 \pm 50$  Ma em anfibólios de rochas metabásicas.

Dardenne *et al.* (1988), com base em dados petroquímicos envolvendo elementos maiores e traços das seqüências vulcanossedimentares do depósito Igarapé Bahia e Grupo Grão Pará, propõem uma nova interpretação geotectônica para a Serra de Carajás, considerando as seqüências vulcânicas como geneticamente ligadas a processos de subducção no Arqueano. Nesse contexto, a seqüência vulcanossedimentar de Igarapé Bahia corresponderia a uma seqüência cálcio-alcalina associada a arco de ilha de margem de placa e que teria se formado no início da fase de subducção .

Ribeiro (1989) e Althoff *et al.* (1994), com base principalmente em dados de inclusões fluidas de veios situados em rochas encaixantes, caracterizam a presença de fluidos salinos e as temperaturas em que foram gerados.

Sachs (1993) realizou estudos com ênfase na seqüência vulcânica, descrevendo cinco tipos de mineralizações: estratiforme; associada a veios e vênulas; associada a brechas e fraturas; lentes de sulfeto maciço associadas a níveis ricos em óxido de ferro (magnetita); e oxidada.

Angélica (1996) estudou com detalhe o perfil de laterito-gossânico de Igarapé Bahia e prospecto Águas Claras, enfatizando a mineralogia e a geoquímica do ouro, sua distribuição e a evolução supergênica do minério. Angélica et al. (1996) descreveram uraninita associada à zona de sulfetos primários em Igarapé Bahia.

Mougeot *et al.* (1996) utilizando os métodos U-Pb e Pb-Pb em análise de sulfetos (calcopirita, pirita, galena e molibdenita) encontraram para a mineralização de Cu e Au da Mina Igarapé Bahia uma idade de  $2850 \pm 65$  Ma.

Huhn (1996) e Huhn & Nascimento (1997) consideraram a associação Au-Cu-U que tem sido descrita nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia como relacionadas a depósitos da classe “Óxidos de Ferro” (Cu-U-Au-ETR), proposta por Hitzman et al. (1992).

No capítulo 7, serão discutidas os diversos modelos genéticos propostos pelos autores citados acima para o depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.

## CAPÍTULO 4

# PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

---

### 4.1 PETROGRAFIA

A caracterização das rochas da seqüência vulcanossedimentar de Igarapé Bahia se deu através da descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, análise microscópica de lâminas delgadas e seções polidas, além de análises em microscópio de varredura com microsonda acoplada, objetivando o estudo da mineralização primária e rochas encaixantes.

A seqüência de rochas que ocorre no depósito Igarapé Bahia é de natureza vulcanossedimentar e apresenta, de maneira geral, o seguinte empilhamento da base para o topo:

- rochas metavulcânicas;
- rochas metapiroclásticas/vulcanoclásticas silicosas e brechas hidrotermais;
- rochas metassedimentares.

Atualmente as rochas encontram-se com o acamamento verticalizado (Figs. 4, 5 e 6). Praticamente, todas as rochas da seqüência apresentam níveis brechados, o que será descrito em cada litotipo. No entanto, os níveis que contêm as brechas mineralizadas estão situados entre as rochas metavulcânicas e metassedimentares. Como não foi observado estruturas penetrativas nas rochas, considera-se que o empilhamento das rochas seja o original.

Praticamente todas as rochas da seqüência Igarapé Bahia encontram-se cloritizadas, caracterizando um metamorfismo na fácies xisto-verde, considerado por Docegeo (1988) como regional. As brechas mineralizadas são amplamente hidrotermalizadas, desenvolvendo, localmente, cristais de anfibólio (ferro hornblenda-acntnolítica a ferro-hornblenda), indicando ter havido atuação de fluidos com temperaturas relativamente mais elevadas em algumas porções da seqüência Igarapé Bahia.

Rochas intrusivas na forma de diques cortam todo pacote vulcanossedimentar.

#### 4.1.1 Rochas metavulcânicas

Os metabasaltos apresentam-se maciços e, muito provavelmente, são representativos de derrames. Em geral, são cloritizados, possuindo cor esverdeada macroscopicamente. As

espessuras são variáveis, assim como o grau de alteração hidrotermal. Em alguns casos, onde a composição mineralógica e textura primária estão preservadas, observa-se que as rochas são compostas por plagioclásio e piroxênio, apresentando texturas intergranular ou subofítica com granulometria fina a média (Fotos 3 e 4). Às vezes, essas rochas apresentam-se brechadas.

A ocorrência de amígdalas só foi observada em fragmento do arcabouço de metaconglomerado e em fragmentos constituintes de brechas (Foto 5).

Ferreira Filho (1985) identificou nessas rochas feições indicativas de topo e base das unidades de derrame: a zona basal, caracterizada por apresentar granulometria muito fina (paleo textura afanítica) e coloração verde; a zona central, apresentando granulometria fina com paleo texturas intergranular a subofítica e de coloração cinza escuro; e a zona de topo, idêntica à basal. As rochas vulcânicas descritas por Ferreira Filho (*op. cit*) foram identificadas como de natureza subalcalina, com composição variando de basaltos até riolitos. A partir dos dados geoquímicos, Ferreira Filho (*op. cit*) considerou os basaltos de Igarapé Bahia comparáveis a basaltos originados em arcos de ilha.

Sachs (1993) estudou em detalhe as rochas vulcânicas e intrusivas associadas ao depósito Igarapé Bahia e distinguiu os seguintes litotipos: metabasaltos, metadiabásios e metandesitos a metadacitos, concluindo que essas rochas apresentam natureza subalcalina (básicas a ácidas) e correspondem, provavelmente, a toleítos associados a ambientes de riftes continentais.

#### 4.1.2 Rochas metavulcanoclásticas

Nessa unidade, são englobadas as rochas de natureza piroclástica, cuja classificação foi realizada segundo aspectos texturais e granulométricos apresentados por Fisher (1966) (Fig. 7). As rochas são predominantemente classificadas como tufos, porém possuem variedades texturais e composicionais:

- **metatufo de cristais:** rocha composta predominantemente por cristais de quartzo angulosos, soldados por uma matriz clorítica com pontuações de magnetita e clorita. Localmente observam-se fragmentos de púmice e estruturas tipo *fiamme* (Fotos 6, 7 e 8)
- **metatufo laminado:** caracterizado pela intercalação de níveis de cristal fino e níveis cineríticos (Foto 09).
- **metatufo de lápilli:** caracteriza-se por apresentar fragmentos de natureza e granulometria diversas, sendo a maioria deles quartzosos e em menor quantidade de rocha vulcânica e de rocha com bandamento (Fotos 10 e 11). A matriz dessa rocha é clorítica. Foram observados também nessas rochas grãos de quartzo com bordas de corrosão e que tiveram a origem

vulcânica confirmada por catodoluminescência (Fotos 12 e 13). Segundo Zinkernagel (1978), os centros de luminescência do quartzo estão relacionados a defeitos na estrutura cristalina do mineral e o caráter da catodoluminescência de cor violeta corresponde a quartzo gerado sob altas temperaturas.

Ferreira Filho (1985) associou os níveis de rochas piroclásticas como semelhantes às descritas na literatura em regiões típicas de vulcanismo explosivo ácido e subaquoso ( Fiske & Matsuda 1964; Niem 1977). Uma das principais características de fluxos piroclásticos subaquosos é a existência de uma porção basal maciça e mal selecionada, e uma zona de topo finamente acamadada. Essa sucessão foi muito bem descrita por Ferreira Filho (1985) e também é observada em vários furos aqui estudados.

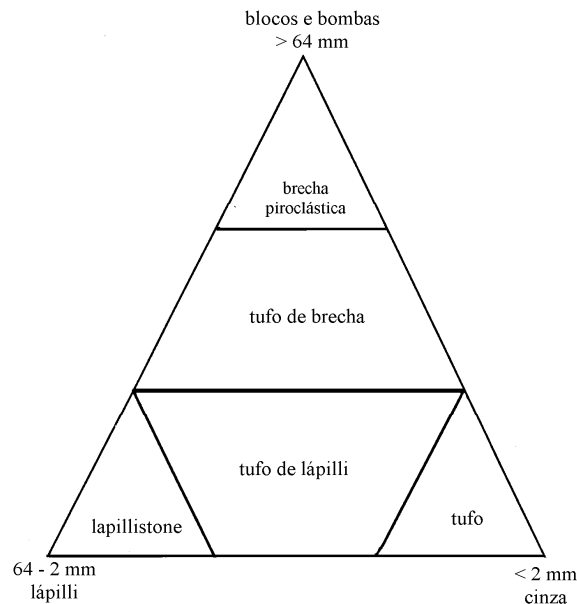


Figura 7 - Classificação em termos granulométricos para rochas primárias piroclásticas (Fisher 1966)

#### 4.1.3 Rochas metassedimentares

Nessa unidade foram identificados metarritmito principalmente, formação ferrífera bandada, metaquartzo-arenitos e metaconglomerados.

O metarritmito é uma rocha caracterizada pela alternância de laminações de granulometria areia/silte/argila, compostas por quartzo, clorita e sericita. Essas laminações variam de milimétricas a centimétricas. Os níveis de granulometria areia são constituídos predominantemente por quartzo e em menor quantidade por clorita e sericita, apresentando coloração cinza esbranquiçada macroscopicamente. Os níveis com granulometria silte/argila apresentam maior quantidade de clorita e coloração cinza escura. Localmente, observou-se turmalina.

Comumente, essas rochas apresentam níveis com mineralização sulfetada de baixo teor, caracterizada principalmente pela presença de calcopirita. A calcopirita ocorre sob várias formas nessa rocha, disseminada, predominantemente nos níveis de granulometria mais grossa, em nódulos, às vezes centimétricos e também paralela ao bandamento com espessuras variáveis (Fotos 14, 15, 16 e 17).

É comum a ocorrência de níveis de metarritmitos brechados (provavelmente intraformacionais, provavelmente resultante de *slumps*) e com microfalhas que deslocam o bandamento e estruturas convolutas.

As formações ferríferas bandadas ocorrem intercaladas, na maioria dos casos, com os metarritmitos, mas também foi observada em rochas vulcânicas e alteradas hidrotermalmente. Observa-se claramente a alternância de laminações de magnetita e de quartzo recristalizado (microcristalino) e mais raramente ocorre carbonato. Essa rocha ocorre tanto oxidada (Foto 18) como cloritizada.

Os arenitos finos a médios são constituídos essencialmente por quartzo, sericita e clorita. Os grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, muitas vezes recristalizados. Alguns grãos parecem ser de plagioclásio alterado. A matriz ocorre de forma subordinada e é constituída predominantemente por clorita e, em menor quantidade, por sericita, quartzo bastante fino e opacos (Foto 19).

Os metaconglomerados ocorrem em menor quantidade, de forma localizada, como delgadas camadas que ultrapassam pouco mais de um metro de espessura. Trata-se de um conglomerado polimítico, apresentando fragmentos subarredondados a arredondados e que chegam a centimétricos (a granulometria é bastante variável). Os fragmentos são de formação ferrífera bandada, metarritmitos, rochas vulcânicas afaníticas, rochas vulcânicas com amígdalas, rocha vulcânica com quartzo euédrico e fragmentos quartzosos (provável chert), (Fotos 20 e 21). A matriz é clorítica, apresentando comumente calcopirita disseminada.

#### **4.1.4 Brechas hidrotermais**

As brechas hidrotermais apresentam matriz com proporções variadas de clorita, turmalina, carbonato, quartzo, magnetita, calcopirita, bornita e, mais raramente, biotita e stilpnomelana.. Ocorrem desde brechas cloríticas até magnetíticas e sideríticas, refletindo provavelmente diferentes estágios evolutivos das soluções hidrotermais.

Baseado na composição predominante da matriz hidrotermal, três tipos principais de brechas podem ser descritos, sendo que ocorrem variações dentre esses tipos: brecha clorítica,

brecha siderítica e brecha magnetítica heterolítica, sendo que as duas últimas são estreitamente ligadas à mineralização.

- **Brecha heterolítica magnetítica:** dentre as rochas estudadas, essas são as que apresentam os mais altos teores em ouro, cobre, urânio e também elementos terras raras leves. A matriz é constituída principalmente de magnetita, clorita, anfibólio (ferro-hornblenda actinolítica), stilpnomelana, biotita, quartzo calcopirita, bornita e, subordinadamente, epidoto, apatita, fluorita, turmalina, ferropirosmalita, minerais de terras raras e pirita. Os fragmentos são angulosos a subangulosos, variando de milimétricos a centimétricos e são de formação ferrífera bandada, quartzosos, de rochas vulcânicas e, subordinadamente, alguns fragmentos sílticos também são observados (Fotos 22, 23, 24, 25 e 26). Em alguns intervalos, observa-se a orientação dos fragmentos.
- **Brecha heterolítica siderítica:** esse tipo de brecha se diferencia da anterior por apresentar grande quantidade de siderita e, subordinadamente, magnetita. Também são mineralizadas e os fragmentos podem ocorrer orientados (Foto 27).
- **Brecha clorítica:** caracteriza-se por apresentar grande quantidade de clorita, tanto na matriz quanto nos fragmentos. Os fragmentos são da rocha hospedeira, na maioria dos casos de metabásicas. Em geral, não são mineralizadas (Foto 28), mas podem apresentar alguma disseminação de sulfeto.

Nas brechas mineralizadas, foi identificado o mineral ferropirosmalita, o qual ocorre na brecha carbonática sob a forma de cristais euédricos a anédricos e com tamanhos que variam de 0,05 a 0,30 mm (Foto 29); na brecha magnetítica, ocorre bordejando os fragmentos de formação ferrífera bandada, no interior dos fragmentos de rochas metavulcânicas e, mais raramente, na matriz. Os cristais de ferropirosmalita apresentam-se como subédricos a anédricos e com tamanhos variáveis (0,02 a 0,5mm) (Foto 30).

Em relação à origem das brechas, algumas dúvidas persistem e seria necessário trabalhos de detalhe adicionais nessas rochas com ênfase nos aspectos texturais das mesmas e nas relações de contato com as demais unidades rochosas. Mas, com o presente estudo, algumas considerações podem ser feitas. Por exemplo, em alguns locais, nota-se claramente que houve brechagem hidráulica das rochas, havendo uma forte orientação dos fragmentos das rochas hospedeiras. Nos casos das brechas heterolíticas mineralizadas, é mais difícil precisar a origem, pois os fragmentos são representativos tanto de rochas subjacentes quanto sobrejacentes, na maioria dos casos angulares, apresentando ou não orientação. Os intervalos onde ocorrem essas brechas foram os que sofreram mais intensa alteração hidrotermal e os fragmentos encontram-se soldados principalmente por magnetita, siderita e calcopirita. Os



fluidos podem ter percolado essas rochas por serem as zonas de maior permeabilidade, ou seja, considerando-se que essas rochas já existissem quando da introdução dos fluidos, que seguiu paralelamente ao bandamento geral da seqüência, percolando de forma anastomosada.

#### **4.1.5 Rochas intrusivas (diques)**

No furo BAH F349/ACP, foi observado rocha intrusiva com granulometria mais grossa, constituída basicamente por plagioclásio, piroxênio, biotita e clorita e, apresentando textura ofítica e intercrescimento granofírico. Esta amostra foi submetida à análise química e com base nos resultados obtidos e na textura da rocha conclui-se que esta rocha trata-se de metadiorito. Embora levemente hidrotermalizada, apresenta-se mais preservada que as demais rochas metavulcânicas e, possivelmente reflete a composição original. Nessa rocha também foi observado fragmento de rocha vulcânica (Fotos 31 e 32)

As rochas intrusivas seccionam tanto as rochas metavulcânicas como também as rochas metavulcanoclásticas e metassedimentares. No contato das rochas intrusivas (diques) com as rochas encaixantes, observa-se intensa brechação, e os fragmentos apresentam-se orientados e com matriz essencialmente clorítica.

## **4.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL**

Segundo Thompson & Thompson (1996), as alterações hidrotermais são modificações que ocorrem numa determinada rocha, devido à interação de um fluido tipicamente dominado por água em temperaturas, que variam de baixas (< 100° C) a elevadas (>500° C). Essa interação propicia a conversão de uma assembléia mineral inicial em um novo conjunto de minerais mais estáveis sob as condições de temperatura, pressão e, principalmente, composição do fluido (Rose & Burt 1979). Segundo estes autores, muitas variáveis afetam a mineralogia da alteração hidrotermal, sendo as mais importantes relacionadas à constituição mineralógica da rocha original, à composição química, ao pH e  $f_{O_2}$  do fluido hidrotermal, à relação fluido/rocha, além da temperatura e pressão.

A composição mineralógica de alteração registra a história da rocha posteriormente a sua formação, fornecendo importantes informações sobre o ambiente hidrotermal e, muitas vezes, por exemplo, sobre depósitos minerais, uma vez que, em geral, a alteração forma halos que podem ser usados como guia na exploração mineral. A composição química da alteração

fornece uma indicação da proximidade da mineralização ou, em um caso ideal, mostra um vetor em direção à mineralização. Portanto, a interpretação da alteração é muito utilizada na exploração de depósitos minerais hidrotermais, como por exemplo depósitos porfiríticos (Lowell & Guilbert 1970).

Muitos autores têm realizado a classificação da alteração hidrotermal, empregando uma terminologia fortemente influenciada pelo ambiente de formação da alteração (Thompson & Thompson 1996) e, desta forma, as classificações tendem a refletir trabalhos detalhados em um tipo individual de depósito, por exemplo, depósitos porfiríticos (Lowell & Guilbert 1970), depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço (Franklin *et al.* 1981), depósitos em veios mesotermiais (Hodgson 1993) e depósitos epitermais (Sillitoe 1993). Em cada caso, a classificação resultante pode ser extremamente útil na interpretação da geometria dos corpos mineralizados, fornecendo guias prospectivos para a mineralização. Embora este tipo de classificação possa ser internamente consistente para determinada área, a idéia prévia do ambiente pode causar problemas para áreas não conhecidas, complexas ou pobremente expostas, impondo considerações genéticas já formuladas sobre as observações.

Assim, na descrição da alteração hidrotermal no depósito Igarapé Bahia, adotou-se a descrição da composição mineralógica da alteração, baseando-se na identificação das alterações hidrotermais mais importantes, procurando determinar as relações entre os minerais.

Os principais tipos de alteração que ocorrem nas rochas do depósito Igarapé Bahia são: cloritização, Fe-metassomatismo, sulfetação, carbonatação, silicificação, turmalinização e biotitização. Outros enriquecimentos também são registrados nas rochas do Grupo Igarapé Bahia e encontram-se descritos após os principais eventos de alteração.

#### **4.2.1 Cloritização**

A cloritização é o principal processo de alteração e ocorre intensamente tanto nas rochas da seqüência vulcanossedimentar quanto nas rochas mineralizadas. A clorita ocorre em finas palhetas na matriz das rochas e como franjas bordejando fragmentos e/ou veios (Foto 33), e muitas vezes, substituindo parcial ou completamente os minerais originais da rocha, proporcionando-lhe uma tonalidade esverdeada.

Localmente, observa-se em lâmina delgada uma íntima relação da clorita com a biotita e a stilpnomelana, sugerindo processos de substituição. Esse fato também foi constatado durante análises de microsonda eletrônica, mostrando valores de composição intermediários.

Um aumento da razão  $Fe/(Fe + Mg)$  das rochas encaixantes para zonas mineralizadas foi constatada através das análises químicas, as quais serão discutidas no capítulo 5 o que é concordante com o que foi observado por Zang & Fyfe (1995) no depósito Igarapé Bahia.

#### **4.2.2 Fe-metassomatismo**

Caracterizado principalmente pela grande quantidade de magnetita presente na brechas mineralizadas da porção norte do Corpo Acampamento. A magnetita ocorre sob a forma de cristais euédricos finos a médios (Foto 25), também de forma anédrica (Foto 34) e maciça. Normalmente, está associada a outros minerais hidrotermais, cimentando fragmentos de rochas metavulcânicas, de formação ferrífera bandada e de vulcanoclásticas. Ocorre ainda associada à siderita nas brechas carbonáticas.

O enriquecimento em ferro também é constatado nos minerais associados à magnetita na matriz hidrotermal, como Fe-clorita (chamosita), Fe-anfibólio, siderita, turmalina rica em ferro e ferropirosmalita

#### **4.2.3 Sulfetação**

Ocorre de forma bastante expressiva tanto no Corpo Acampamento quanto no Corpo Furo Trinta e é marcada sobretudo por calcopirita e, subordinadamente, por bornita, pirita e molibdenita. Raramente observa-se covelita associada à bornita.

A presença de calcopirita é observada em todos os litotipos estudados. Nos metarritmitos, apresenta-se paralela ao bandamento, em forma de nódulos (Foto 18) e disseminada nas bandas de granulometria relativamente mais grossa. Nas brechas mineralizadas, ocorre comumente em agregados maciços finos a grossos, às vezes como lamelas orientadas e também disseminada na matriz associada à bornita (Foto 26). A pirita ocorre de forma restrita e normalmente associada à calcopirita (Foto 35). Não foi encontrado em seção polida a molibdenita, mas este mineral foi encontrado de forma pontual em testemunhos de sondagem.

#### **4.2.4 Carbonatação**

A carbonatação ocorre tanto nas rochas mineralizadas quanto nas encaixantes e é bastante evidente nas rochas intrusivas e vulcânicas, onde chega a formar porções esbranquiçadas na rocha cloritizada.

Nas brechas mineralizadas, ocorre maior quantidade de siderita e, subordinadamente, calcita (Foto 29). Em alguns casos, é possível separar texturalmente duas fases carbonáticas,

uma formada por massa carbonática constituída de pequenos cristais e a outra com cristais maiores e bem formados. As análises de catodoluminescência realizadas nos carbonatos só permitiram verificar estágios de formação da calcita. Os carbonatos ferrosos não fornecem catodoluminescência, devido à presença de  $Fe^{+2}$ .

Nas rochas intrusivas e vulcânicas ocorre o predomínio de calcita, resultando numa coloração esbranquiçada da rocha e em veios, geralmente, centimétricos, chegando a métricos e, por vezes, apresentando textura *stockwork* (Foto 36).

Localmente, foi observada carbonatação associada à biotitização.

#### **4.2.5 Silicificação**

Ocorre de forma mais intensa nas rochas de natureza silicosa. É representada principalmente por veios e vênulas de quartzo, normalmente associados a carbonato (Fotos 36 e 37), clorita e sulfetos, cortando as rochas mineralizadas e encaixantes. Em alguns locais, observa-se quartzo substituindo plagioclásio.

#### **4.2.6 Turmalinização**

Os cristais de turmalina são observados em praticamente todos os litotipos, sendo porém pouco comuns nas rochas metassedimentares. Normalmente, estão associados à matriz hidrotermal (Foto 38) e a veios tardios de calcita.

Macroscopicamente, apresentam coloração escura a preta e, ao microscópio óptico, suas cores são verdes a marrons, mostrando freqüentemente zonação (Foto 39). Ocorrem sob a forma de cristais euédricos a subédricos finos a grossos, sendo comum também a ocorrência de agregados radiais (Fotos 40 e 41).

Também foram observados cristais de turmalina com fraturas, as quais estão preenchidas por calcopirita (Foto 42).

#### **4.2.7 Biotitização**

Foi observada associada à brecha mineralizada rica em magnetita (Foto 43) e também associada à carbonatação (Foto 44). Ocorrem em forma de pequenos veios e também na matriz intercrescida com clorita, stilpnomelana e anfibólio. Apresenta coloração amarronzada tanto macro quanto microscopicamente

#### 4.2.8 Outras fases hidrotermais associadas à mineralização

Além das alterações já descritas, observa-se a presença de fluorita, apatita, alanita, epidoto e ferropirosmalita, sendo também identificado através do microscópio eletrônico de varredura e análises de EDS, a presença de monazita.

A fluorita foi encontrada na matriz hidrotermal associada a siderita (Foto 45), também como cristais finos e euédricos em matriz clorítica e, localmente, em contato com biotita (Foto 46), no contexto da brecha rica em magnetita.

A apatita ocorre nas porções mais hidrotermalizadas na forma de cristais finos euédricos a anédricos, na maioria das vezes, em matriz clorítica. Foram também observados agregados de apatita durante a análise de catodoluminescência.

A alanita foi observada sob a forma de cristais subédricos zonados, sendo sua presença corroborada através de análise de microsonda eletrônica e EDS na amostra do furo F353/ACP-215,00m. O epidoto ocorre associado à calcopirita, magnetita e clorita em intervalos mineralizados, sob a forma de cristais anédricos a subédricos.

A ferropirosmalita foi observada associada a brechas carbonáticas e magnetíticas mineralizadas, o que caracteriza a presença de cloro nas soluções hidrotermais.

Outros minerais com enriquecimento em lantânio e cério foram constatados através de MEV/EDS, tais como óxido de titânio, flúor-apatita, telureto de prata e outras fases minerais para as quais não foi possível calcular a fórmula estrutural (Fotos 47, 48, 49 e 50).

Em termos gerais, pode-se tecer algumas considerações sobre algumas relações texturais entre as fases hidrotermais presentes. Dentre elas pode-se destacar sucintamente que:

- a clorita ocorre em praticamente todas as rochas e também está na matriz das brechas, envolvendo cristais de turmalina, nódulos e fragmentos de calcopirita;
- os cristais de calcopirita envolvem os de magnetita e, muitas vezes, preenchem interstícios entre cristais de magnetita. Quando associados à siderita, encontram-se normalmente preenchendo os interstícios desta;
- a calcopirita e a bornita normalmente estão associadas, sendo difícil determinar relações temporais entre esses minerais. A pirita ocorre associada à calcopirita, mas raras ocorrências foram observadas neste estudo, não sendo possível observar essa relação;
- calcita e quartzo ocorrem dispersos na rocha e principalmente na forma de veios que cortam as rochas, muitas vezes na forma de *stockwork*, sugerindo serem posteriores, além da presença de quartzo euédrico em alguns veios;

- a biotita é observada nas brechas magnetíticas e ocorre em fraturas e em torno de fragmentos, associada à clorita, stilpnomelana e fluorita (esta ocorrendo muitas vezes como cristais euédricos);
- os anfibólios apresentam-se euédricos e ocorrem na matriz magnetítica e também em forma de finas agulhas inclusos na calcopirita, sugerindo serem do estágio final da alteração;
- a ferropirosmalita ocorre nas brechas magnetíticas principalmente bordejando os fragmentos de formação ferrífera bandada e ao longo de fraturas nas brechas sideríticas e, geralmente, sob a forma de cristais euédricos.

A partir das relações texturais encontradas nas amostras estudadas, pode-se sugerir a provável seqüência de cristalização dos principais minerais da assembléia hidrotermal de Igarapé Bahia. No entanto, dado ao caráter pontual deste trabalho, essa cronologia deve ser confirmada em estudos mais detalhados para se empregar para todo o depósito Bahia, inclusive atentando para possíveis recorrências de precipitação de alguns destes minerais.

**Tempo relativo:**     precoce -----tardio  
**Minerais:**            *Clorita* → *magnetita* → *turmalina* → *calcopirita/bornita* → *siderita* →  
                               → *ferropirosmalita/anfibólio/biotita/fluorita/minerais ricos em ETR e*  
                               *urânio* → *quartzo* → *calcita*.

O ouro não foi observado nas rochas estudadas, mas sua presença é indiretamente notada através dos resultados analíticos e também encontra-se descrito nos trabalhos de Sachs (1993) associado à bornita, covelita e calcocita, da Sutech (1996) associado à monazita em matriz hidrotermal e de Lyndenmayer & Bocalon (1997) na estrutura da calcopirita.

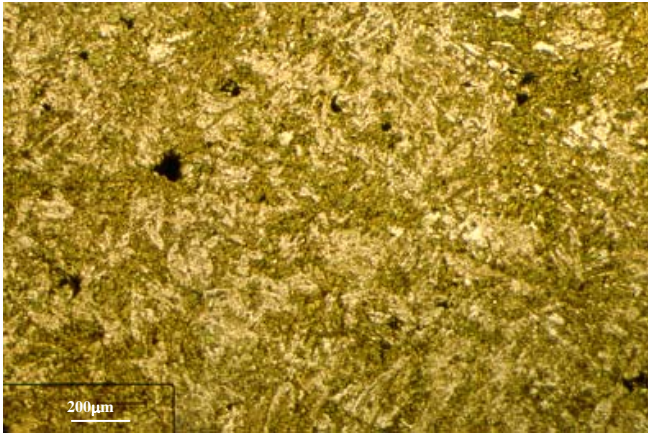


Foto 3 - Fotomicrografia de rocha metabásica cloritizada com granulometria fina e textura subofítica. F352/ACP 194,10m Nicóis Paralelos (NP)

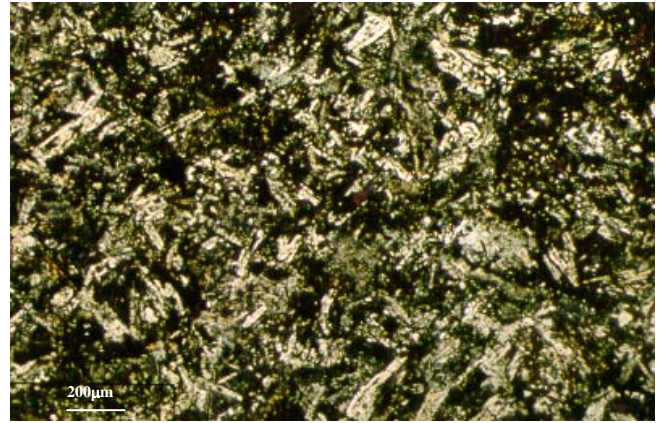


Foto 4 - Fotomicrografia de rocha metabásica cloritizada com granulometria fina e textura subofítica. F352/ACP 194,10m Nicóis Cruzados (NX)

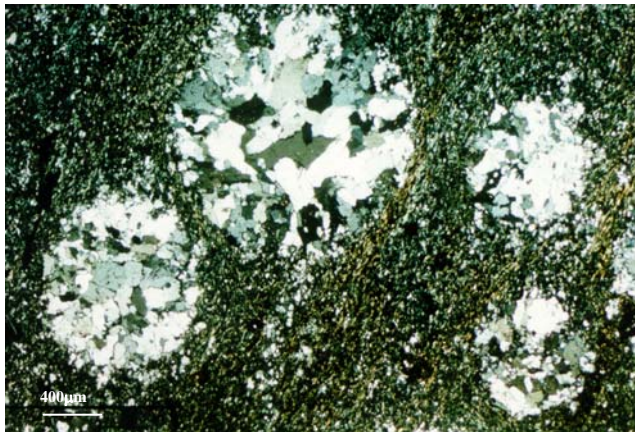


Foto 5 - Fotomicrografia de amígdalas preenchidas por quartzo, clorita e cp ,em fragmento do arcabouço de brecha siderítica F352/ACP 122,95m NX

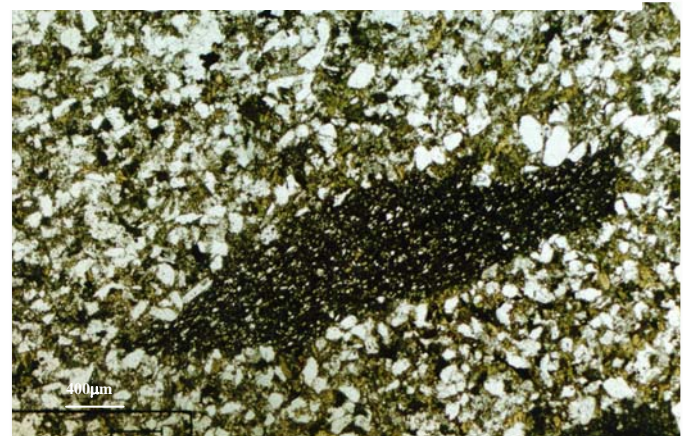


Foto 6 - Fotomicrografia de fragmento de púmice em tufo de cristais. F9/ACP 163,80m NP



Foto 7 -Tufo de cristais F385/CT 141,00m

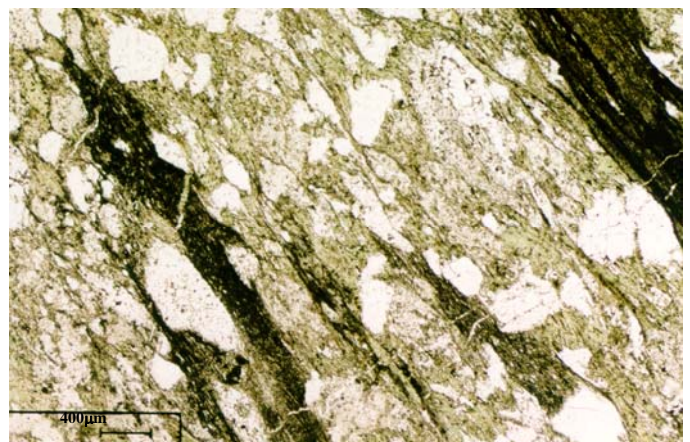


Foto 8 - Fotomicrografia de tufo de cristais com estruturas tipo fiamme. F349/ACP 540,60m NP

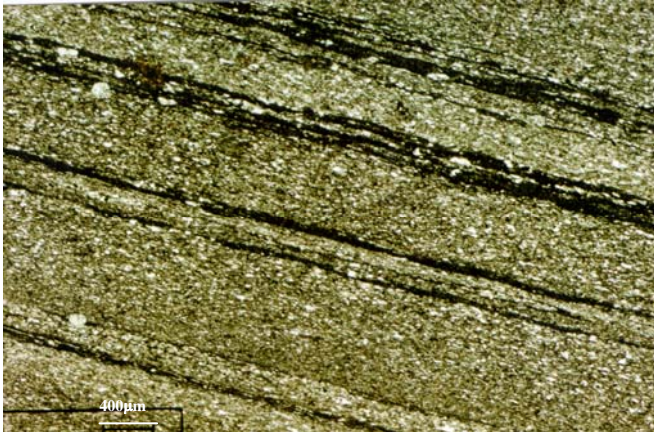


Foto 9 - Fotomicrografia de tufo laminado.  
F9/ACP264,40m NP

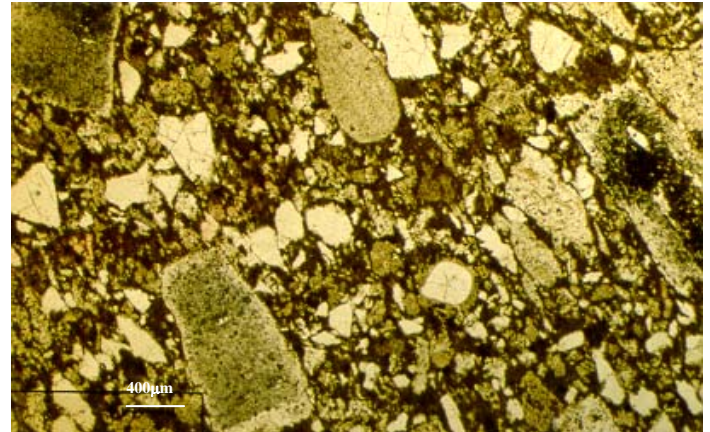


Foto 10 - Fotomicrografia de tufo de lapilli com fragmentos diversos e mostrando orientação de fluxo. F346/ACP 119,80m NP

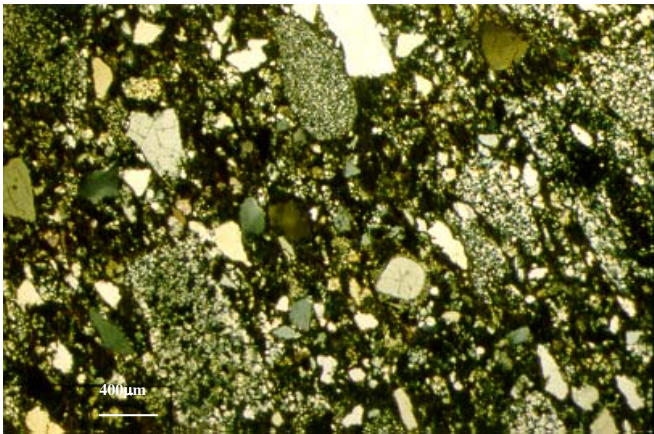


Foto 11 - Fotomicrografia de tufo de lapilli com fragmentos diversos e mostrando orientação de fluxo. F346/ACP 119,80m NX

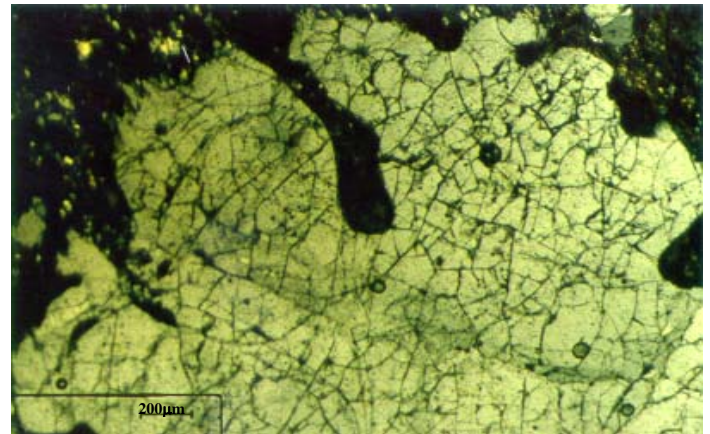


Foto 12 - Fotomicrografia de grão de quartzo com borda de corrosão em tufo de lapilli. F346/ACP 119,80m NP

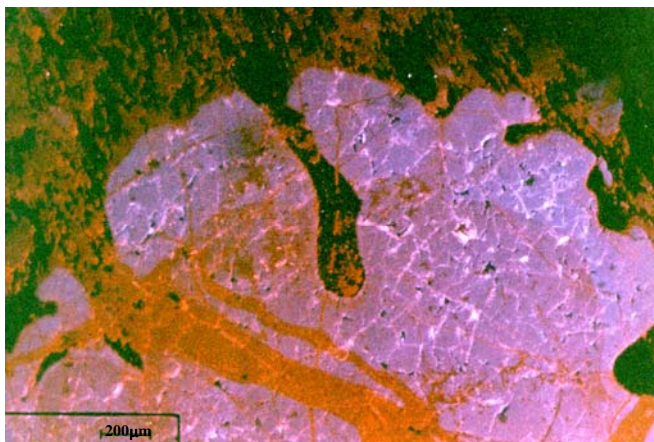


Foto 13 - Fotomicrografia de quartzo vulcânico com bordas de corrosão sob catodoluminescência F346/ACP 119,80m NP

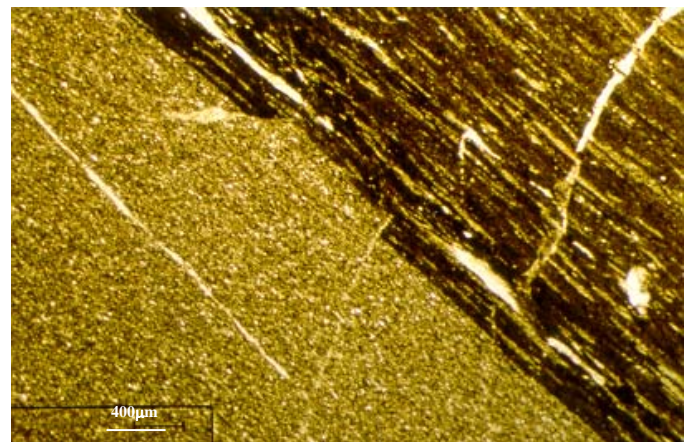


Foto 14 - Fotomicrografia de metarritimo. Detalhe do contato entre as bandas. F365/CT 142,75m NP.



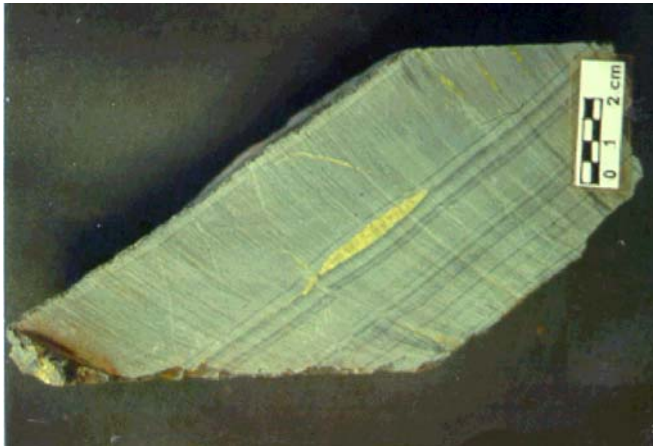


Foto 15 - Metarritimito com nódulo de calcopirita paralelo ao bandamento F384/CT 201,50m

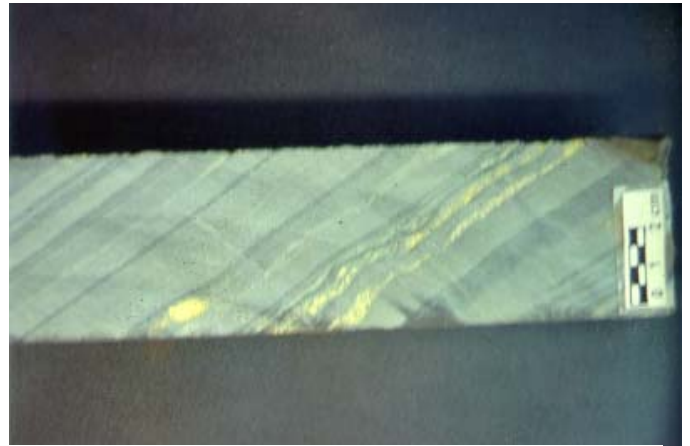


Foto 16 - Metarritimito com nódulo e laminações de calcopirita paralelos ao bandamento F391/CT 315,50m



Foto 17 - Metarritimito com microfalhas deformando as laminações. F378/CT 201,50m

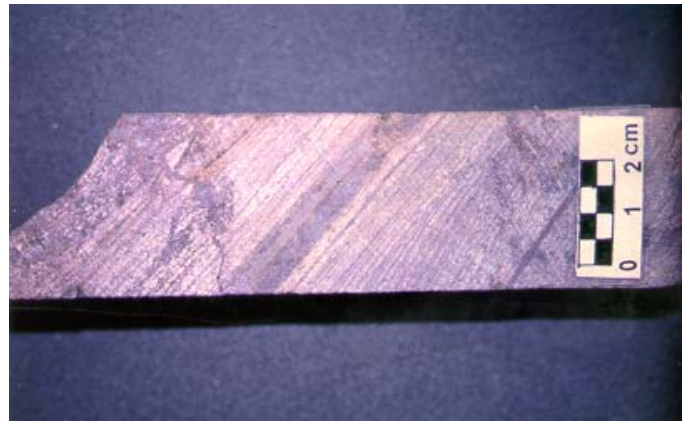


Foto 18 - Formação ferrífera bandada oxidada. F348/ACP 82,00m

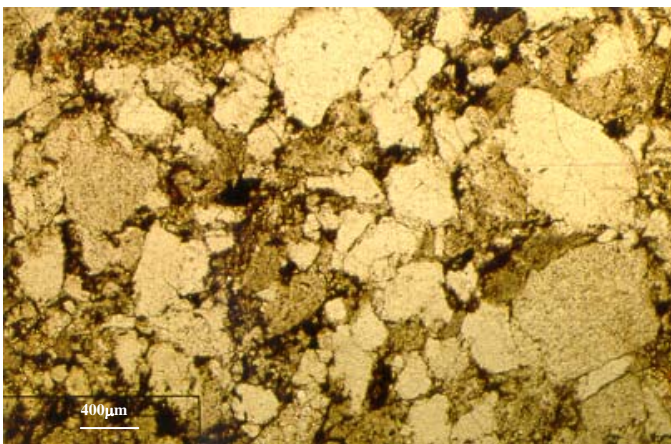


Foto 19 - Fotomicrografia de metarenito quartzoso F374/CT 111, 70m NP



Foto 20 - Metaconglomerado polimítico cloritizado. F385/CT 138,00m



Foto 21 - Fragmento de rocha vulcânica com grão de quartzo euédrico do arcabouço de metaconglomerado F385/CT-138,00m

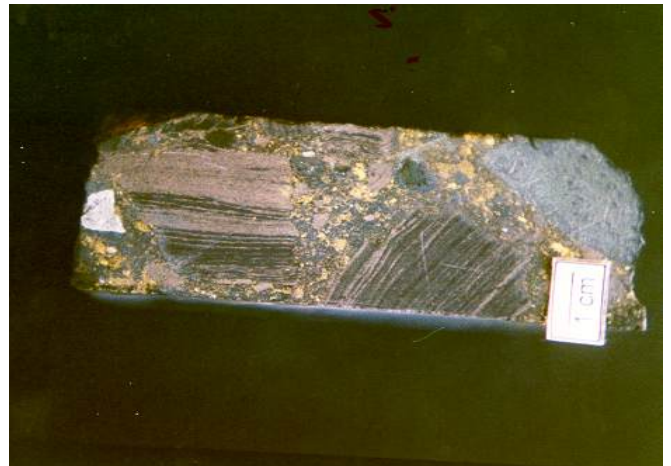


Foto 22 - Brecha heterolítica magnetítica, com fragmentos de formação ferrífera, rocha metabásica e quartzoso. Matriz rica em magnetita, calcopirita e bornita. F353/ACP 178,00m

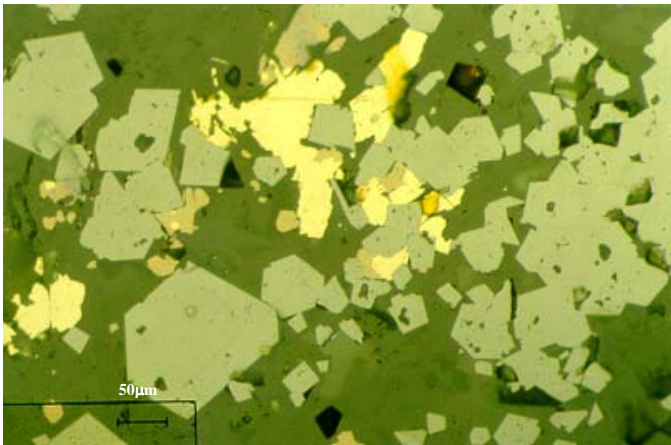


Foto 23 - Fotomicrografia da matriz de brecha magnetítica, com magnetita euédrica, calcopirita e subordinadamente bornita. F353/ACP 178,00m NP

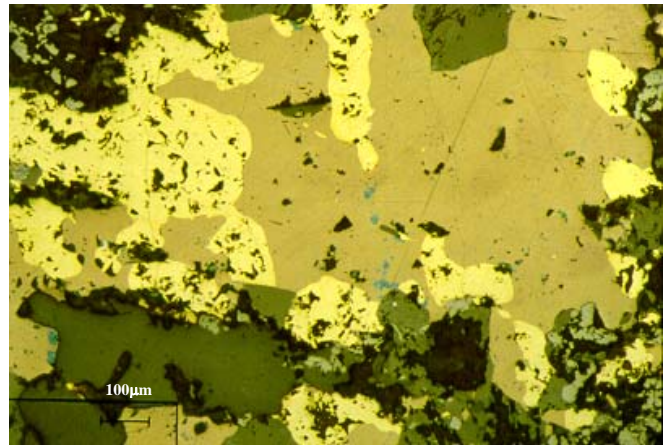


Foto 24 - Fotomicrografia de calcopirita associada a bornita em matriz de brecha magnetítica F340/ACP 134,10m NP

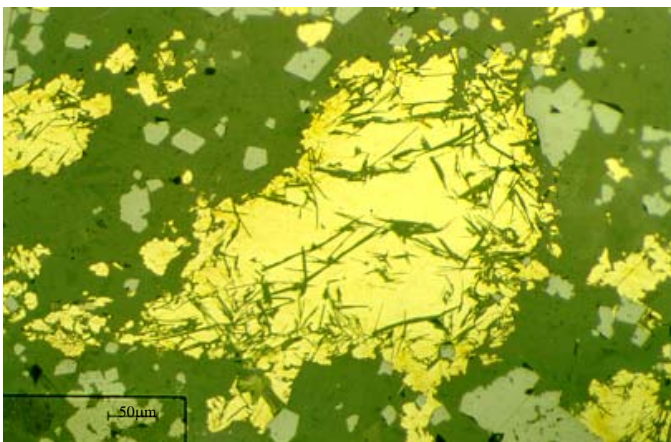


Foto 25 - Fotomicrografia de finas ripas de anfibólio inclusas em calcopirita na matriz de brecha magnetítica. F353/ACP 178,00m NP

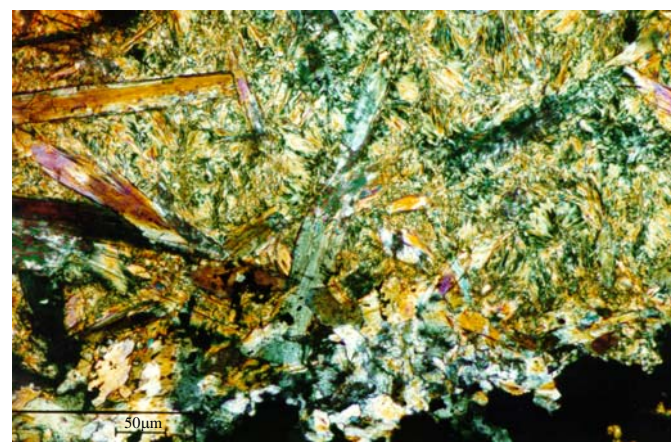


Foto 26 - Fotomicrografia de ripas de anfibólio em matriz de brecha magnetítica F 353/ACP 184,70m NX



Foto 27 - Brecha heterolítica siderítica com fragmentos orientados. F352/ACP 101,60m



Foto 28 - Brecha com fragmentos orientados e matriz clorítica - F357/ACP 99m

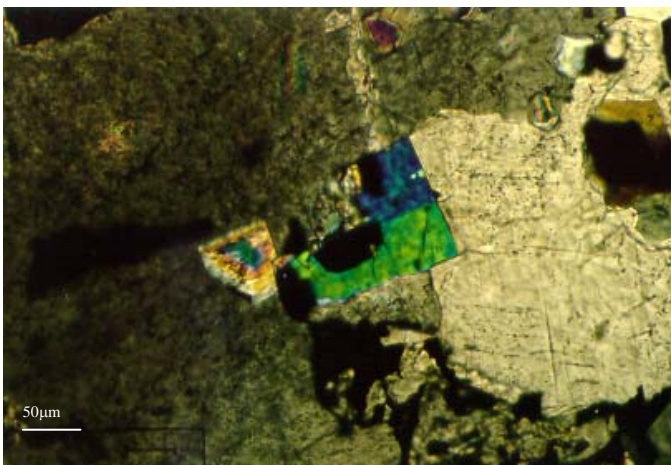


Foto 29 - Fotomicrografia de cristais euédricos de ferropirosmalita ao longo de fraturas em brecha siderítica. F349/ACP 480,40m

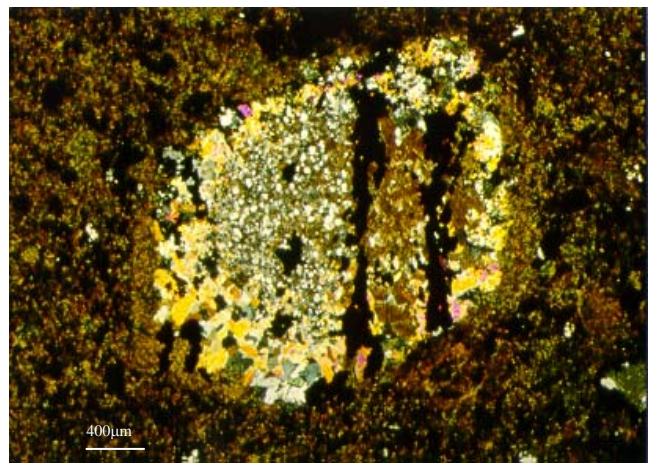


Foto 30 - Fotomicrografia de cristais de ferropirosmalita bordejando fragmento de formação ferrífera bandada em brecha magnética F353/ACP 178m NX

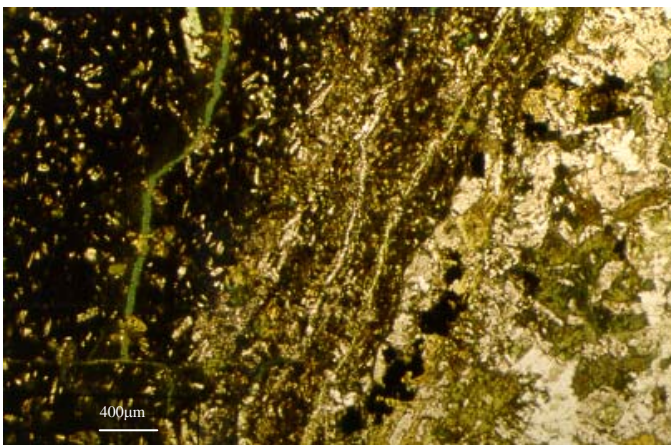


Foto 31 - Fotomicrografia de fragmento de rocha vulcânica em metadiorito, F349/ACP 576,90m NX

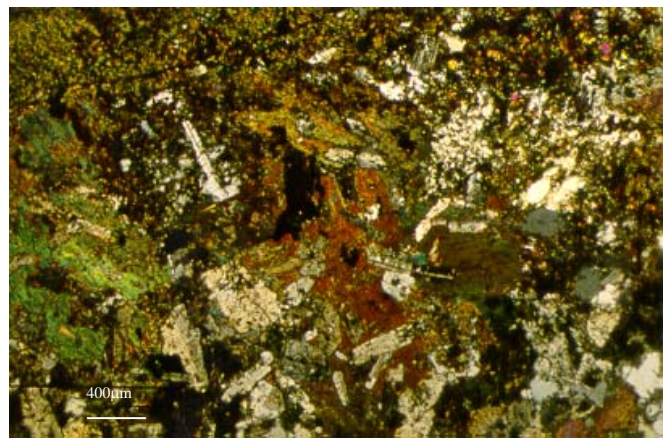


Foto 32 - Fotomicrografia de metadiorito, com textura ofítica F349/ACP 576,90m NX

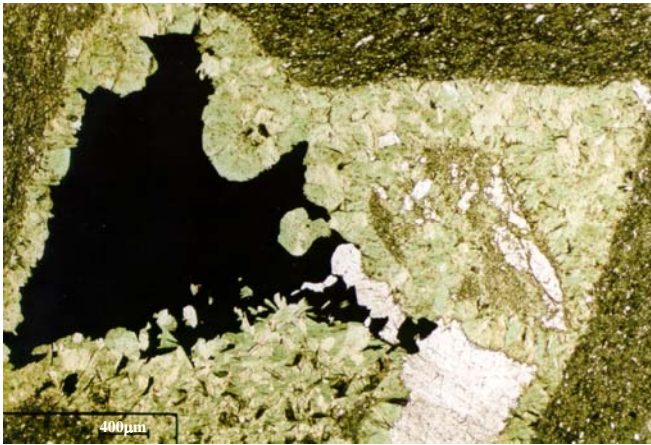


Foto 33 - Fotomicrografia mostrando cloritização da rocha, tanto nos fragmentos de granulometria fina, quanto em franja bordejando calcopirita. F384/CT 248,10m NX

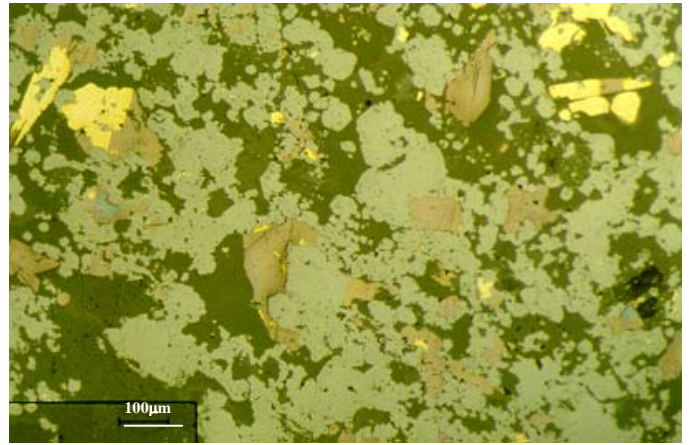


Foto 34 - Fotomicrografia de magnetita anédrica associada a bornita e calcopirita na matriz de brecha magnetítica. F353/ACP NP

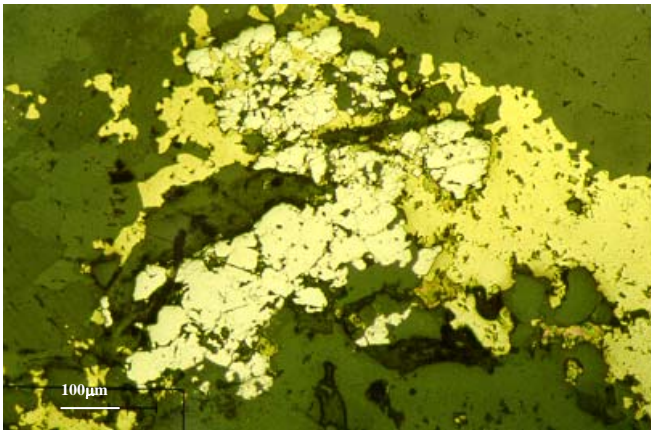


Foto 35 - Fotomicrografia mostrando calcopirita associada a pirita. F349/ACP 434,05m NP



Foto 36 - Rocha metavulcânica com veios de quartzo e carbonato em *stockwork*. F391/CT 422m

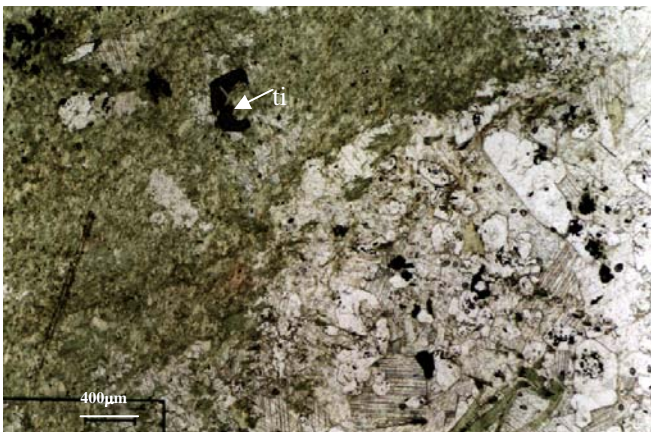


Foto 37 - Rocha metabásica hidrotermalizada, constituída basicamente por clorita e cortada por veios de quartzo e carbonato. Detalhe óxido de titânio (ti). F391/CT 404,20m NP

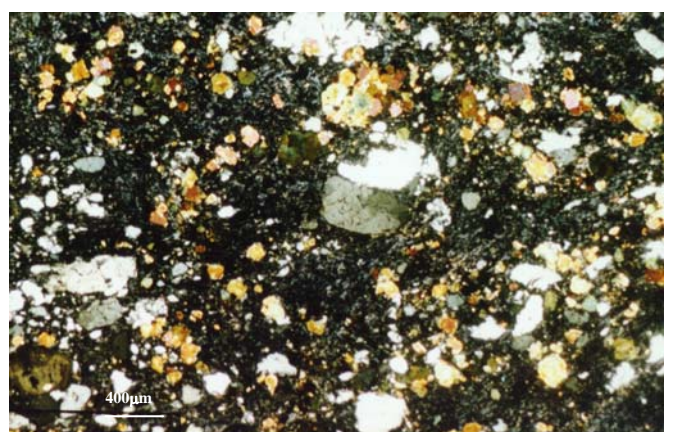


Foto 38 - Fotomicrografia de turmalização intensa na matriz hidrotermal. F352/ACP 162,90m NX



Foto 39 - Fotomicrografia de cristal de turmalina euédrico e zonado em matriz clorítica. F352/ACP NP

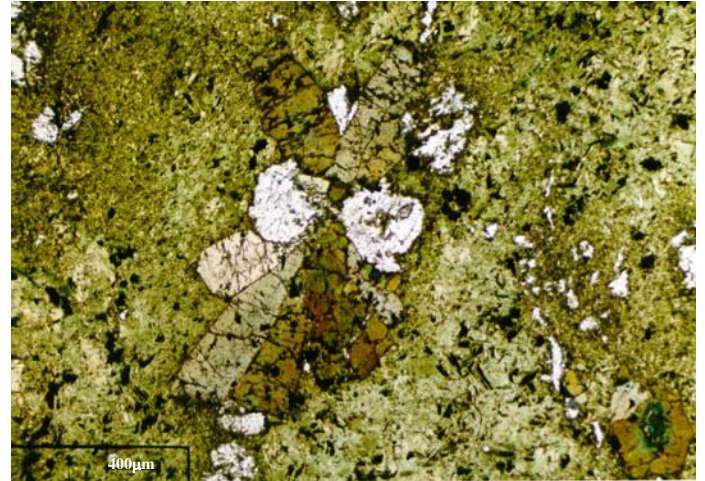


Foto 40 - Fotomicrografia de agregado radial de turmalina em matriz clorítica. NP

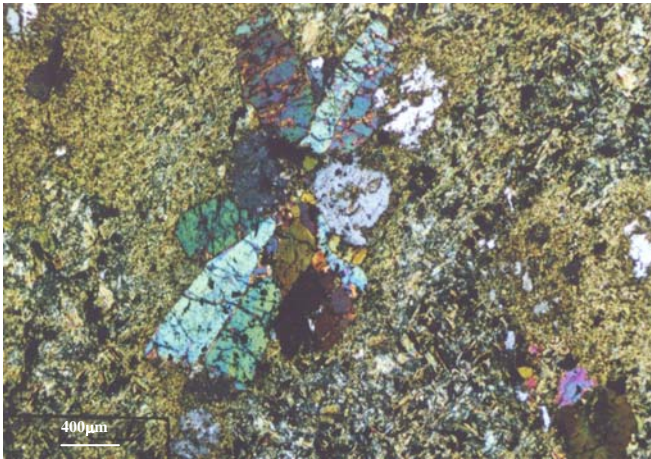


Foto 41 - Fotomicrografia de agregado radial de turmalina em matriz clorítica. F352/ACP 185,90m NX

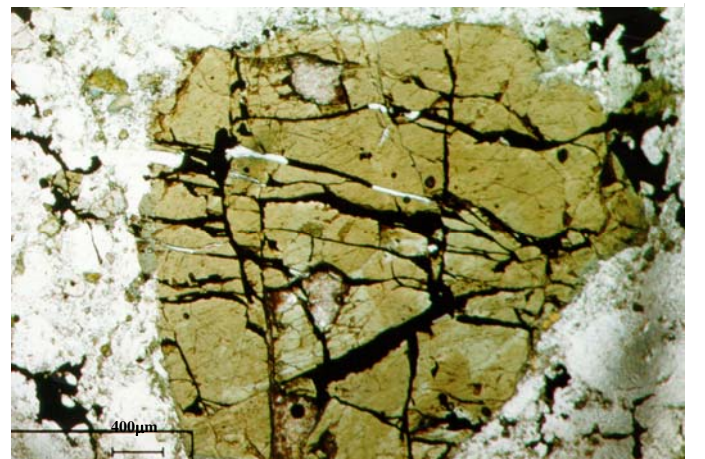


Foto 42 - Fotomicrografia de cristal de turmalina com fraturas preenchidas por calcopirita. F352/ACP 162,90m NP

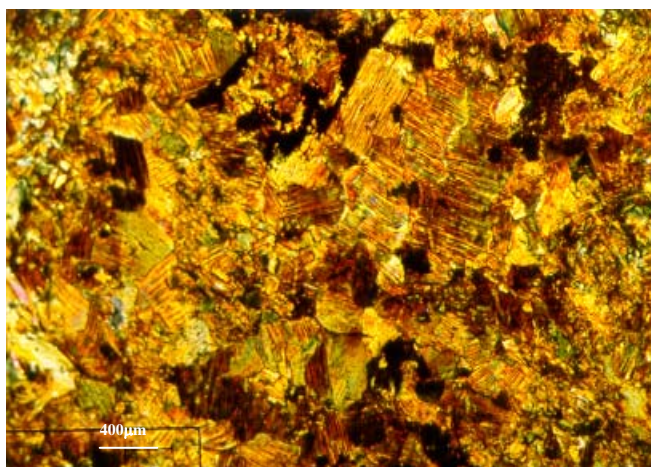


Foto 43 Fotomicrografia de biotita em brecha magnetítica. F 353/ACP 184,70m NX



Foto 44 - Fotomicrografia mostrando biotitização associada a carbonatação e cloritização. F346/ACP 253,65 NP

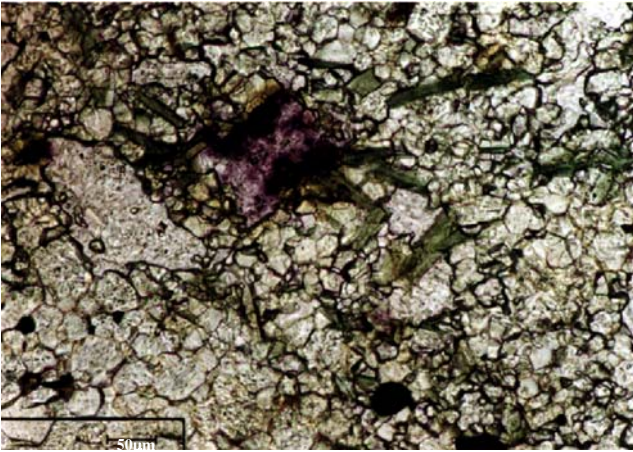


Foto45 - Fotomicrografia de fluorita em matriz carbonática. F352/ACP 126,90m NP.

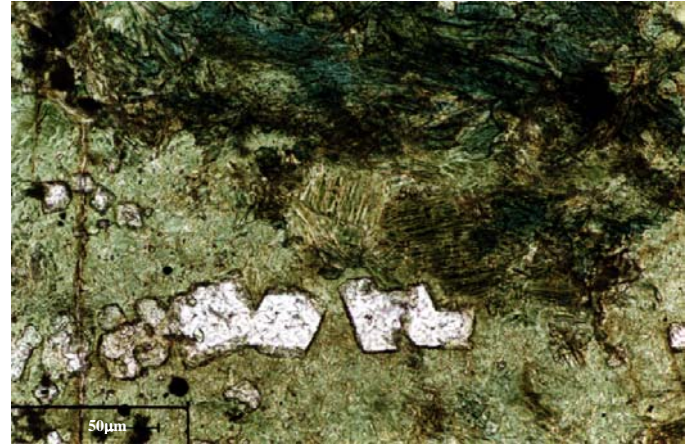


Foto 46 - Fotomicrografia de fluorita associada a biotita e clorita em matriz de brecha magnetítica F353/ACP 184,70m NP.

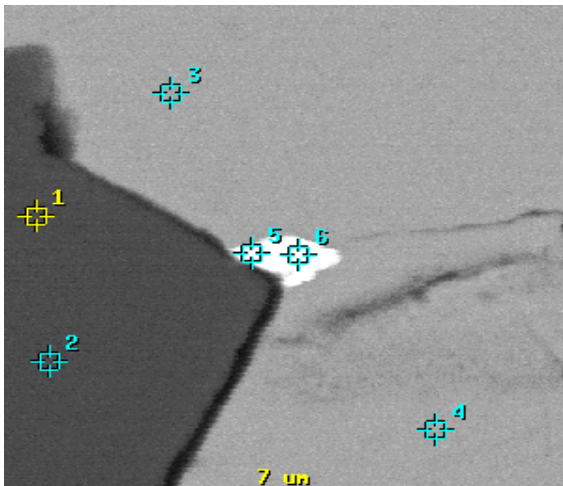


Foto 47 - Imagem de elétrons retroespalhados de possível telureto de prata (5 e 6) em brecha siderítica associado magnetita (1 e 2) e calcopirita (3 e 4). F352/ACP 126,90m.

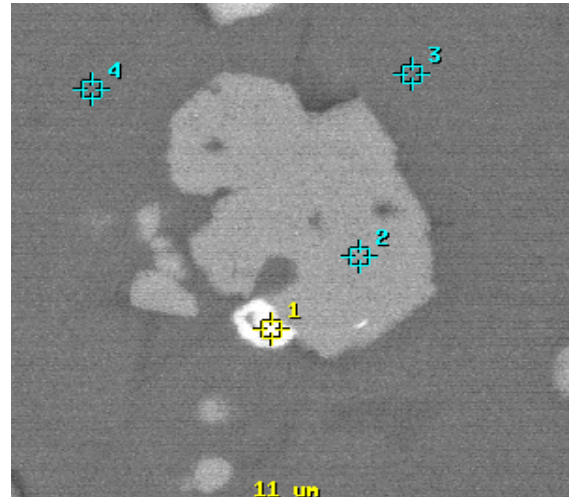


Foto 48 - Imagem de eletróns retroespalhados de mineral rico em urânio (1) associado a magnetita (2) e ganga (3 e 4). F352/ACP 126,90m

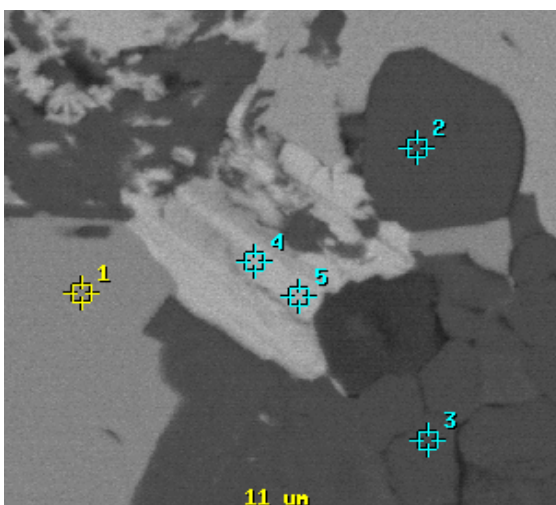


Foto 49 - Imagem de elétrons retroespalhados de mineral rico em Ce e La (4 e 5), associado a apatita (2 e 3) e calcopirita (1) em brecha siderítica. F352/ACP 126.90m

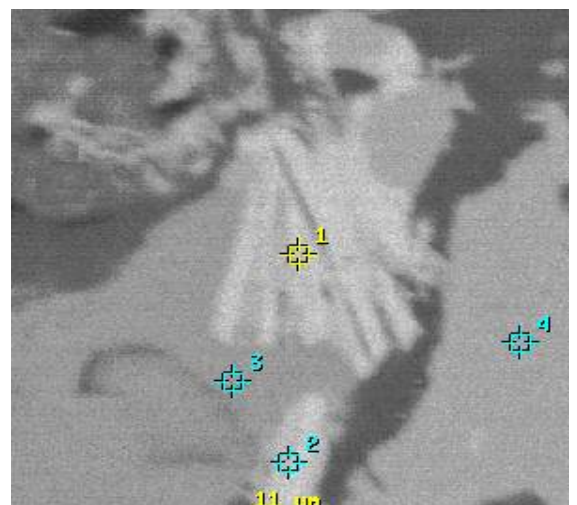


Foto 50 - Imagem de elétrons retroespalhados de mineral rico em Ce e La (1 e 2) associado a calcopirita (3 e 4) em brecha siderítica. F352/ACP 126.90m

## CAPÍTULO 5

### QUÍMICA MINERAL

---

As análises por microsonda eletrônica foram realizadas nos laboratórios da Universidade de Brasília e da CVRD/SUTEC. Essas análises tiveram como objetivo identificar algumas fases minerais não identificadas sob o microscópio óptico convencional e caracterizar a composição química de alguns minerais, relacionados à alteração hidrotermal, buscando com isso obter informações sobre as condições da alteração. Os minerais analisados foram: clorita, turmalina, carbonato, ferropirosmalita, anfibólio e stilpnomelana.

#### 5.1 CLORITA

Foram realizadas 57 análises pontuais em cloritas de 15 lâminas delgadas. De acordo com a classificação de Hey (1954), as cloritas analisadas no depósito Igarapé Bahia seriam ripidolita e dafinita e, subordinadamente, brunsvigita (Fig. 8). Segundo a classificação simplificada de Bailey (1980), a qual está relacionada à ocupação do cátion octaédrico divalente, a composição dessas cloritas se posiciona dentro da solução sólida clinocloro-chamosita, que apresenta expressão geral  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_5 \text{Al}^{\text{VI}} (\text{Si}_3\text{Al}^{\text{IV}}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ . Praticamente, quase a totalidade das amostras se classifica como chamosita (Fig. 9).

A técnica empregada nas análises da clorita não permitiu a distinção entre  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Fe}^{+3}$ . Por isso, este estudo considera todo o ferro presente como  $\text{Fe}^{+2}$ , o que pode ser justificado, uma vez que na maioria das cloritas reportadas na literatura, o  $\text{Fe}^{+3}$  normalmente constitui menos que 5% do ferro total (Foster 1962, Deer et al. 1962). As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 36 oxigênios (O) e a água calculada com base em 16 OH (Anexo III).

Laird (1988) introduziu o diagrama  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Mg}+\text{Fe}) \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  para mostrar que a rocha original pode ser identificada a partir da química da clorita. No depósito de Igarapé Bahia, as cloritas analisadas, representativas de diferentes tipos litológicos, foram plotadas nesse diagrama (Fig. 10) e, deste modo, dois grupos distintos de clorita puderam ser observados. Um grupo com a razão  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  variando de 0,10 a 0,15, o que corresponde a análises de cloritas de brechas mineralizadas e um segundo grupo que varia de 0,28 a 0,56, referentes a análises de cloritas de rochas encaixantes e também de brechas mineralizadas.

Esses campos, entretanto, quando comparados com o diagrama de Laird (1988), não permitem identificar a rocha original, uma vez que ocorre a superposição de valores de análises de clorita nos campos de ocorrência de rochas máficas, pelíticas e félsicas.

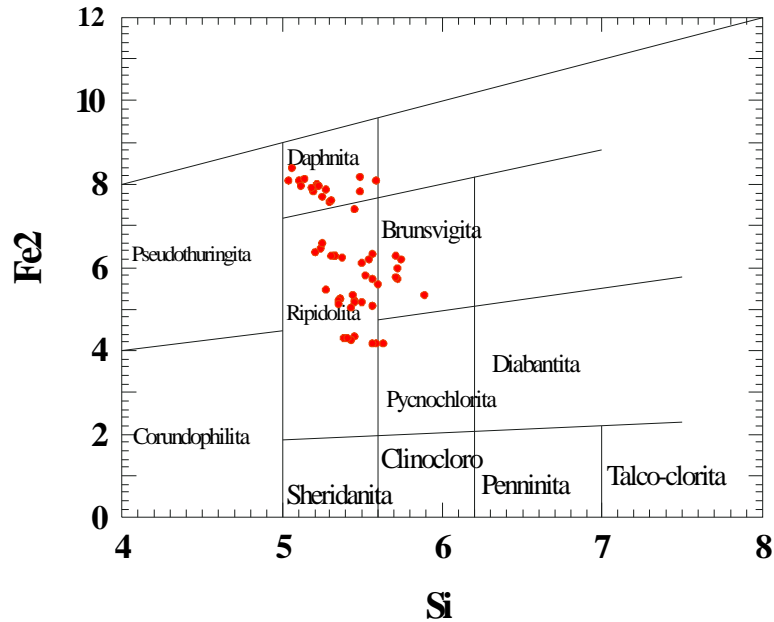


Figura 8 - Classificação das cloritas de rochas do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, segundo diagrama de Hey (1954).

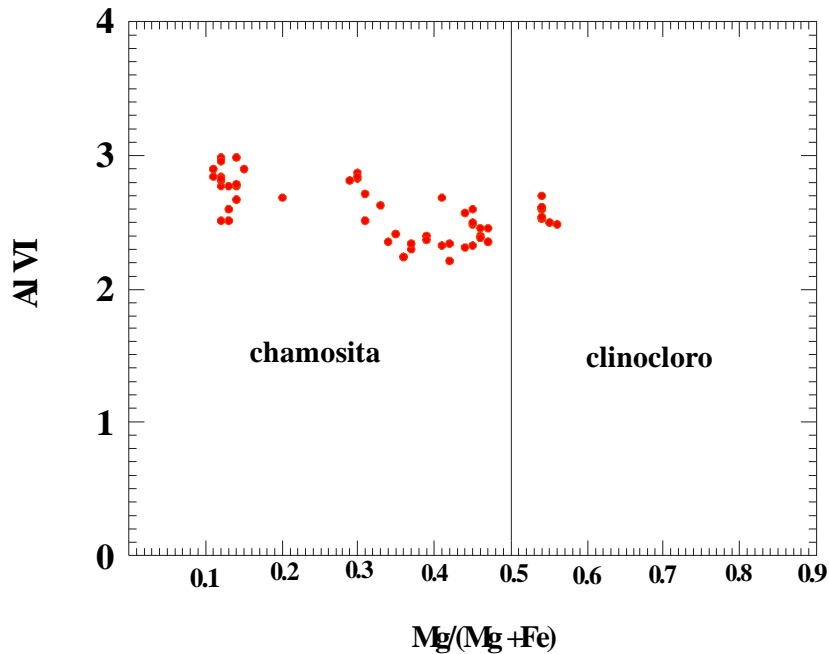


Figura 9 - Classificação das cloritas através do diagrama simplificado de Bailey (1980)



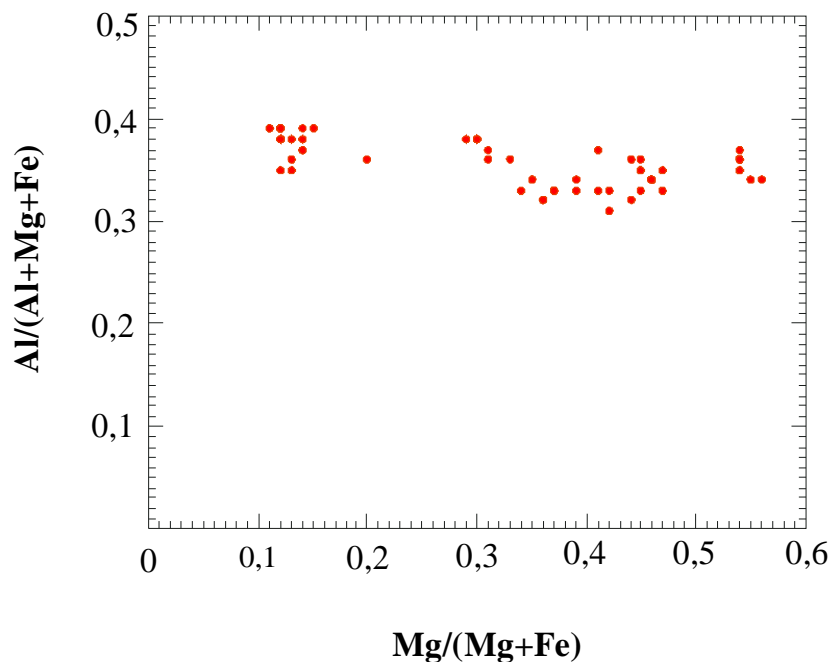


Figura 10 - Diagrama  $Al/(Al + Mg + Fe)$  e  $Mg/(Mg + Fe)$  para os valores das cloritas analisadas.

O  $Al^{IV}$  varia de 2,11 a 2,96 para as cloritas analisadas e o  $Al^{VI}$  varia de 2,20 a 2,99. A razão  $Al^{IV}/Al^{VI}$  é próxima da unidade, gerando que o balanço de carga de substituição do  $Al^{IV}$  por silício é acompanhado pela substituição do  $Al^{VI}$  por ferro ou manganês na camada octaédrica e que o  $Fe^{3+}$  é geralmente baixo nessas cloritas.

O  $Al^{IV}$  foi plotado com a razão  $Fe/(Fe + Mg)$  para todas as cloritas e o resultado mostra que há um aumento simultâneo do  $Al^{IV}$  e da razão  $Fe/(Fe + Mg)$ .

Cathelineau & Nieva (1985) estudaram o sistema geotermal de Los Azufres, México, e mencionaram que a clorita constitui o principal produto de alteração hidrotermal de rochas andesíticas. Esses autores determinaram a composição da clorita por análises de microsonda eletrônica em amostras de diferentes profundidades. A temperatura de cristalização da clorita foi estimada a partir de medidas de perfilagem e de geotermômetros aquosos (assumindo a temperatura atual como muito próxima da temperatura de cristalização) ou de dados microtermométricos de inclusões fluidas encontradas em fases minerais (p. ex. quartzo). A temperatura encontrada variou de 130 a 310° C, ao longo do intervalo amostrado (Cathelineau 1988). Cathelineau & Nieva (1985) verificaram uma correlação positiva entre o  $Al^{IV}$  e a temperatura e sugeriram que o  $Al^{IV}$  poderia ser utilizado como geotermômetro nesse sistema, desde que nenhum outro parâmetro termodinâmico (composição total da rocha, natureza dos fluidos hidrotermais, pressão) variasse significativamente.

Cathelineau (1988) propôs a seguinte relação entre a temperatura (°C) e  $Al^{IV}$  :

$$T = -61,92 + 321,98 Al^{IV}$$

O referido autor sugere que essa equação tem potencial para ser usada como geotermômetro de aplicabilidade geral em cloritas diagenéticas, hidrotermais e metamórficas, porque o  $Al^{IV}$  parece ser independente do litotipo.

Kranidiotis & Maclean (1988) modificaram a equação acima, calculando o valor de  $Al^{IV}$  corrigido e levando em conta a variação na razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , como segue:

$Al^{IV}_{\text{corrigido}} = Al^{IV}_{\text{medido}} + 0,7[Fe/(Fe+Mg)]$  e a temperatura calculada, conforme a equação:  **$T = 106 Al^{IV}_{\text{corrigido}} + 18$** . Esses autores argumentaram que esta equação é aplicável em situações em que a clorita se desenvolve em ambientes saturados em alumínio, isto é, na presença de outros minerais aluminosos.

As análises de microsonda eletrônica realizadas em cloritas no depósito de Igarapé Bahia fornecem uma temperatura de 277 a 415°C, aplicando o geotermômetro proposto por Cathelineau & Nieva (1985) e modificado por Cathelineau (1988). Valores muito próximos são obtidos utilizando-se o geotermômetro com a correção proposta por Kranidiotis & Maclean (1988).

Zang & Fyfe (1995) obtiveram temperaturas entre 200 e 270° C ao estudarem as cloritas deste depósito, mas propuseram uma equação de correção dos valores de  $Al^{IV}$  em relação a razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , o que diminuiu substancialmente a temperatura se comparada com os resultados dos geotermômetros anteriormente descritos. Bocalon *et al.* (1995) estimaram em  $242 \pm 2^\circ$  C a temperatura de equilíbrio para as cloritas utilizando o geotermômetro proposto por Cathelineau (1988).

As temperaturas obtidas no presente trabalho empregando o geotermômetro de Cathelineau (1988) são condizentes com a paragênese observadas nas brechas magnetíticas, todavia estudos mais detalhados poderiam verificar se realmente são válidas para as cloritas que apresentam valores elevados de ferro e se realmente é necessário uma equação que corrija a variação do  $Al^{VI}$  com os valores de ferro. No anexo III, são apresentados os dados das análises da clorita e os valores de temperatura, utilizando-se as equações dos vários geotermômetros propostos.

Caritat *et al.* (1993) analisaram vários geotermômetros para clorita, incluindo o geotermômetro composicional, e concluíram que esse geotermômetro deve ser utilizado com cautela e somente em combinação com métodos alternativos para estimativa de paleotemperaturas.

## 5.2 TURMALINA

Foram realizadas 59 análises pontuais de microsonda eletrônica em turmalinas, as quais se distribuem em praticamente todos os litotipos no depósito Igarapé Bahia (Anexo IV). O boro e o lítio não foram analisados pela microsonda, e desse modo, as fórmulas estruturais foram calculadas com base em 24,5 oxigênios (Henry & Dutron 1996). As turmalinas analisadas tem composição correspondente principalmente à solução sólida schorlita-dravita.

Nos casos onde foram realizadas análises em borda e no centro de turmalinas zonadas, notou-se uma tendência de diminuição do ferro do centro para borda e, em alguns casos, é também bastante evidente o aumento do magnésio e do alumínio da borda para o centro.

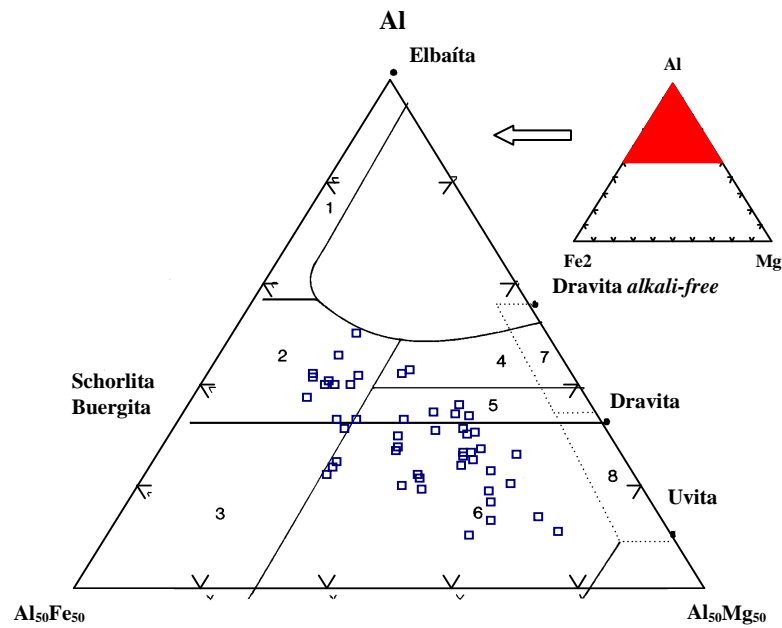
Recentemente vários trabalhos têm reportado importantes correlações de processos pretrogenéticos e mineralizantes a partir da geoquímica de turmalina (Henry & Guidotti 1985, Slack & Coad 1988; Clarke *et al.* 1989; Koval *et al.* 1991, Griffin *et al.* 1996, Slack 1996).

Segundo Henry & Guidotti (1985), a composição das turmalinas reflete a composição química do sistema no qual o mineral se cristalizou. Esses autores propõem os diagramas Al-Fe-Mg e Ca-Fe-Mg, os quais foram divididos em campos a partir da composição química das turmalinas de várias procedências.

As turmalinas analisadas ficam distribuídas no diagrama Al-Fe-Mg (Fig. 11) principalmente em dois campos (campos 2 e 6), que se referem ao campo de turmalinas de rochas granitóides pobres em Li e ao campo de turmalinas de rochas quartzo turmalínicas ricas em Fe<sup>+3</sup>, calcissilicáticas e metapelitos. Quando plotadas no diagrama Ca-Fe-Mg (Fig. 12), as turmalinas ficam situadas principalmente nos campos 2 e 4, que são coincidentes com as das rochas do diagrama anterior.

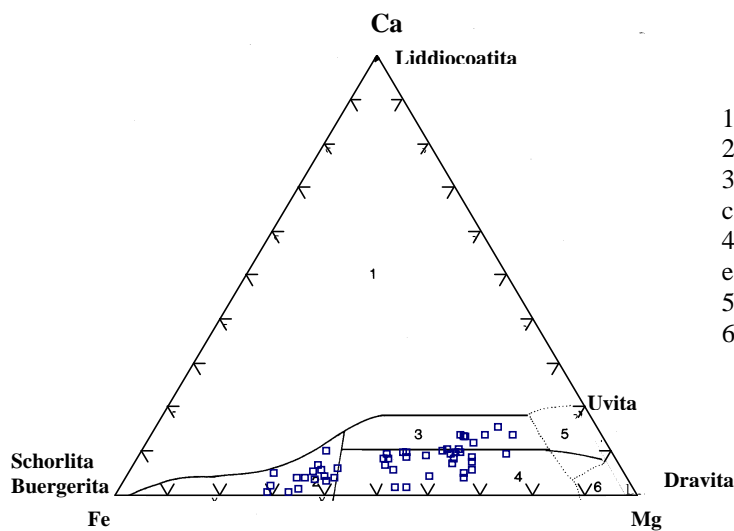
As composições químicas das turmalinas variam consideravelmente (Anexo IV), não sendo possível estabelecer uma relação direta com a rocha encaixante. Essa relação só é clara no caso da turmalina associada às brechas magnetíticas, que são de modo geral mais ricas em ferro.

O zonamento composicional detectado nas turmalinas podem caracterizar variações na composição do fluido ou variações na relação fluido/rocha, o que pode gerar imprecisões para relacioná-la com a rocha encaixante (Henry & Guidotti 1985).



- 1 – Granitóides ricos em Li;
- 2 – Granitóides pobres em Li;
- 3 – Rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe<sup>3+</sup>;
- 4 – Metapelitos/psamitos coexistindo com fase Al;
- 5 – Metapelitos/psamitos não coexistindo com fase Al;
- 6 – Rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe<sup>3+</sup>, calcissilicáticas e metapelitos;
- 7 – Metaultramáficas;
- 8 – Metapiroxenitos e metacarbonatos

Figura 11 - Diagrama Al-Fe-Mg das turmalinas do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia (modificado de Henry & Guidotti 1985).



- 1 – Granitóides ricos em Li;
- 2 – Granitóides pobres em Li;
- 3 – Metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e calcissilicáticas;
- 4 – Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas;
- 5 – Metacarbonatos;
- 6 – Metaultramáficas

Figura 12 - Diagrama Ca-Fe-Mg das turmalinas do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia (modificado de Henry & Guidotti 1985).

### 5.3 CARBONATO

Identificam-se basicamente três variedades de carbonato: calcita, siderita e ankerita. As calcitas ocorrem com grande frequência em veios que cortam a mineralização e nas rochas metabásicas e brechas silicosas. A siderita ocorre principalmente em brechas e hidrotermalitos mineralizados. São observados teores de Mn que chegam 4,31% (percentagem peso) de MnO. (Anexo V).

### 5.4 FERROPIROSMALITA

Foram realizadas 15 análises pontuais em cristais de ferropirosmalita, as quais encontram-se associadas a brechas carbonáticas e brechas magnetíticas mineralizadas. O cálculo da fórmula estrutural da ferropirosmalita foi realizada com base em 25 (O, OH, Cl) e todo ferro foi considerado como  $Fe^{+2}$ .

O tipo de pirosmalita encontrada no depósito Igarapé Bahia apresenta a relação Mn/(Mn + Fe) variando de 0,03 a 0,08 (Tabela 2), que é muito próxima do membro final ferropirosmalita, descrita por Vaughan (1986). Em todos os grãos de ferropirosmalita analisados, o cloro está presente com teores que oscilam entre 2,77 e 5,38 % peso. Dados sobre a composição química dos minerais da série da pirosmalita, reportados na literatura, apresentam na sua maioria a relação Mn/(Fe+Mn) variando de 0,41 a 0,85.

### 5.5 ANFIBÓLIO

Os anfibólios foram analisados em amostras do furo F353/ACP e estão intimamente associados às porções mais mineralizadas e magnetíticas. De acordo com a classificação de Hawthorne (1981) esses anfibólios podem ser classificados como ferro-hornblenda-actinolítica a ferro hornblenda ( Anexo VI e Fig. 13).

### 5.6 STILPNOMELANA

As análises químicas de stilpnomelana estão reportadas no Anexo.VI. Os cristais observados ocorrem associados à clorita e à biotita, sendo que, em alguns casos, é difícil separá-las opticamente e mesmo com as microanálises alguns valores encontrados não permitem calcular a fórmula estrutural, o que pode sugerir que esteja substituindo a clorita.

Tabela 2 - Composições da ferropirosmalita do depósito Igarapé Bahia (dados de microsonda - % peso) e fórmulas estruturais calculadas com base em 25(O, OH, Cl)

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8
SiO <sub>2</sub>	33,86	33,75	34,18	34,25	33,89	31,92	33,44	34,50	34,56	33,90	34,51	33,91	34,00	34,34	34,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,01	0,02	0,00	0,05	0,01	0,11	0,16	0,14	0,10	0,11	0,26	0,16	0,20
MgO	0,30	0,06	0,17	0,01	0,00	0,32	0,01	0,10	0,16	0,05	0,21	0,07	0,07	0,09	0,22
CaO	0,05	0,14	0,27	0,15	0,04	1,11	0,10	0,08	0,12	0,11	0,12	0,08	0,07	0,09	0,23
MnO	1,55	1,84	1,94	2,03	2,08	2,10	2,14	3,17	3,45	3,95	3,85	2,42	2,88	2,76	3,88
FeO*	50,92	50,75	50,83	50,60	50,61	50,06	50,60	49,48	49,38	48,67	48,69	50,28	49,42	49,86	48,17
Cl	4,30	4,37	4,31	5,05	5,38	4,93	4,83	3,87	2,98	3,38	2,77	4,06	4,23	4,27	3,08
H <sub>2</sub> O**	7,32	7,27	7,38	7,17	7,02	6,94	7,11	7,52	7,79	7,56	7,81	7,39	7,35	7,40	7,76
O=Cl	0,97	0,99	0,97	1,14	1,21	1,11	1,09	0,87	0,67	0,76	0,63	0,92	0,95	0,96	0,70
Total	97,36	97,26	98,12	98,13	97,81	96,29	97,15	97,96	97,93	97,01	97,44	97,41	97,33	98,01	97,55

	Número de cátions na base de 25 (O, OH, Cl)														
Si	6,04	6,04	6,05	6,08	6,06	5,84	6,02	6,08	6,06	6,04	6,07	6,04	6,05	6,07	6,09
Al	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04
Fe	7,59	7,59	7,52	7,51	7,56	7,67	7,61	7,29	7,25	7,25	7,17	7,49	7,35	7,36	7,07
Mn	0,23	0,28	0,29	0,31	0,32	0,32	0,33	0,47	0,51	0,60	0,57	0,36	0,43	0,41	0,58
Mg	0,08	0,02	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,04	0,01	0,05	0,20	0,02	0,02	0,06
Ca	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01	0,22	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04
Cl	1,30	1,32	1,29	1,52	1,63	1,53	1,47	1,16	0,89	1,02	0,83	1,23	1,28	1,28	0,92
OH	8,70	8,68	8,71	8,48	8,37	8,47	8,53	8,84	9,11	8,98	9,17	8,77	8,73	8,72	9,08
Fe/(Fe+Mn)	0,97	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,94	0,93	0,92	0,93	0,95	0,94	0,95	0,92
Mn/(Fe+Mn)	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05	0,08

A = Amostra BAH-F349/ACP -480,40m    B = Amostra BAH-F353/ACP - 178,00m  
 \*todo Fe como FeO  
 \*\* H<sub>2</sub>O calculada inicialmente por diferença e recalculada de OH = (10 - Cl)

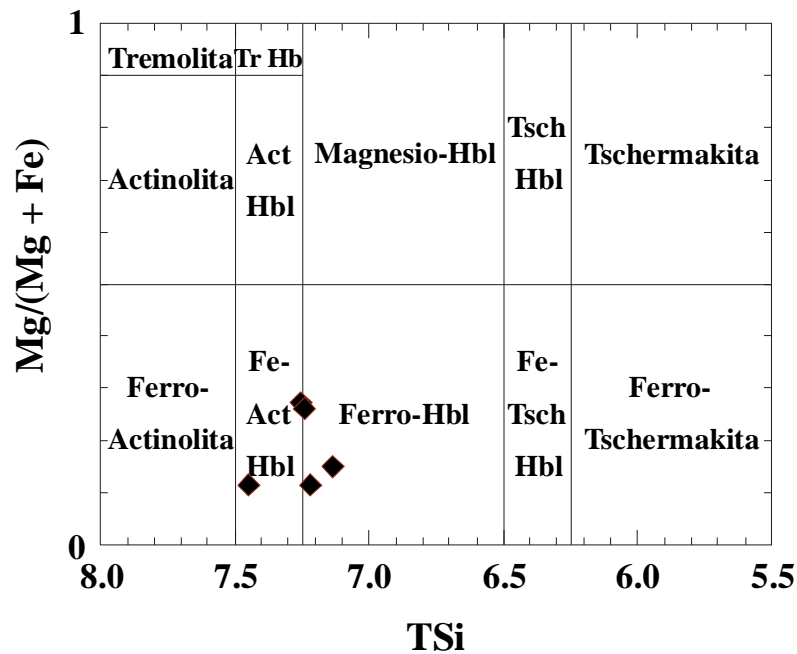


Figura 13 - Classificação dos anfibólios que ocorrem associados a brecha magnética no diagrama Si x Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) de Leake (1978).

## CAPÍTULO 6

# GEOQUÍMICA

---

### 6.1 LITOGEOQUÍMICA

#### 6.1.1 Métodos analíticos

Foram selecionadas e analisadas 22 amostras de rocha de diferentes litologias, coletadas tanto na zona mineralizada sulfetada (carbonática e magnetítica) quanto nas rochas encaixantes que se sobrepõem a zona de brechas mineralizadas. Os principais objetivos destas análises foram caracterizar quimicamente o sistema hidrotermal mineralizante e comparar com o comportamento geoquímico das rochas encaixantes.

As análises químicas apresentadas foram realizadas no laboratório *Actlabs - Activation Laboratories Ltda.*, no Canadá. Os elementos analisados, limites de detecção e métodos utilizados e os dados das análises químicas são apresentados no Anexo VII.

Neste capítulo, também serão discutidos os resultados das análises de Au e Cu realizadas pela CVRD-SUMEN nos furos BAH-F352/ACP, BAH-F353ACP e BAH-F391CT, assim como dados de susceptibilidade magnética (SM), os quais foram também obtidos por esta empresa, utilizando o aparelho *Susceptibility Meter JH-8 da Geoinstruments*, e cedidos para este trabalho. As análises de Au e Cu são realizadas rotineiramente na mina de Igarapé Bahia, usando abertura por fusão copelação para Au e mistura de ácidos fortes (água régia, nítrico concentrado, entre outros) para Cu.

#### 6.1.2 Comportamento dos elementos maiores e traços

##### - rochas mineralizadas

Nas amostras de rochas mineralizadas, o ouro mostrou valores que variam de 0,98 a 7,73ppm. O cobre apresenta valores elevados, chegando a possuir teores maiores que 10% (Anexo VII). De um modo geral, pode-se observar através dos gráficos da Fig. 14 que a zona mineralizada é bem destacada em relação as rochas encaixantes, no que diz respeito aos teores de Cu, Au e valores de SM. O intervalo enriquecido em cobre apresenta também os maiores valores de ouro e de susceptibilidade magnética, denotando certa correlação entre esses elementos e, conseqüentemente, que os mesmos possivelmente pertencem a uma mesma fase

de mineralização. Esta suposição deve ser melhor investigada com um estudo de correlação mais aprofundado, envolvendo uma quantidade maior de furos de sondagem e análise químicas.

O cobre também mostra valores relativamente elevados nas rochas encaixantes (metarritmitos e metatufos), com valores até 1,33%. Esse tipo mineralização foi estudada por Ferreira Filho (1985) e foi considerada como do tipo “*string ore*”.

As rochas mineralizadas posicionadas na interface de rochas vulcânicas com rochas piroclásticas/vulcanoclásticas foram divididas em três tipos principais, em função da caracterização textural e mineralógica dominante macro e microscopicamente e, posteriormente, através dos resultados de análises químicas:

- Tipo I - Brecha heterolítica magnetítica sulfetada;
- Tipo II - Brecha heterolítica carbonática magnetítica sulfetada;
- Tipo III - rocha metavulcânica intensamente hidrotermalizada sulfetada.

Entre as brechas dos tipos I e II não ocorrem variações significativas. Nestas rochas, observa-se principalmente um enriquecimento em Au, Fe, U, Mo, Ag, Cu, Pb, elementos terras raras, principalmente dos leves e relativo aumento de P e Ca, W e o empobrecimento em Zr, Si, Ti. No tipo III, os enriquecimentos são em Au, Cu, U, Ca, P, Mo, W, Ag e Pb, não sendo, portanto, observado o enriquecimento em Fe e elementos terras raras.

#### **- rochas encaixantes**

As rochas analisadas foram metarritmitos, metatufos e metaconglomerados. Nos metarritmitos, observa-se uma composição semelhante à dos sedimentos arqueanos descritos por MacLennan (1982), havendo um enriquecimento em Fe e um empobrecimento em Mg, Ca e Na nas rochas estudadas. Essas rochas são caracterizadas por possuir um enriquecimento em urânio, se comparadas com as rochas de mesma idade descritas por Condie (1993).

Nos metatufos, a composição média é semelhante à dos metarritmitos, porém apresentam maior conteúdo de SiO<sub>2</sub> e menor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, apresentando também mineralização de Cu de baixo teor em algumas amostras.

A análise dos metaconglomerados mostra um valor bastante elevado de SiO<sub>2</sub> (80,3%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,87%) e baixo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,6%), o que reflete a composição dos principais constituintes do arcabouço (fragmentos de *chert* e formação ferrífera bandada).

As formações ferríferas analisadas possuem predominantemente SiO<sub>2</sub> (53 a 61%) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (32 a 42%). A amostra 357/ACP 118,85m encontra-se hidrotermalizada, apresentando teor de Cu de 0,5%, 1,6ppm de Ag.



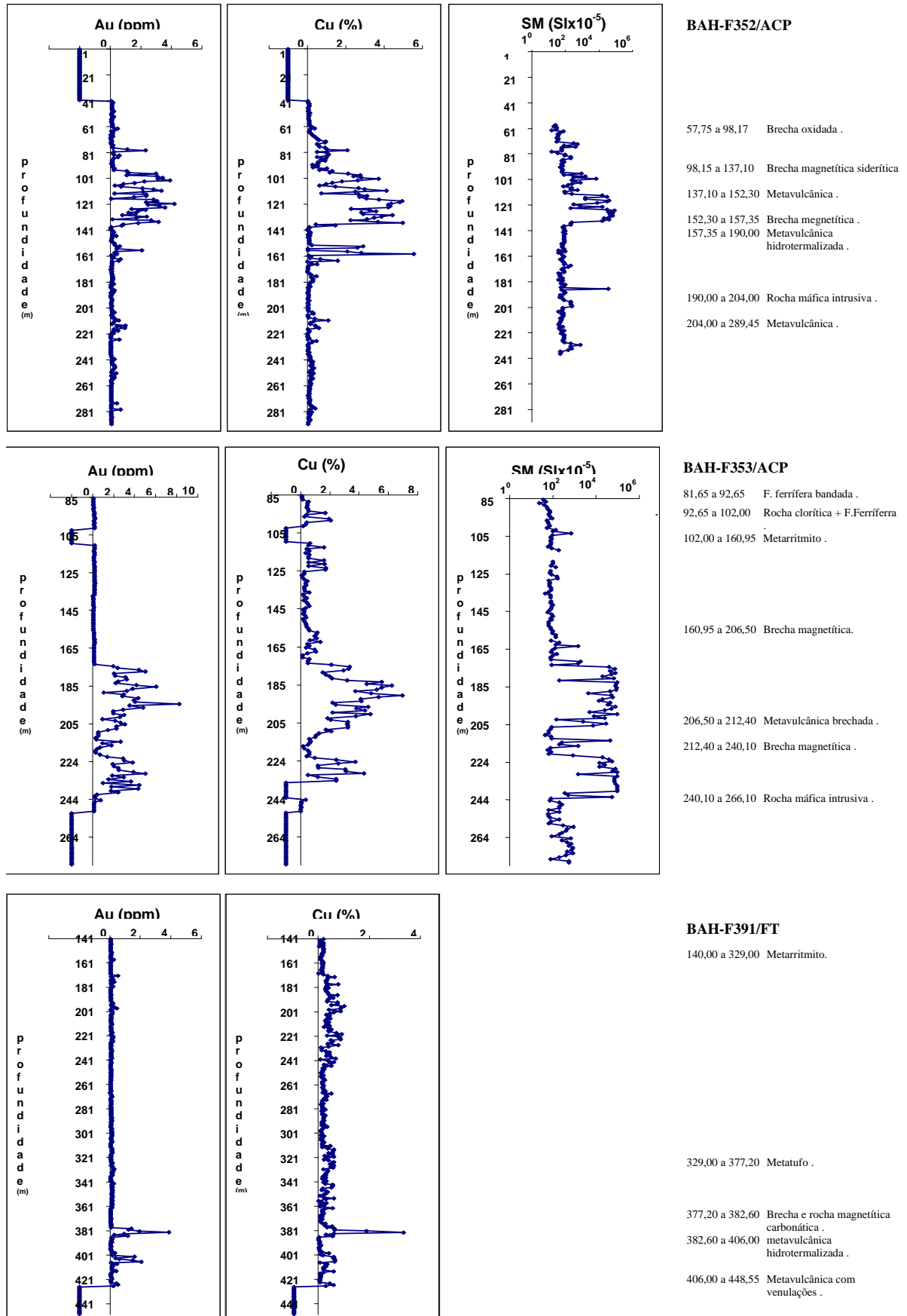


Figura 14: Perfil mostrando os teores de Cu, Au e valores de susceptibilidade magnética em rochas dos furos BAH-F352/ACP, BAH-F353/ACP e BAH-F391/FT (dados fornecidos pela CVRD).

### 6.1.3 Comportamento dos elementos terras raras

O comportamento geoquímico dos elementos terras raras (ETR) tem sido objeto de vários estudos, não somente devido ao seu interesse econômico, mas por ser útil na resolução de problemas petrológicos e mineralógicos (Rollinson 1993). Sua imobilidade relativa em determinados tipos de alteração de rocha tem sido útil para ajudar a estabelecer a natureza ou proveniência da rocha primária. No entanto, estudos recentes mostram que os ETR são móveis em determinados sistemas geoquímicos envolvendo meio aquoso (Henderson 1996), o que é evidenciado pelo aumento da concentração dos ETR em rochas metassomatizadas.

Para os metarritmitos, metatufos e metaconglomerados do depósito de Igarapé Bahia, os padrões de ETR obtidos são próximos aos de rochas metassedimentares arqueanas reportados na literatura ( Taylor & MacLennan 1985, Condie 1993). Em algumas amostras desses litotipos, observa-se um enriquecimento em ETR, relacionados a diferentes graus de intensidade da alteração hidrotermal nas amostras analisadas (Fig. 15).

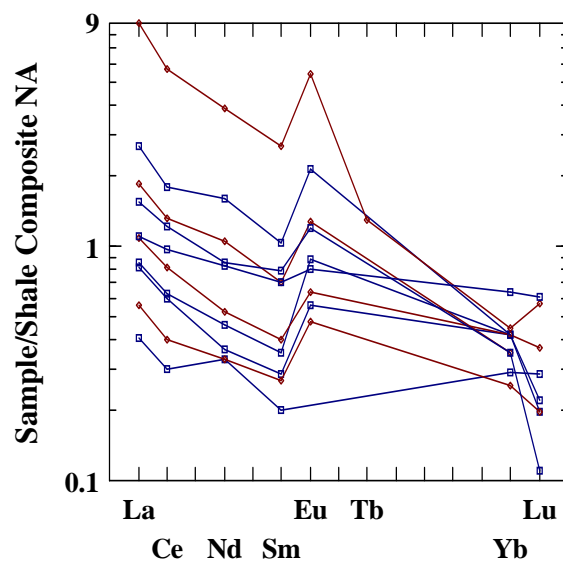


Figura 15 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras nos metarritmitos e metatufos do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, normalizados pelo padrão NASC (Gromet *et al.* 1984).

As formações ferríferas mostram um padrão com anomalia em Eu (Fig. 16) semelhante à maioria das formações ferríferas arqueanas, em rochas submetidas a alterações hidrotermais (Bau 1991 e Bau & Möller 1991).

Uma das amostras de formação ferrífera analisadas encontra-se hidrotermalizada (intensamente cloritizada) e, apesar de apresentar padrão semelhante às demais, nota-se que está enriquecida principalmente nos ETR leves (Fig.16). Além disso, as análises químicas

para essas rochas mostram um enriquecimento em urânio quando comparadas com outras descritas no Arqueano.

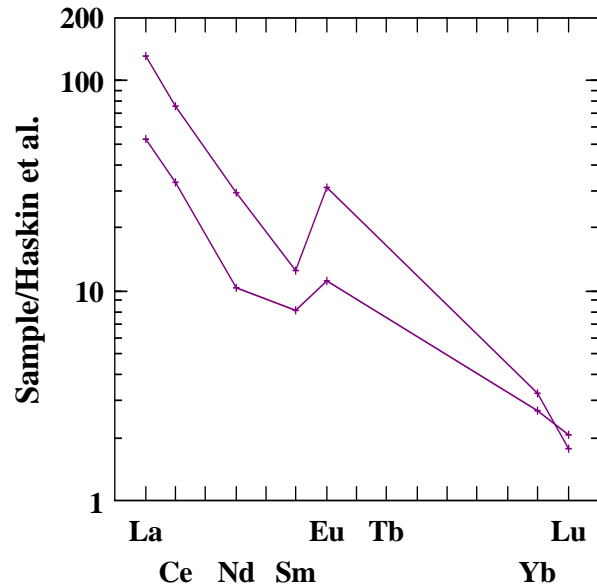


Figura 16 - Distribuição dos elementos terras raras em formação ferrífera bandada. Normalizado pelo condrito. (Haskin *et al.* 1968).

A distribuição dos elementos terras raras no hidrotermalito mineralizado também apresenta expressiva anomalia positiva em Eu (Fig. 17).

O maior enriquecimento em ETR observado nas rochas analisadas ocorre nas brechas mineralizadas, tanto nas carbonáticas quanto nas magnetíticas (Fig. 18). Nessas rochas, o valor de La normalizado chega a 2450, e a razão La/Lu apresenta valores menores que 30 nas encaixantes chegando a mais de 1300 nessas brechas mineralizadas.

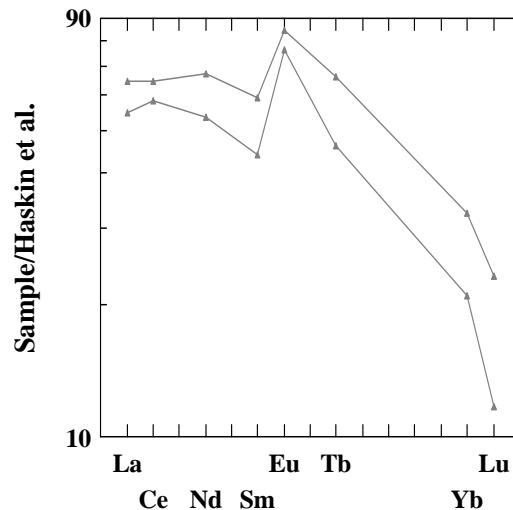


Figura 17 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras em rocha metabásica hidrotermalizada. Normalizada pelo padrão de Haskin *et al.* (1968).

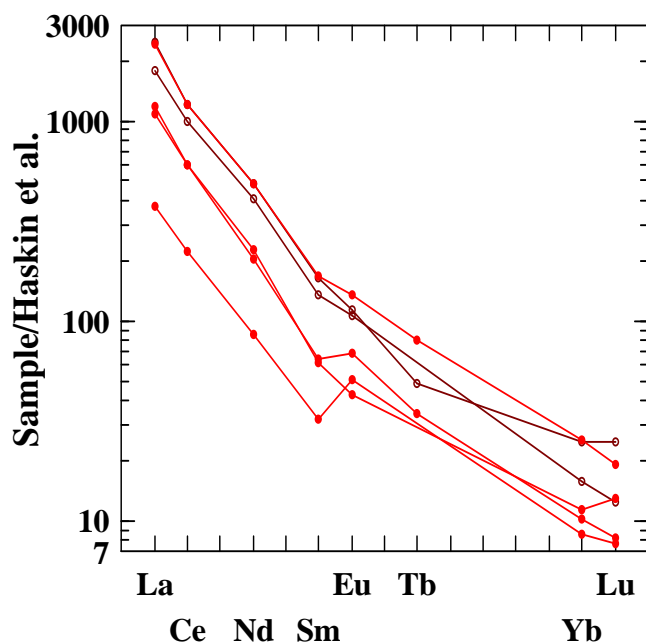


Figura 18 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras em brechas mineralizadas. Normalizado pelo padrão Haskin *et al.* (1968).

## 6.2 COMPORTAMENTO DOS ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO

As análises isotópicas tiveram como objetivo avançar no conhecimento e discutir a origem dos fluidos envolvidos na alteração das rochas do depósito Igarapé Bahia, pois, conforme descrito na literatura (Hoefs 1997, Ohmoto 1986, Taylor 1987), o estudo combinado de isótopos de carbono e oxigênio é uma ferramenta importante para distinguir carbonatos de diferentes origens e obter informações sobre a gênese dos depósitos minerais. Assim, foram realizadas análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonatos de rochas encaixantes e da zona mineralizada principal.

A assinatura isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) obtida em carbonatos precipitados em equilíbrio com um fluido hidrotermal é função da composição isotópica de carbono e oxigênio do fluido, da temperatura de formação e da proporção relativa de espécies de carbono dissolvidas ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , e/ou  $\text{CO}_3^{2-}$ ), sendo desprezíveis o conteúdo de  $\text{HCO}_3^-$  e de  $\text{CO}_3^{2-}$  em temperaturas acima de  $100^\circ\text{C}$  (Hoefs 1997).

Segundo Rollinson (1993), existem na natureza três isótopos estáveis de oxigênio,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , com suas respectivas abundâncias 99,763%, 0,0375% e 0,1995%. A razão isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta$ ) é normalmente calculada em estudos isotópicos de oxigênio através da equação:

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{amostra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{padrão}}) / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{padrão}})] \times 1000$$
, sendo a precisão dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  da ordem de 0,1-0,2‰.

A figura 19 mostra a distribuição dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em diversos ambientes e tipos de rochas da natureza.

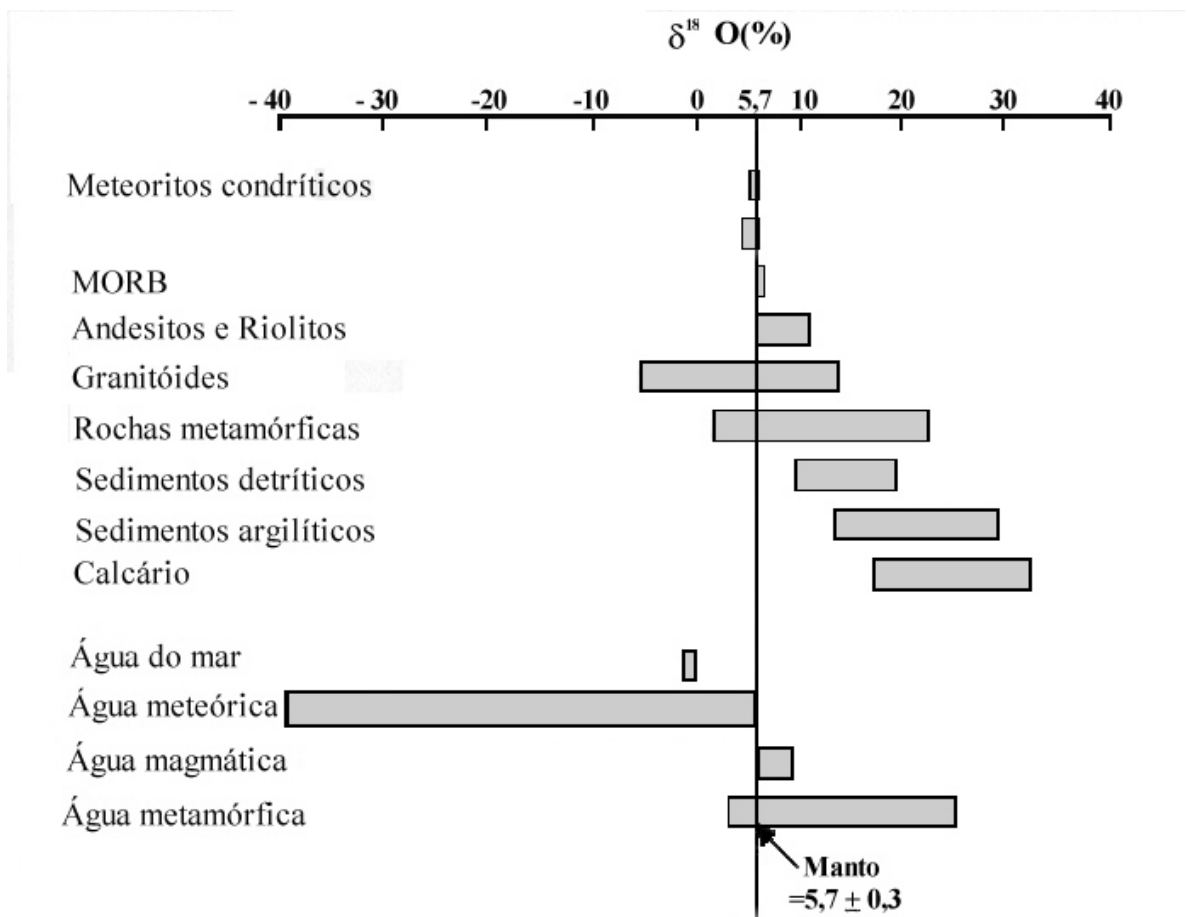


Figura 19- Composição isotópica de oxigênio de vários reservatórios naturais (dados compilados de vários autores *in* Rollinson 1993).

O carbono apresenta dois isótopos estáveis, o  $^{12}\text{C}$ , que é o mais abundante (98,89%), e o  $^{13}\text{C}$  com 1,11%. A razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  é medida em partes por mil, de modo similar à dos isótopos de oxigênio, conforme a equação:

$$\delta^{13}\text{C}\text{‰} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{amostra}} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) / {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{padrão}}] \times 1000.$$

Os isótopos de carbono são medidos como gás CO<sub>2</sub> e a precisão é normalmente melhor que 0,1‰. O gás CO<sub>2</sub> é liberado de carbonatos com ácido fosfórico ou por decomposição termal.

A figura 20 mostra a distribuição dos valores de δ<sup>13</sup>C em diversos ambientes e tipos de rochas.

Os padrões isotópicos mais utilizados para as medidas de isótopos são o padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para o oxigênio e o padrão PDB (*belemnitella americana* da formação cretácica Peedee, Carolina do Sul) para o carbono. Estes foram os padrões utilizados também neste trabalho.

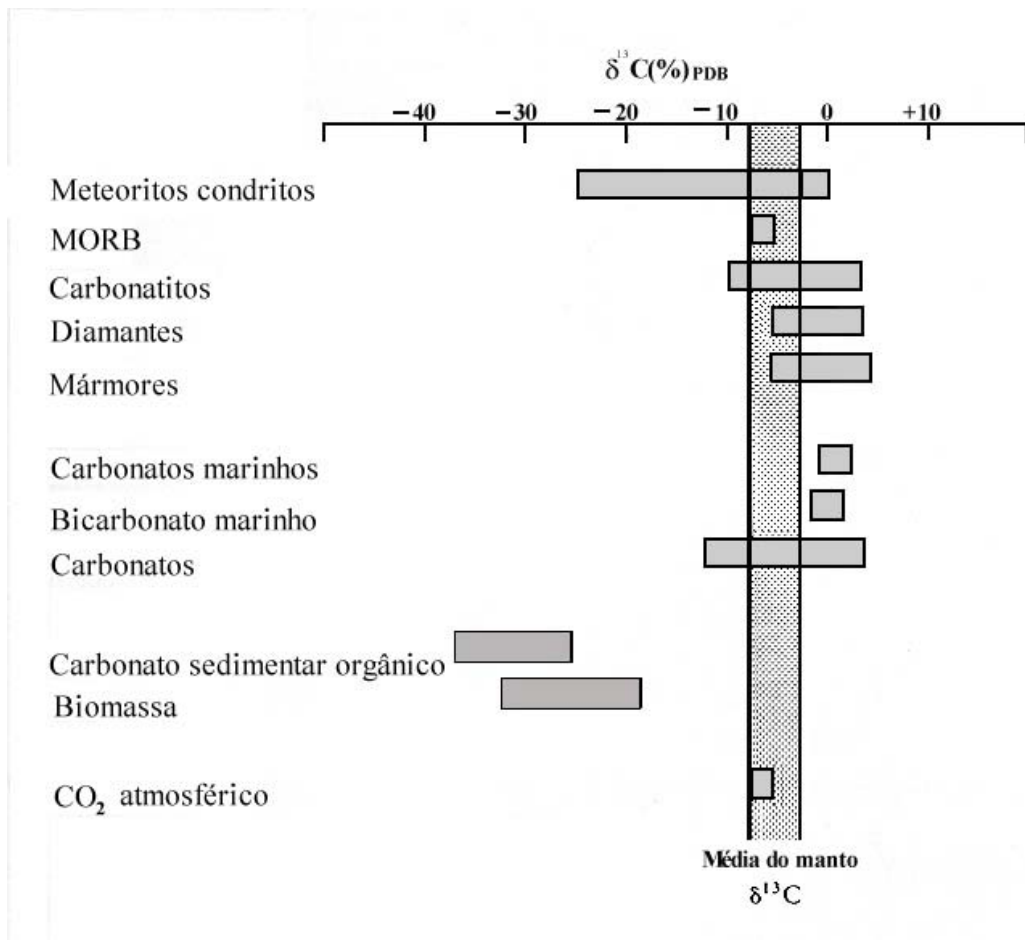


Figura 20 - Composição de δ<sup>13</sup>C em vários reservatórios naturais (dados compilados de vários autores *in* Rollinson 1993).

Foram realizadas análises isotópicas de carbono e oxigênio em 17 amostras, no laboratório de análises de isótopos estáveis da Universidade de Brasília. Dentre estas, 4 não forneceram gases o suficiente para a análise e uma delas apresentou valor muito discrepante das demais e foi descartada. Essas análises foram realizadas em carbonatos que ocorrem em veios, e disseminados em rochas metavulcânicas cloritizadas, hidrotermalizadas e em carbonato da matriz de brechas mineralizadas ricas em magnetita e calcopirita.

Os resultados obtidos nas análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para os carbonatos, juntamente com uma descrição resumida do seu modo de ocorrência nas amostras analisadas, encontram-se na tabela 3.

Tabela 3 - Análise isotópica de carbono e oxigênio em carbonatos do depósito de Igarapé Bahia

AMOSTRAS	Modo de ocorrência	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) (‰)
F350/ ACP - 278m	Disseminações e veios de calcita	-6,78	+6,86
F350/ACP - 307,5m	Disseminações de calcita	-6,42	+6,33
F346/ACP - 308m	Disseminações e veios de calcita	-7,64	+4,72
F391/CT - 421,4m	Veios reticulados de calcita	-7,82	+2,56
F356/ACP - 402,9m	Disseminações e veios de calcita	-6,67	+5,66
F384/ACP - 392,6m	Veios de calcita	-7,90	+1,84
F350/ACP - 376m	Disseminações de calcita	-7,90	+5,73
F340/ACP - 186,7m	Veios de calcita com calcopirita	-9,30	+0,70
F349/ACP - 333,6m	Dissem. de calcita c/ calcopirita	-5,83	+9,42
F349/ACP - 434,05m	Siderita (matriz) com calcopirita	-7,63	+8,12
F361/ACP - 110,90m	Siderita (matriz) com calcopirita	-6,46	+9,25
F352/ACP - 126,90m	Siderita (matriz) com calcopirita	-8,02	+1,90

Pode ser observado no gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras de Igarapé Bahia (Fig. 21) uma correlação positiva entre as razões de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Segundo Zheng & Hoefs (1993), ao estudar carbonatos hidrotermais dos depósitos de chumbo e zinco de Bad Grund e Lautenthal, Alemanha, a correlação positiva pode ser explicada pela precipitação de carbonato devido à mistura de dois fluidos, com diferentes concentrações de NaCl ou pela atuação de um fluido dominado por  $\text{HCO}_3^-$ , devido ao efeito da temperatura associado à degaseificação de  $\text{CO}_2$ , com ou sem interação fluido-rocha.

Investigações experimentais, descritas na literatura, têm mostrado que a solubilidade do carbonato aumenta com a diminuição da temperatura. Deste modo, em um sistema fechado, não ocorre a precipitação de carbonato a partir de um fluido hidrotermal, devido simplesmente ao seu resfriamento. É necessário um sistema aberto, no qual processos como a degaseificação de  $\text{CO}_2$ , a interação fluido rocha ou a mistura de fluidos podem causar a

precipitação de carbonato. Esses processos resultam numa tendência de correlação entre  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , como observado na natureza e modelado teoricamente por Zheng & Hoefs (1993).

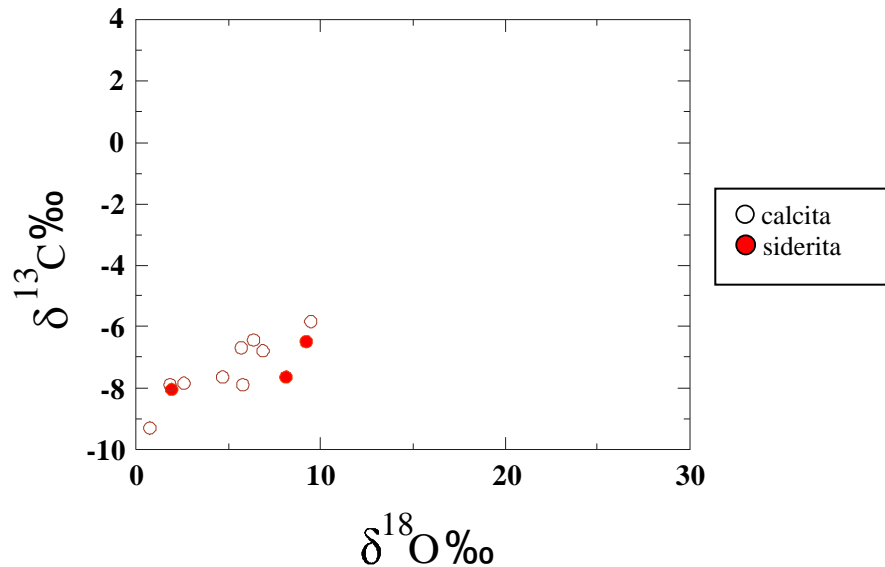


Figura 21 - Diagrama dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras do depósito de Igarapé Bahia.

Os fluidos mineralizantes podem ser gerados de diversos modos. Os principais tipos incluem água do mar, água meteórica e água juvenil, cada qual com uma composição isotópica bem definida. Todos os outros possíveis tipos de fluidos mineralizantes, tais como água de formação, metamórfica e magmática podem ser considerados como derivados de reciclagem ou de mistura de um ou mais desses três tipos de água (Hoefs 1977).

Nas amostras do depósito de Igarapé Bahia, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  são muito negativos e os de  $\delta^{18}\text{O}$  são positivos e bastante variáveis. Interpreta-se que a variação estreita dos valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (-9,3 a -5,8‰) são consistentes com o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em  $\text{CO}_2$ , provavelmente de origem magmática, enquanto a ampla variação de  $\delta^{18}\text{O}$  (0,7 a 9,4‰) mostra que os valores mais positivos podem estar associados a fluidos magmáticos de temperatura mais elevadas, os quais teriam interagido progressivamente com fluidos, cujos valores muito baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  são sugestivos da participação de componentes superficiais de baixas temperaturas.

Segundo Faure (1986), os valores de  $\delta^{13}\text{C} \cong -7\text{‰}$  (PDB) podem ser relacionados a fonte magmáticas ou fontes médias crustais. A maioria dos carbonatos formados precocemente em veios hidrotermais tem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que variam de -6 a -9‰ e os carbonatos precipitados posteriormente são, em geral, enriquecidos em  $^{13}\text{C}$  se comparados aos carbonatos precoces. Os baixos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em  $\text{CO}_2$  em minerais de carbonato em depósitos minerais hidrotermais geralmente sugerem uma fonte magmática para o carbono.



## CAPÍTULO 7

# CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS PARA O DEPÓSITO DE Au-Cu DE IGARAPÉ BAHIA

---

### 7.1 INTRODUÇÃO

O modelo de depósito sintetiza as informações geológicas comuns para um conjunto de depósitos minerais de mesmo estilo, tais como, idade, rochas hospedeiras, temperatura, composição mineralógica, ambiente tectônico e estrutural, dentre outras. A aplicação de modelos tem sido uma importante ferramenta na exploração mineral. Segundo Thompson (1993), os modelos podem ser divididos em dois tipos:

- i)* empírico ou modo de ocorrência: esse modelo é baseado na observação de dados associados com a ocorrência de metais em proporções econômicas;
- ii)* genético ou conceitual: fundamenta-se em conceitos teóricos e descreve os processos físicos e químicos que levam à formação de um depósito mineral que são relacionados com as feições empíricas.

Novos dados ou idéias podem resultar em mudanças graduais ou totais nos modelos propostos para um determinado tipo de depósito. No caso do depósito Igarapé Bahia, este fato é claramente observado através dos vários modelos propostos desde a sua descoberta.

Assim, pretende-se neste capítulo apresentar os modelos até agora propostos para o depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, discutir os novos dados obtidos e comparar as características do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia com os depósitos da classe de óxidos de ferro-(Cu-U-ETR-Au).

### 7.2 MODELOS ANTERIORMENTE PROPOSTOS PARA O DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA

A descoberta de mineralizações de Au-Cu em Carajás resultou de trabalhos de prospecção regional iniciado pela Docegeo em 1974, objetivando a pesquisa de metais base na região do Sinclínório Carajás. Estes trabalhos detectaram a existência de anomalias geoquímicas para cobre na região do Igarapé Bahia (Fonseca *et al.* 1984). Esses autores

consideraram os litotipos da região como predominantemente sedimentares e correlacionáveis à Formação Rio Fresco e interpretaram a mineralização como sendo estratiforme e de origem sedimentar.

Ferreira Filho (1985) estudou os furos exploratórios realizados a NE da porção sul do Corpo Acampamento e considerou as mineralizações como sendo essencialmente cupríferas e de baixo teor (geralmente inferiores a 1%), sem correlação com os teores de Pb, Zn, Co, Ag e Au. Este autor interpretou as mineralizações como de origem vulcanogênica, associada a vulcanismo ácido-intermediário do tipo explosivo. Nos furos estudados por Ferreira Filho (*op. cit*), não havia a ocorrência das brechas mineralizadas, uma vez que os furos não chegaram a interceptar essas brechas. Esse autor considerou as mineralizações que ocorrem principalmente em metarritmitos e metatufos como do tipo *stringer ore*, formadas segundo modelos clássicos de depósitos vulcano-exalativos.

Ribeiro (1989) com base em estudos de inclusões fluidas estimaram temperaturas variando de 100 a 400 °C, prevalecendo temperaturas entre 110 e 220 °C. Com base nas salinidades que variaram de 10 a 42% eq. em peso de NaCl, esta autora concluiu que os fluidos hidrotermais estariam relacionados aos corpos graníticos pós-orogênicos que se localizam nas proximidades. Para as inclusões fluidas bifásicas, sugere ter havido mistura de fluidos mais salinos e de temperaturas mais baixas. Altholff *et al.* (1994) concluíram que o estilo de mineralização do depósito Igarapé Bahia não se enquadra em nenhum modelo clássico de deposição de sulfetos, propondo assim um modelo no qual a mineralização teria sido resultante da circulação da água do mar em resposta à dissipação de energia termal das rochas vulcânicas, sendo o cobre e o ferro lixiviados e reprecipitados na forma de sulfetos contendo Au.

Sachs (1993) descreve cinco tipos de mineralizações no depósito de Igarapé Bahia: *i*) estratiforme; *ii*) associada a veios e vênulas; *iii*) associada a brechas e fraturas; *iv*) lentes de sulfeto maciço associadas a níveis ricos em óxido de ferro (magnetita) e *v*) oxidada. Considera a mineralização do tipo estratiforme gerada em ambiente de rifte continental e que os basaltos seriam a fonte do cobre. As mineralizações seriam devido ao evento hidrotermal, que afetou a seqüência, remobilizando cobre e ferro, depositados em veios e vênulas, brechas e fraturas. Segundo Sachs (*op. cit*), os controles para as mineralizações de cunho hidrotermal foram basicamente dois: *i*) controle tectônico ligado à implantação de zonas de cisalhamento na área e *ii*) processo de alteração hidrotermal, com a geração de fluidos mineralizantes ricos em Cu, Fe, S, CO<sub>2</sub> e Cl, os quais percolaram as rochas da seqüência, devido à abertura de espaços (fraturas, falhas e outros) pelo evento cisalhante.

Huhn (1996) e Huhn & Nascimento (1997), considerando a presença da associação Au-Cu-U nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia, a presença de veios e vênulas constituídos principalmente por magnetita-calcopirita em diversos depósitos de Carajás e a existência de zonas mineralizadas com óxidos de ferro, sugerem que estes depósitos se inserem na classe de “depósitos de Óxidos de ferro (Cu-U-Au-ETR) proposta por Hitzman *et al.* (1992).

A partir de estudos de petrografia, química mineral e litogeoquímica em rochas encaixantes e zonas mineralizadas a Sutech/CVRD (1996) evidenciou o enriquecimento em Fe, U, Ce, La, Cu, Au, Ag, F, P, Mn, Ca, Zn, Sr, Ba e Mo. Estes estudos mostraram ainda grande similaridade da composição mineralógica encontrada com a do depósito Olympic Dam (Austrália).

Lyndemayer & Bocalon (1997) constataam o enriquecimento em ETR, F, Cl nas brechas carbonáticas, ETR e U na intrusão granofírica e na formação ferrífera, e as correlações positivas entre Mo-Pb e Mo-Ag e sugerem que esse sistema hidrotermal se instalou sob forte contribuição crustal, provavelmente de fonte granítica.

## 7.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS NESTE TRABALHO

### 7.3.1 Significado da ferropirosmalita nas brechas mineralizadas

O mineral ferropirosmalita foi descrito no depósito Igarapé Bahia associado às brechas mineralizadas (cap.5).

Pan *et al.* (1993) descreveram os minerais da série da pirosmalita em três depósitos de sulfetos maciços do Pré-cambriano do Canadá, salientando que os minerais dessa série têm sido encontrados com razoável frequência e na maioria dos casos em depósitos de sulfetos polimetálicos ou de ferro-mangânês metamorfizados (Tabela 4).

Embora não existam dados termodinâmicos para avaliação da estabilidade da pirosmalita, Pan *et al.* (1993) realizaram estimativas a partir de análises termodinâmicas de assembléias mineralógicas e calcularam para os depósitos estudados uma ampla variação de temperatura para formação dos minerais da série, variando de 240 a 650°C. Dong & Pollard (1997) descreveram ferropirosmalita em inclusões polifásicas do depósito de Ag-Pb-Zn de Cannington, Cloncurry District, Austrália, e, com os ensaios de microtermometria, verificaram a completa dissolução desta a temperaturas entre 430 - 505°C.

Tabela 4 - Ocorrências de minerais da série pirosmalita (atualizado de Pan et al. 1993).

Ocorrências	Composição	Grau Metamórfico	Referências
Nordmark, Suécia (Fe, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.41-0.49$ Cl = 3.79-4.88	fácies anfíbolito	Zambonini 1901 (in Pan et al. 1993), Dana 1920
Dannemora, Suécia (Fe, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.51$ Cl = 3.52-3.70	fácies anfíbolito	Zambonini 1901 (in Pan et al. 1993), Dana 1920
Sterling Hill, New Jersey, EUA (Zn-Fe-Mn, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.76$ Cl = 3.80	fácies granulito	Bauer & Berman 1928 (in Pan et al. 1993), Frondel & Bauer 1953
Broken Hill, Austrália (Pb-Zn-Ag, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.42-0.85$ Cl = 3.78-3.80	fácies granulito	Hutton 1956, Stillwell & McAndrew 1957
Mina Kyurazawa, Tochigi, Japão (Fe-Mn, Paleozóico)	$X_{Mn} = 0.53-0.82$ Cl = 5.00-5.63	?	Watanabe & Kato 1958, (in Pan et al. 1993)
Depósitos Zashumart e Ushkatyn, Kazakhstan (Fe-Mn)	$X_{Mn} = 0.60$ Cl = 3.62	?	Kayupova 1964 (in Pan et al. 1993)
Drusas nordmarkite, Grorud, Oslo, Noruega	sem informações	?	Oftebal & Saebo 1965 (in Pan et al. 1993)
Hällefors, Suécia (Ag-Fe-Mn, Proterozóico)	sem informações	fácies anfíbolito	Sundius et al. 1966 (in Pan et al. 1993)
Primorye, Rússia (Pb-Zn-Au-Ag, Cretácico)	$X_{Mn} = 0.55-0.64$ Cl = 5.35	?	Kazachencko et al. 1979 (in Pan et al. 1993)
Pegmont, Austrália (Pb-Zn, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.08$ Cl = 4.00-4.25	fácies anfíbolito	Vaughan 1986
Salobo, Carajás, Brasil (Cu-Au Arqueano)	sem informações	fácies anfíbolito	Guimarães 1987
Wafangzi, Liaoning, China (Mn-Fe, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.65$ Cl = 3.49	metamorfismo de contato	Fan et al. 1992
Mina Mattagami Lake, Matagami, Quebec (Zn-Cu-Ag-Au, Arqueano)	$X_{Mn} = 0.33-0.85$ Cl = 0.79-5.42	fácies xisto verde	Costa et al. 1983, Pan et al. 1993
Minas Geco & Willroy, Manitowadge, Ontario (Cu-Zn-Zg-Au, Arqueano)	$X_{Mn} = 0.17-0.62$ Cl = 0.12-5.93	fácies anfíbolito a granulito	Pan & Fleet 1992, Pan et al. 1993
Mina Thompson, Thompson, Manitoaba (Ni-Au-PGE, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.10-0.15$ Cl = 2.73-4.87	fácies anfíbolito a granulito	Pan et al. 1993
Depósito de Cannington, Cloncurry Dist. Austrália (Ag-Pb-Zn, Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.21-0.23$ Cl = 4.87-5.39	?	Dong & Pollard 1997
Depósito Vergenoeg, África do Sul (Magnetita-Fluorita Proterozóico)	$X_{Mn} = 0.02-0.09$ Cl = 0.97-4.98	?	Borrok et al. 1998
Depósito Igarapé-Bahia, Carajás, Brasil (Cu-Au-U-ETR, Arqueano)	$X_{Mn} = 0.03-0.08$ Cl = 2.77-5.38	fácies xisto verde	Este estudo

$$X_{Mn} = Mn/(Fe + Mn)$$

O alto conteúdo de cloro dos minerais da série da pirosmalita tem chamado a atenção de inúmeros autores com relação à origem deste elemento. Considerando que na maioria dos casos a cristalização da pirosmalita ocorre durante metamorfismo regional ou no estágio final da alteração hidrotermal (Pan et al. 1993), duas possíveis fontes para o cloro são normalmente aventadas: uma, ligada a fluidos conatos saturados em cloro, assim como verificado em depósitos de sulfeto maciço vulcanogênicos e em depósitos de ferro-manganês sedimentar-exalativos; e a outra, associada a fluidos magmáticos, como em muitos depósitos ligados a intrusões ácidas ( p. ex. depósitos de Au-Cu porfíricos).

No depósito de Igarapé Bahia, a forma quase sempre euédrica dos cristais de ferropirosmalita, aliada à sua distribuição dispersa na matriz de brechas heterolíticas ricas em magnetita, sulfetos e carbonatos e também bordejando fragmentos de formações ferríferas e

vênulas carbonáticas, sugerem uma hipótese de crescimento metassomático para esse mineral. O mecanismo de crescimento da ferropirosmalita teria envolvido, sobretudo, a substituição de minerais ricos em ferro através da introdução de fluidos ricos em cloro. A percolação desses fluidos teria sido facilitada pela elevada permeabilidade das brechas e também pela descontinuidade ao longo das paredes das vênulas carbonáticas.

Estudos de inclusões fluidas em grãos de quartzo de vênulas carbonáticas hidrotermais, realizados por Ribeiro (1989), revelam a existência de fluidos com alta salinidade (até 42% eq. NaCl em peso), aprisionados sob temperaturas que atingiram até 400 °C. Essas informações, quando interpretadas em conjunto com os dados da composição de isótopos de carbono e oxigênio obtidos no presente trabalho, os quais mostram variações de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -9,0 e -6,0 ‰ e  $\delta^{18}\text{O}$  entre +1,0 e +9,0 ‰, são sugestivas do envolvimento de fluidos magmáticos na gênese da ferropirosmalita.

### **7.3.2 Enriquecimento em ETR, Mo, U, F, B, P, e Cl.**

Conforme já discutido no capítulo 6, as rochas do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia apresentam um forte enriquecimento em ETR, especialmente nas brechas mineralizadas.

Embora sejam abundantes, estudos recentes sobre a mobilidade dos elementos terras raras em ambientes hidrotermais (p. ex. Alderton *et al* 1980, Exley 1980, MacGeehan & MacLean 1980, Campbell *et al.* 1984, Caruso & Simmons 1985, Harris 1985), nenhum tem registrado transporte hidrotermal de elementos terras raras na escala em que ocorre no depósito Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1990).

As quantidades e padrões de ETR obtidos nas brechas mineralizadas do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia são semelhantes aos descritos por Oreskes & Einaudi (1990) nas brechas heterolíticas do depósito Olympic Dam. Devendo-se considerar que algumas amostras desse depósito apresentam enriquecimento maior, inclusive dos ETR pesados.

Os minerais portadores de ETR descritos no depósito Olympic Dam foram bastnaesita, britholita, florencita, monazita e xenotima. Oreskes & Einaudi (*op. cit*) sugerem que os fluidos mineralizantes eram ricos em F e CO<sub>2</sub>. No depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, os minerais ricos em ETR até agora encontrados foram a monazita, alanita, bastnaesita e parisita relacionados a alteração hidrotermal (Tallarico *et al.* 1998).

Vários autores têm apresentado possíveis mecanismos de transporte dos elementos terras raras em sistemas hidrotermais. Um dos primeiros trabalhos sobre o assunto é o de

Kosterin (1959) que sugere que os elementos terras raras são transportados sob a forma de complexos com  $\text{CO}_3^{-2}$ , flúor e  $\text{SO}_4^{-2}$ , fortemente concentrados na solução.

Gieré (1996) propõe que grandes quantidades de ETR (maiores que 100ppm), só podem ser transportadas provavelmente por fluidos magmáticos de alta temperatura e salinidade. A precipitação de minerais contendo ETR a partir de soluções hidrotermais pode ocorrer em resposta à mistura de fluidos, interação fluido/rocha encaixante, cristalização de minerais de ganga e como resultado na mudança de pressão e temperatura, sendo difícil determinar a principal causa da precipitação, devido à composição complexa dos fluidos naturais.

Segundo Banks *et al.* (1994), em sistemas hidrotermais antigos, as maiores quantidades de ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 1290\text{ppm}$ ) têm sido encontradas em soluções salinas magmáticas, mostrando que soluções salinas de alta temperatura são muito eficientes no transporte de ETR e representa o mecanismo mais eficiente envolvido no transporte de grandes quantidades.

A ocorrência dos minerais turmalina, fluorita, apatita, monazita e ferropirosmalita evidenciam um enriquecimento em B, F, P e Cl, respectivamente. Além disso, os dados apresentados pela Sutec/CVRD (1996) e por Lindenmayer & Bocalon (1997) corroboram esses enriquecimentos. Outras fases minerais também foram descritas pela Sutec/CVRD (1996), como por exemplo uraninita e molibdenita.

## 7.4 ASSINATURAS DOS ISÓTOPOS DE C e O EM CARBONATOS

Para os dados isotópicos apresentados no depósito de Igarapé Bahia, interpreta-se que a variação estreita dos valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (-9,3 a -5,8‰) são consistentes com o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em  $\text{CO}_2$ , provavelmente de origem magmática (*deep seated*), enquanto a ampla variação de  $\delta^{18}\text{O}$  (0,7 a 9,4‰) mostra que os valores mais positivos podem estar associados a fluidos magmáticos sob temperatura mais elevadas, que teriam interagido progressivamente com fluidos cujos valores muito baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  sugerem a participação de componentes meteóricos de baixas temperaturas.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos para o depósito de Igarapé Bahia são mais negativos que os apresentado por Oreskes & Einaudi (1992) para o depósito Olympic Dam, enquanto os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são bem menores (Fig. 22). Para esse último, os autores relacionam os valores

negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  e valores positivos mais elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  como sendo relacionados a fluidos magmáticos. Os valores menores de  $\delta^{18}\text{O}$  são interpretados como influência do influxo de águas superficiais, relacionados aos últimos estágios da alteração hidrotermal. Gow *et al.* (1994), baseados em análises de isótopos estáveis em rocha total, apresentaram interpretação semelhante para o depósito de óxido de ferro Emmie Buff, no sul da Austrália. Os maiores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (8 a 9‰) estariam relacionados aos fluidos magmáticos envolvidos na mineralização e os valores menores (0 a 2‰), poderiam ser explicados pela interação com fluidos meteóricos.

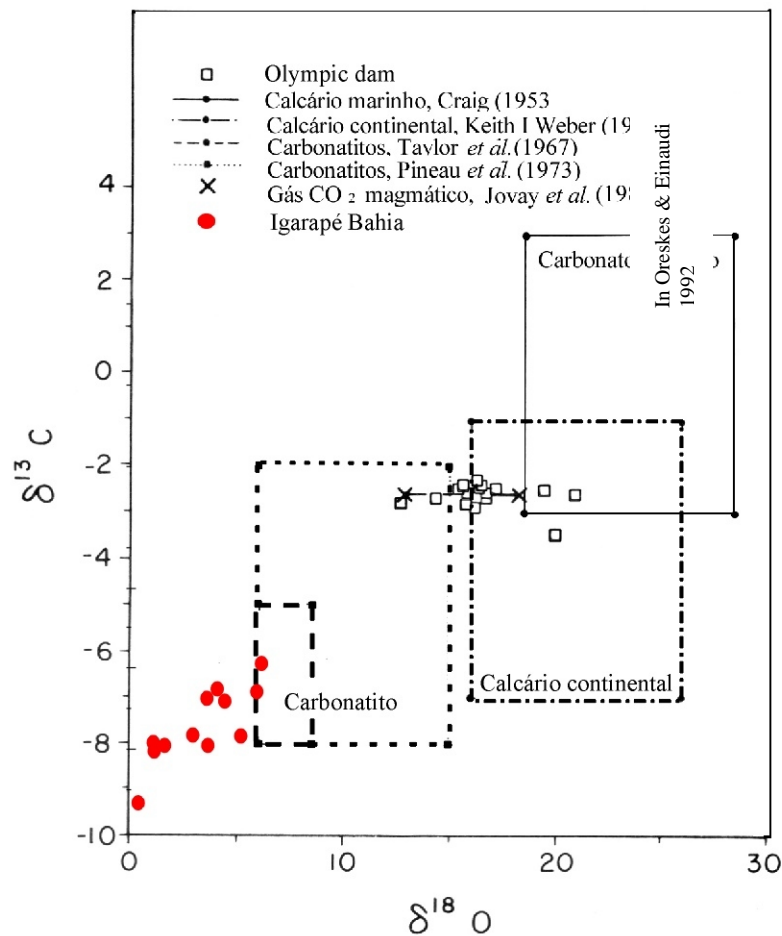


Figura 22- Diagrama com os valores de isotópicos de carbonatos do depósito Igarapé Bahia, comparado com os valores do depósito Olympic Dam e de valores de carbonatos e carbonatitos (modificado Oreskes & Einaudi 1992).

## 7.5 CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-(CU- AU -U-ETR)

As características do depósito Olympic Dam, na região de Stuart Shelf, sul da Austrália e a observação de similaridades mineralógicas e geoquímicas com outros depósitos já conhecidos (p. ex. Wernecke Mountain, Yukon, o distrito ferrífero Kiruna na Suécia, o distrito ferrífero do Sudeste do Missouri, dentre outros) levaram à proposição de uma nova classe de depósito, denominada depósitos de óxidos de ferro-(Cu-Au-U-ETR) ou tipo Olympic Dam (Hitzman *et al.* 1992). Alguns autores já admitem esta classe de depósito em seus trabalhos sobre mineralizações (Barley & Groves 1992, Meyer 1988). Nash *et al.* (1981) consideraram o depósito Olympic Dam como um tipo distinto de ocorrência de urânio.

Sínteses das características desses depósitos foram realizadas por Hitzman *et al.* (1992), Oreskes & Hitzman (1993) e Hauck (1990). Algumas destas características são apresentadas abaixo:

- *idade*: a maioria dos depósitos conhecidos, particularmente os principais exemplos, são encontrados em rochas hospedeiras do Paleoproterozóico a Mesoproterozóico (1,8 - 1,1 Ga);
- *ambiente tectônico*: os depósitos estão localizados em áreas que foram cratônicas ou ambiente de margem continental durante o Paleoproterozóico a Mesoproterozóico, havendo em muitos casos uma associação temporal e espacial com tectônica extensional. A maioria dos distritos ocorre ao longo de zonas estruturais principais e muitos dos depósitos são alongados e paralelos aos *trends* locais ou regionais.
- *rochas hospedeiras*: podem ser ígneas ou sedimentares, sendo que a maioria dos depósitos ocorre em rochas ígneas ácidas a intermediárias do tipo anorogênico. (Fig.23);
- *mineralogia*: os minérios são geralmente associados a óxidos de ferro, magnetita ou hematita. A magnetita ocorre em níveis mais profundos que a hematita. É comum a ocorrência de minerais de CO<sub>3</sub>, Ba, P e F. Os depósitos contêm concentrações econômicas de elementos terras raras, ocorrendo tanto em apatita quanto em fases distintas;
- *alteração*: as rochas hospedeiras são, na maioria dos depósitos, intensamente alteradas. A assembléia mineral característica da alteração depende da rocha hospedeira e da profundidade de formação, havendo, entretanto, um *trend* geral para alteração sódica em níveis mais profundos, alteração potássica em níveis intermediários a rasos, e alteração



sericitica e silificação em níveis mais rasos. As rochas hospedeiras apresentam localmente intensa metassomatização em ferro (Fig. 24)

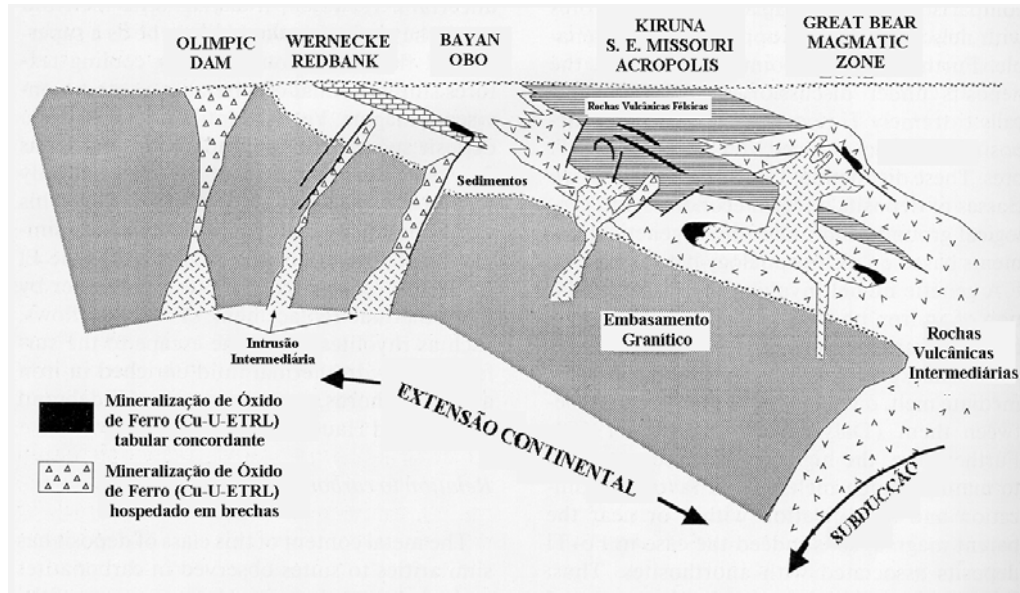


Figura. 23 - Representação esquemática dos ambientes tectônicos e seqüências de rochas hospedeiras para depósitos da classe de óxidos de ferro (Cu-U-ETR-Au) (extraído de Hitzman *et al.* 1992)

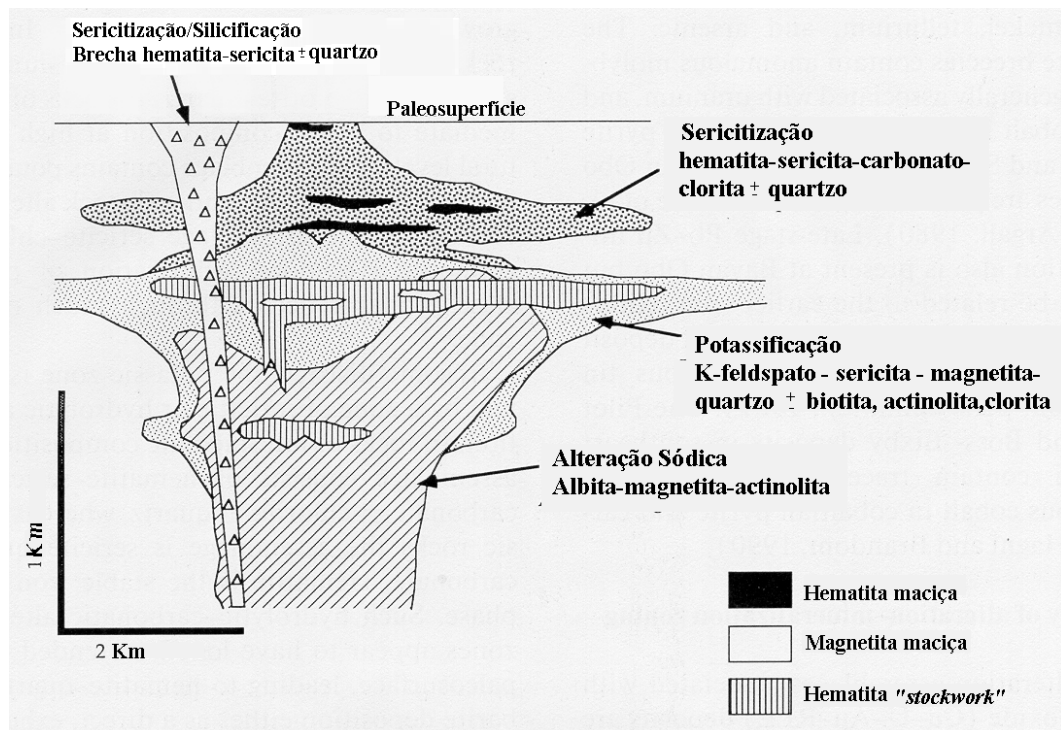


Figura 24 - Seção esquemática ilustrando os zonamentos de alteração em depósitos da classe óxidos de ferro (Cu-U-ETR-Au) formados em rochas vulcânicas e plutônicas (extraído de Hitzman *et al.* 1992).

## 7.6 MODELO GENÉTICO PARA O DEPÓSITO DE AU-CU DE IGARAPÉ BAHIA

Os principais horizontes de mineralização no depósito são as brechas heterolíticas ricas em magnetita, siderita e calcopirita. Essas zonas ocorrem intercaladas entre rochas vulcânicas e rochas metavulcanoclásticas/metassedimentares.

A composição mineralógica da mineralização é caracterizada pela presença de clorita, magnetita, siderita, calcopirita, bornita, pirita, turmalina, monazita, bastnaesita, parisita, molibdenita, uraninita, apatita, cassiterita, ferbelita, hessita, fluorita, ferropirosmalita entre outros.

As assinaturas isotópicas apresentadas são consistentes com o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em CO<sub>2</sub>, provavelmente de origem magmática e com a participação de componentes superficiais de baixas temperaturas.

Considerando-se as discussões apresentadas e as características descritas acima, acredita-se que os metais no depósito Igarapé Bahia teriam sido transportados preferencialmente na forma de complexos de cloro sob condições de temperatura elevada, alta salinidade, baixo pH e moderada a alta  $f(O_2)$  de acordo com as características sugeridas por Davidson & Large (1994) para os depósitos com a associação Au-Cu-magnetita (Figs.25 e 26).

O modelo proposto neste trabalho para o depósito de Au-Cu- U-ETR de Igarapé Bahia envolve mistura de fluidos magmáticos ascendentes com soluções aquosas meteóricas, as quais percolaram a pilha vulcanossedimentar. Esta interpretação é análoga à proposta por Roberts & Hudson (1983), Oreskes & Einaudi (1992) e Haynes et al. (1995) para o depósito Olympic Dam, Austrália.

Diante dos dados e considerações apresentadas sobre o depósito Igarapé Bahia, algumas questões importantes para um melhor entendimento da gênese deste depósito ainda precisam ser esclarecidas, tais como: a idade do principal evento de mineralização e o papel das intrusões graníticas ocorridas no Arqueano e Proterozóico.

Para o depósito Olympic Dam existe uma contemporaneidade entre os processos vulcano-plutônicos e a atuação do sistema hidrotermal mineralizante. Apesar de a composição mineralógica da alteração ser indicativa de fontes graníticas no depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, estas ainda não foram comprovadamente observadas.

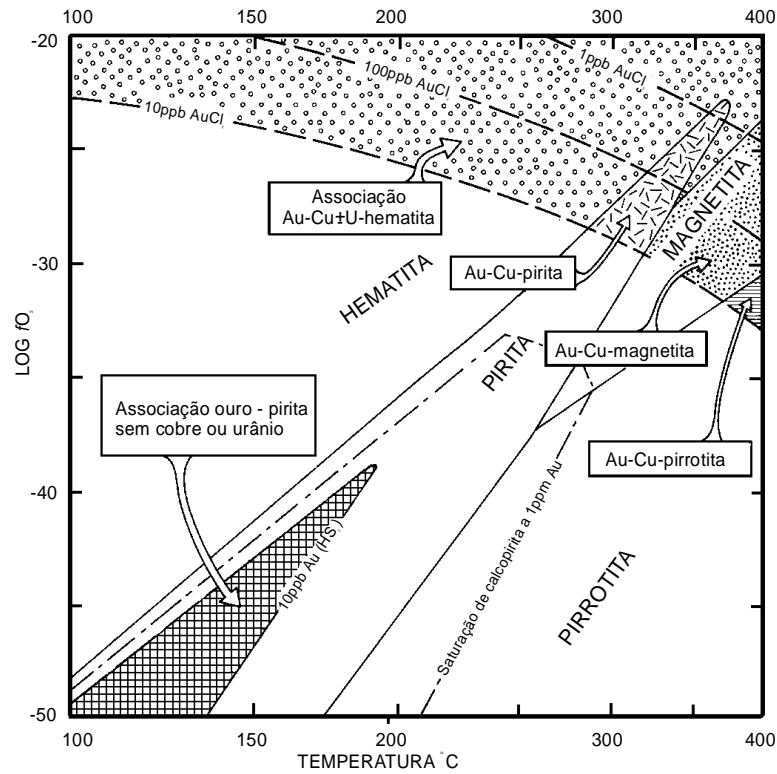


Figura 25 – Diagrama mostrando os campos de transporte e deposição de Au em função da  $fO_2$  e temperatura (extraído de Davidson & Large 1994).

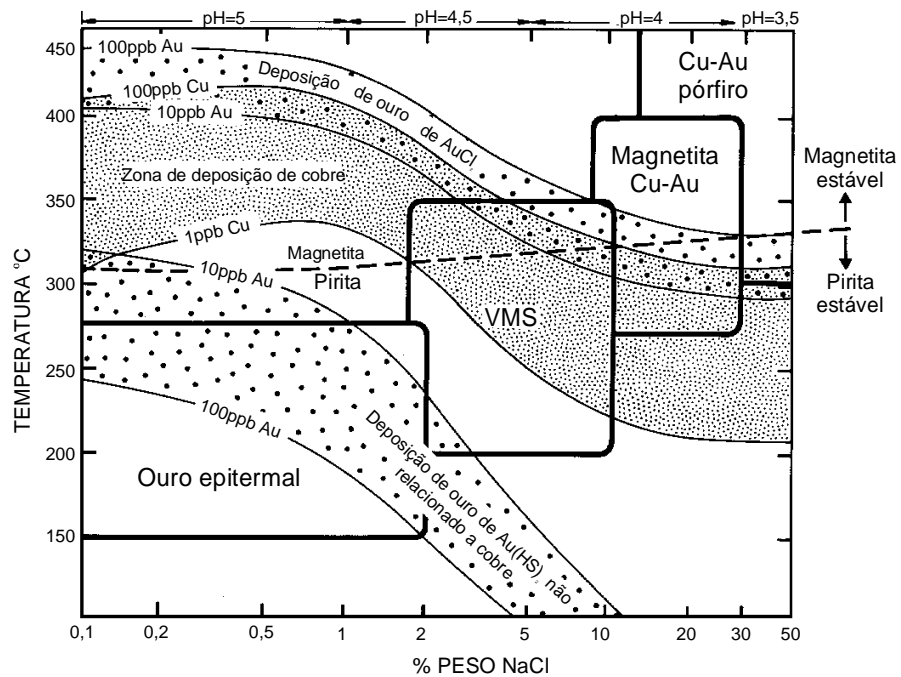


Figura 26 – Diagrama de variação de temperatura versus salinidade e os tipos de depósitos (extraído de Davidson & Large 1994).

## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

---

O depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia está hospedado em uma seqüência vulcanossedimentar arqueana verticalizada, sendo caracterizada pela ocorrência de rochas metabásicas na base da seqüência e metapiroclásticas/metassedimentares no topo. Diques e *sills* dioríticos/gabróicos cortam todas essas rochas.

A seqüência vulcanossedimentar é interpretada como tendo sido gerada em ambiente subaquoso, caracterizado por derrames vulcânicos, pelo empilhamento das rochas metapiroclásticas e pela ocorrência de níveis de formação ferrífera bandada, intercalada nas rochas metassedimentares.

A mineralização primária ocorre associada, principalmente, a brechas heterolíticas magnetíticas e sideríticas sulfetadas, ricas em calcopirita e ouro, as quais encontram-se posicionadas na interface de rochas metavulcânicas e metapiroclásticas/metassedimentares. As rochas encaixantes, principalmente metarritimitos e metatufos, também apresentam mineralização de baixo teor em Cu.

Todas as rochas da seqüência apresentam-se hidrotermalmente alteradas, em menor ou maior escala, sendo que, nas brechas mineralizadas, observam-se os intervalos mais intensamente hidrotermalizados. As principais alterações hidrotermais descritas foram a cloritização, que atinge todas as rochas da seqüência, sulfetação, carbonatação, Fe-metassomatismo, tumalinização, silicificação e alguma biotitização.

Análises de microsonda eletrônica realizadas em cloritas denotam um enriquecimento em ferro nos níveis mineralizados. O geotermômetro composicional para as cloritas, calibrado pela equação de Cathelineau (1988), fornece temperaturas de formação que oscilam de 277 °C a 415 °C. Os maiores valores da temperatura referem-se a cloritas que ocorrem em brechas mineralizadas e são coerentes com a paragênese mineralógica observada (principalmente ferro-hornblenda e magnetita).

A identificação do mineral ferropirosmalita nas brechas mineralizadas caracteriza o envolvimento de fluidos ricos em cloro na alteração e permite importantes discussões acerca de sua origem, pois até o momento só foi descrita em depósitos de sulfetos polimetálicos ou de ferro manganês metamorfizado.

A turmalina ocorre associada aos minerais de alteração e posiciona-se quimicamente no campo da solução sólida dravita-shorllita. As composições químicas das turmalinas variam consideravelmente, não sendo possível estabelecer uma relação direta com a rocha encaixante, exceto com as turmalinas associadas a brechas magnéticas, que são mais ricas em ferro. Os cristais de turmalina zonados analisados mostram uma tendência geral de diminuição do ferro da borda para o centro e um aumento do alumínio e magnésio. Os dados químicos, quando plotados no diagrama de Al-Fe-Mg, localizam-se principalmente em dois campos estabelecidos por Henry & Guidotti (1985), os quais correspondem ao campo das turmalinas de rochas granitóides, pobres em lítio e ao campo de turmalinas de rochas quartzo-turmalínicas ricas em  $Fe^{+3}$ , de calciossilicáticas e de metapelitos. De maneira análoga, as composições de turmalina plotadas no digrama Ca-Fe-Mg se localizam em campos de turmalinas de rochas semelhantes ao do diagrama anterior. O zonamento composicional detectado nas turmalinas pode caracterizar variações na composição do fluido ou variações na relação fluido/rocha.

Um elevado enriquecimento em elementos terras raras, principalmente os leves (lantânio e cério), ocorre nas brechas mineralizadas, associado à ferropirosmalita, fluorita, carbonato e magnetita, sugerindo que o transporte do grande volume de ETR se deu através de fluidos de alta salinidade, ricos em flúor e de alta temperatura, o qual também seria o principal responsável pela mineralização.

As assinaturas isotópicas de carbono e oxigênio obtidas em análises de carbonatos das rochas do depósito de Au-Cu Igarapé Bahia sugerem a existência de dois fluidos envolvidos na gênese da mineralização. Um de origem magmática, caracterizado pela ocorrência de estreitos valores negativos de  $\delta^{13}C$  (-9,3 a -5,8 ‰). A ampla variação de  $\delta^{18}O$  (0,7 a 9,4 ‰) mostra que os valores mais positivos de  $\delta^{18}O$  possivelmente estão associados a fluidos magmáticos, que teriam interagido progressivamente com fluidos cujos valores muito baixos da composição isotópica do oxigênio são sugestivos da participação de componentes meteóricos de baixas temperaturas.

A semelhança geoquímica e mineralógica do depósito de Igarapé Bahia com os depósitos da classe óxidos de ferro (Cu-Au-U-ETR), tipo Olympic Dam, associada aos dados de composição isotópica obtidas neste trabalho permitem sugerir para o depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia um modelo genético semelhante ao proposto para o depósito Olympic Dam, onde também se registra a participação de mistura de fluidos na gênese da mineralização.

Assim sendo, o depósito de Igarapé Bahia seria o primeiro exemplo de depósito da classe Cu-Au-U-ETR descrito no Arqueano. Os demais depósitos desta classe ocorrem a partir do Proterozóico.

No depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia, apesar de as evidências mineralógicas e químicas favorecerem a hipótese do envolvimento de fluidos graníticos na gênese da mineralização, não há informações diretas da presença de corpos intrusivos ácidos. Porém, é possível que o evento da mineralização esteja relacionado a um dos eventos da granitogênese existente na região de Carajás.

## REFERÊNCIAS

- Alderton, D.H.M.; Pearce, J.A.; Potts, P.J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**:149-165.
- 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 metalogênético. *Geochimica Brasilienses.*, **8**:135-155
- Alves, F. & Brito, O . 1996. Com novas minas Vale pode produzir 18 t. *Brasil Mineral*, 141:32-35.
- Angélica, R.S.; Costa, M.L.; Lenharo, S.L.R.; Pöhlmann, H. 1996. Ocorrência de uraninita associada com o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5. Belém, *Boletim*, 152-155.
- Angélica, R.S. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras*. CPGG Universidade Federal do Pará ,Belém, Tese de Doutorado 115p.,.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge-Joa o, X.S., Costa, J.B.S.,1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás, 7th Congr. Latino-Am. Geol., Belém, Anais, SBG, São Paulo, vol. 1, 324– 338.
- Araújo, O.J.B.; Maia. R.G.N; João, X.S.J. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: Araújo, O.J.B. & Maia, R.G.N. 1991. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás*. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília; DNPM/CPRM.p.17-49.
- Bailey, S. W. 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, **65**:1-17.
- Banks, D.A.; Yardley, B.W.D.; Campbell, A.R. and Jarvis , K.E. 1994. REE composition of an aqueous magmatic fluid: a fluid inclusion study from the Capitan Pluton. New Mexico. *Chemical Geology*, **113**:259-272.
- Barley, M.E. & Groves, D.I. 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, **20**:291-294.
- Barros, C.E.M., Dall’Agnoll, R., Lafon, J.M., Teixeira, N.P., and Ribeiro, J.W., 1992 – Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra* 4, 83-104.

- Bau, M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, **93**:219-230.
- Bau, M.; Möller, P. 1991. REE systematics as source of information on minerogenesis. In: Pagel & Leroy, eds. *Source, transport and deposition of metals*. Balkema, Rotterdam. p. 17-20.
- Beisiegel, V.R.; Bernardelli, A.L.; Drummond, N.F.; Ruff, A.W.; Tremaine, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:215-242.
- Bocalon, V.L.S.; Lindenmayer, Z.G.; Faccini, U.F. 1995. Igarapé Bahia, Carajás: Temperatura de formação do au epigenético hidrotermal. In SBq, Congresso Brasileiro de Geoquímica. (CD-ROM).
- Borrok, D.M.; Kesler, S.E.; Boer, R.H.; Essene, E.J. 1998. The Vergenoeg magnetite-fluorite Deposit, South Africa: Support for a hydrothermal model for a massive iron oxide deposits. *Economic Geology*, **93**:564-586.
- Campbell, I.H.; Leshner, C.M.; Coad, P.; Franklin, J.M.; Gorton, M.P.; Thurston, P.C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits. *Chemical Geology*, **45**:181-202.
- Caritat, P. De. Hutcheon, I.; Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, **41**:219-239.
- Clarke, N.C.; Reardon, N.C.; Chatterjee, A.K.; Gregoire, D.C. 1989. Tourmaline composition as a guide to mineral exploration: a reconnaissance study from Nova Scotia using discriminant function analysis. *Economic Geology*, **84**:1921-1935
- Caruso, L.; Simmons, G. 1985. Uranium and microcracks in a 100-meter core. Redstone, New Hampshire. *Contribution to Mineralogy and petrology*, **90**:1-17.
- Cathelineu, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**(3):235-244.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**:1-37.
- Costa, M.L. Da; Angélica, R.S.; Fonseca, R.S. da. 1996. Geochemical exploration for gold in deep weathered lateritised gossans in the amazon region, Brazil: A case history of the Igarapé Bahia Deposit. *Geochimica Brasiliensis*, **10**:13-26.



- Costa, J.B.S.; Araújo, O.J.B.; Santos, A.; Jorge João, X.S.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 1995 - A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:199-235.
- Costa, U.R.; Barnett, R.L.; Kerrich, R. 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu Sulfide Deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool – evidence from geochemistry,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and mineral chemistry. *Economic Geology*, **78**:1144-1203.
- Dana, E.S. 1920. *The system of mineralogy of James D. Dana. Descriptive Mineralogy*. 6ed. John Wiley & Sons, Inc., New York. 1134p.
- Dardenne, M.A.; Ferreira Filho, C.F.; Meirelles, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **1**:363-372.
- Davidson, G.J. & Large, R.R. 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita*, **29**:208-223.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 558p.
- Dias, G.S.; Macambira, M.J.B.; Dall’agnol, R.; Soares, A.D.V.; Barros, C.E. de M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, PA. In: SBG/NO ,Simpósio de Geologia da Amazônia, 5. Belém, *Boletim...* . p.376-379.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*. p.11-56.
- Docegeo. 1988a Área Igarapé Bahia: Relatório final da pesquisa. Belém, vol.1, 42p
- Dong, G.; Pollard, P.J. 1997. Identification of ferropyrrosmalite by Laser Raman microprobe in fluid inclusions from metalliferous deposits in the Cloncurry District, NW Queensland, Australia. *Mineralogical Magazine*, **61**: 291-293.
- Exley, R.A. 1980. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye Granite petrogenesis and REE mobility in hidrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**:97-110.
- Fan, D.; Dasgupta, S.; Bolton, B.R.; Hariya, Y.; Momoi, H.; Miura, H.; Jiaju, L.; Roy, S. 1992. Mineralogy and geochemistry of the Proterozoic Wafangzi ferromanganese deposit, China. *Economic Geology*, **87**: 1430-1440
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. 2 ed. New York, Wiley.589p.

- Ferreira Filho, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 112 p.
- Ferreira Filho, C.F.; Danni, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, **3**:34-47.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, **1**:287-298.
- Fiske, R.S.; Matsuda, T. 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan, *American Journal of Science*, **262**:76-106.
- Fonseca, L.R. Da; Rigon, J.C.; Gonçalves, R. 1984. Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco Igarapé Bahia - Serra dos Carajás - PA. In: MME/DNPM Symposium Amazonico, . Manaus , **2**:355-357.
- Foster, M.D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geological Survey Professional Paper 414-4*.p.A1-A33.
- Franklin, J.M.; Lydon, J.W.; Snagster, D.F.1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, p.485-627.
- Fron del, C.; Bauer, L.H. 1953. Manganpyrosmalite and its polymorphic relation to friedelite and schallerithe. *The American Mineralogist*, **38**: 755-760.
- Gieré, R. 1996. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. In: Jones,A.P.; Wall,F.; Willians, C.T. eds. Rare earth minerals: chemistry, origin and ore deposits. London, Chapman & Hall. p.105-150.
- Griffin, W.L.; Slack, J.F.; Ramsden, A R.; Win, T.T.; Ryan,C.G. 1996. Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalinites: geochemical controls and exporation applications. *Economic Geology*, **91**:657-675.
- Gromet, L.P., Dymek, R. .F. ; Haskin, L.A.; korotev, R.L. 1984. The “North American Shale Composite: its compilation, major and trace elements characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**:2469-2489.
- Gow, P.A ; Wall, V.J.; Oliver, N.H.S.; Valenta, R.K. 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: further evidence of hidrothermal origins. *Geology*, **22**:633-636.
- Guimarães, I.G. 1987. Petrologia da formação ferrífera na área Salobo 3 $\alpha$  - Província Mineral de Carajás, PA. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 99 p.
- Harris, C. 1985. Guano derived rare earth-rich phosphatic amygdales in gabbroic inclusions from Ascension Island. *Earth Planet. Sci. Letters*, **72**:141-148.

- Haskin, L.A.; Haskin, M.A.; Frey, F.A.; Wildeman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens, L.H. ed. *Origin and distribution of the elements*. London, Pergamon Press. p. 889-912.
- Hauck, S.A. 1990. Petrogenesis and tectonic setting of Middle Proterozoic iron oxide-rich ore deposits - An ore deposit model for Olympic Dam-Type mineralization. In: Pratt, W.P.; Sims, P.K. eds. *The Midcontinent of the United States - Permissive terrane for an Olympic Dam - Type Deposit?*. U.s. Geological Survey, Bulletin 1332. P.4-39.
- Haynes, D.W.; Cross, K.C.; Bills, R.T.; Reed, M.H. 1995. Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model. *Economic Geology*, **90**:281-307.
- Henderson, P. 1996. The rare earth elements: introduction and review. In: Jones, A.P.; Wall, F.; Williams, C.T. eds. *Rare earth minerals: chemistry, origin and ore deposits*. London, Chapman & Hall. p.1-19.
- Henry, D.J.; Dutrow, B.L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew, E.S. & Anovitz, L.M. eds. *Boron. Mineralogy, Petrology and geochemistry*. Washington, The Mineralogical Society of America. P.503-557. (Reviews in Mineralogy, 33).
- Henry, D.J.; Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**:1-15.
- Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *The Mineralogical Magazine*, **30**:277-292.
- Hirata, W.K. 1982. Geologia Regional. In: Bernadelli, A.L. coord. *Província Mineral de Carajás - Pará: Depósitos de ferro, manganês, cobre, ouro, níquel e bauxita*. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. Belém, *Anexo aos anais*. p.9-20.
- Hitzman, M.W.; Oreskes, N.; Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- Hodgson, C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. In: Kirkan, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; Duke, J.M. eds. *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada. p. 635-678. (Special Paper 40).
- Hoefs, J. 1997. *Stable isotope geochemistry*. Berlin, Springer, 201p.
- Huhn, S.R.B. 1996. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, *Boletim*, 140-143.
- Huhn, S.R.B.; Nascimento, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR ? In: Costa, M.L.; Angélica, R.S. (coords.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO. p. 143-160.

- Hutton, C. O. 1956. Manganpyrosmalite, bustamite and ferroan johannsenite from Broken Hill, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, **41**:581-591.
- Kosterin, A.V. 1959. The possible modes of transport of the rare earths by hydrothermal solutions. *Geochemistry*, 4:381-387.
- Koval, P.V.; Zorina, L.D.; Kitajev, N.A. Spiridonov, A.M.; Ariunbileg, S. 1991. The use of tourmaline in geochemical prospecting for gold and copper mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, **40**:349-360.
- Krannidiotis, P. & Maclean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**(7):1898-1911.
- Laird, J. 1988. Chlorites: metamorphic petrology. In: Bailey, S.W. ed. *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*, Mineralogical Society of America. p.405-453. (Reviews in Mineralogy 19).
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **63**:1023-1053.
- Lowell, J.D.; Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical altered-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**:373-408.
- Lyndenmayer, Z.G.; Bocalon, V.S. 1997. Caracterização da mineralização primária da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. In: Marini, O .J. ed. Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros. Estudo texturais, química mineral e varredura química. Brasília, p. 17-20.
- Macambira, M. ; Lancelot, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo, *Boletim....*, **2**:188.
- Macambira, M.J.B.; Lafon, J-M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:263-288
- MacGeehan, P.J.; MacLean, W.H 1980. An Archean subseafloor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulfide genesis. *Nature*, **286**:767-805/
- Machado, N.; Lindenmayer, D.; Lindenmayer, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: SBG/DNPM, Congresso Latino Americano de Geologia, 7. Belém, *Anais....* **1**:339-347.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D.H. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- McLennan, S.M. 1982. On the geochemical evolution of sedimentary rocks. *Chemical Geology*, **37**:335-350.

- McLennan, S.M. & Taylor, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, **99**:1-21.
- Medeiros, H.; Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 3:1488:1499.
- Meyer, C. 1988. Ore deposits as guides to geologic history of the earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16**:147-171.
- Mougeot, R.; Respaut, J.P.; Brique, L.; Ledru, P.; Milesi, J.P.; Lerouge, C.; Marcoux, E.; Huhn, S.B.; Macambira, M.J.M. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **7**:321-324.
- Nash, J.T.; Granger, H.C.; Adams, S.S. 1981. Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. *Economic Geology*, **75th Anniversary Volume**.p.63-116.
- Niem, A. R. 1977. Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. *Geological Society of America Bulletin*, **88**:49-61.
- Ohmoto, H. 1986 Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Reviews. Mineralogy, **16**:451-559.
- Oreskes, N. & Hitzman, N.W. 1993. A model for the origin of Olympic Dam-Type deposits. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D. ;Thorpe, R.I.; Duke, J.M. eds. *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada. p. 615-633. (Special Paper 40).
- Oreskes, N. & Einaudi, M.T. 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam; preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, **87**:64-90.
- Oreskes, N. & Einaudi, M.T. 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, **85**:1-28.
- Pan, Y.; Fleet, M.E.; Barnett, R.L.; Chen, Y. 1993. Pyrosmalite in Canadian Precambrian sulfides deposits; mineral chemistry, petrogenesis and significance. *The Canadian Mineralogist*, **31**:695-710.
- Pimentel, M.M. ; Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Resumos*, **2**:390-391.
- Pinheiro, R.V.L; Holdsworth, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society of London*, **154**:99-103.

- Ribeiro, A.M.R. 1989. *Estudo Geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da Área Bahia, serra dos Carajás, PA*. Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 134p.
- Roberts, D.E. & Hudson, G.R.T. 1983. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*. **78**:799-822.
- Rodrigues, E.; Lafon, J.M.; Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros Resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos...*, V.1, p.183-184.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical date. New York, Longman, 352p.
- Rose, A.W. & Burt, D.M. 1979. Hydrothermal Alteration. In: Barnes, H.L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2 ed. New York, John Wiley & Sons. p.173-235.
- Sachs, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 142p.
- Schobbenhaus, C. & Campos. D. A . 1984. A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A .; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (coords.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM. p.9-53.
- Sillitoe, R.H. 1993 Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration Implications. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D. ;Thorpe, R.I.; Duke, J.M. eds. *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada. p. 465-478. (Special Paper 40).
- Silva, G.C.; Lima, M.I.C.; Andrade. A. R.F.; Issler, R.S.; Guimarães, G. 1974. Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte da folha Sc.22 Tocantins. Projeto Radam. Rio de Janeiro, DNPM. p. 2-30 (Levantamentos de recursos naturais, 4).
- Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew, E.S. & Anovitz, L.M. eds. *Boron. Mineralogy, Petrology and geochemistry*. Washington, The Mineralogical Society of America. P.559-643. (Reviews in Mineralogy, 33).
- Slack, J.F; Coad, P.R. 1989. Multiple hydrothermal and metamorphic events in the Kidd Creek volcanogenic massive sulphide deposit, Timmins,Ontario: evidence from tourmalines and chlorites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:694-715.
- Stillwell, F.L. & Macandrew, J. 1957. Pyrosmalite in the Broken Hill lode, New South Wales. *Mineralogical Magazine*, **31**:371-380.
- Sutec/CVRD. 1996. *Projeto de Revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica*. (Relatório interno).

- Tallarico, F.H.B.; Rego, J.L.; Oliveira, C.G. 1998 A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia – Carajás: um depósito da classe óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Anais*. p. 116.
- Taylor, R.S.; McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell. Oxford.
- Taylor, H.P. 1987. Comparasion of hydrothermal system in layered gabbros and granites, and the origein of low 18 O magmas. In: *Magmatic Processes: physicochemical principles*. Geoch Soc. Spec. Publ. 337-357.
- Thompson, J.F.H. 1993. Aplication of deposit models to exploration. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D. ;Thorpe, R.I.; Duke, J.M. eds. *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada. p. 51-67. (Special Paper 40).
- Thompson, A.J.B.; Thompson, J.F.H. 1996. *Atlas of alteration*. Geological Society of Canadá, 119p.
- Tolbert, G.E.; Tremaine, J.W.; Melcher, G.C.; Gomes, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, **66**:985-994.
- Vaughan, J.P. 1986. The iron end-member of pyrosmalite series from the Pegmont lead-zinc deposit, Queensland. *Mineralogical Magazine*, **50**:527-531.
- Vaughan, J.P. 1987. Ferropyrosmalite and nomenclature in the pyrosmalite series. *Mineralogical Magazine*, **51**:174.
- Wirth, K.R.; Gibbs, A.K.; Olszewski, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:195-200.
- Zang, W. & Fyfe, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**:30-38
- Zheng, Y.F.; Hoefs, J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, **28**:79-89.
- Zinkernagel, U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**. 69p.

# ***ANEXOS***



## ANEXO I

**COORDENADAS DOS FUROS DE SONDAGEM ESTUDADOS NO DEPÓSITO  
IGARAPÉ BAHIA**

**CORPO ACAMPAMENTO**

FURO	COORDENADAS		AZIMUTE	MERGULHO	PROF. (m)
	NORTE	ESTE			
BH-FD09	9333366.09	548471.22	258.00	60.00	363.63
BAH-F340ACP	9333852.02	547379.94	258.39	80.86	249.35
BAH-F346ACP	9333387.41	548089.65	258.00	68.00	354.90
BAH-F348ACP	9333735.65	547556.38	258.00	71.53	212.20
BAH-F349ACP	9333406.83	547693.93	78.00	61.30	620.30
BAH-F350ACP	9333205.58	548197.39	258.00	72.00	380.00
BAH-F352ACP	9333814.68	547444.60	258.00	75.00	289.45
BAH-F353ACP	9333896.51	547346.35	258.00	75.00	277.50
BAH-F356ACP	9332930.50	548345.52	258.00	70.00	411.90
BAH-F357ACP	9333709.25	547426.27	78.00	45.00	170.00
BAH-F361ACP	9333803.85	547389.21	78.00	75.00	200.00

**CORPO FURO TRINTA**

FURO	COORDENADAS		AZIMUTE	MERGULHO	PROF. (m)
	NORTE	ESTE			
BAH-F365FT	2464.71	7227.53	310.00	70.00	274.65
BAH-F374FT	2500.02	7496.43	310.00	62.81	233.80
BAH-F377FT	2550.60	7591.65	310.00	73.00	298.95
BAH-F378FT	2446.81	7248.75	310.00	70.00	331.95
BAH-F384FT	2536.13	7609.06	310.00	80.00	500.00
BAH-F385FT	2788.39	7775.15	310.00	80.00	299.35
BAH-F391FT	2414.14	7287.61	310.00	75.00	448.55
BAH-F403FT	2680.30	7515.10	130.00	72.00	230.47



### ANEXO III – Microanálises de clorita

**T1** = Temperaturas calculadas com a equação de **Kranidiotis & McLean**, (1987)

**T2** = Temperaturas calculadas com a equação corrigida por **Zang & Fyfe** (1995)

**T3** = Temperaturas calculadas com a equação de **Cathelineau** (1988)

#### Amostras

**1 a 3, 5, 8, 9, 48 e 49** = BAH F346/ACP 253,65 – metavulcânica

**4** = BAH F349/ACP 480,40m – brecha siderítica

**6, 7, 10 e 21 a 28** = BAH F352/ACP 251,00m – brecha siderítica

**11 a 13 e 52 a 56** = BAH F352/ACP 122,95m - brecha siderítica

**14, 41, 42 e 57** = BAH F352/ACP 126,90m = brecha siderítica magnetítica

**15** = BAH F352/ACP – 162,90m – metavulcânica

**16 a 18** = BAH F352/ACP – 185,90m metavulcânica

**19, 20 e 43** = BAH F340/ACP – 134,10m – brecha magnetítica siderítica

**29 a 32** = BAH F391/FT 404,20m – metavulcânica hidrotermalizada

**33 e 34** = BAH F353/ACP 161,85m – brecha magnetítica

**35 e 36** = BAH F350/ACP 247,60m – brecha magnetítica

**37 a 40** = BAH F384/FT 218,90m – tufo

**44 a 47** = BAH F361/ACP – 82,90m – brecha magnetítica e siderítica

**50 e 51** = BAH F349/ACP 434,05m – brecha siderítica





## **ANEXO IV – Microanálises de turmalina**

### **Amostras**

**1, 47 a 49** = BAH F352/ACP 126,90m – brecha siderítica

**6 a 10** = BAH F352/ACP 162,90m – metavulcânica

**11 a 15 e 26 a 31** = BAH F352/ACP – 185,90m

**16,17, 37 a 39** = BAH F340/ACP – 134,10m

**18 a 21, 44 a 46** = BAH F346/ACP 253,65m – metavulcânica

**22 a 25** = BAH F350/ACP 247,60m – brecha magnetítica

**32 a 36** – BAH F353/ACP 215,00m – brecha magnetítica

**40 a 43** – BAH F361/ACP – 82,90m – brecha magnetítica siderítica

Análises em cristais zonados:

1 a 4 = borda

5 = centro

6 = borda

7 = parte intermediária

8 = centro

9 = borda

10 = centro

13, 14, 15 = borda, intermediária e centro respectivamente

16 e 17 = borda e centro

32 e 33 = centro e borda

38 e 39 = centro

40 = centro

41, 42 e 43 = borda, borda e centro

45 e 46 = centro

47 e 48 = borda e centro.



## ANEXO V - MICROANÁLISES DE CARBONATO

### MICROANÁLISES DE CARBONATO (UnB)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	11,42	23,98	30,17	9,78	0,43	0,27	1,23	1,56	1,60	1,46	0,23	0,21	0,18	0,19	0,30	0,40	26,18
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	49,50	50,79	53,12	47,74	97,62	97,14	0,53	1,21	0,45	1,61	98,51	97,51	97,70	97,88	96,93	95,94	50,62
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	5,27	5,77	4,51	6,32	0,90	1,14	2,01	2,89	3,38	1,83	0,71	0,65	0,71	0,78	1,16	1,11	3,48
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	34,99	19,45	12,50	35,49	1,16	0,51	93,41	94,82	94,22	94,97	0,84	0,84	0,85	1,00	1,11	1,83	16,97
<b>Sr(CO<sub>3</sub>)</b>	0,00	0,00	0,17	0,04	0,00	0,13	0,02	0,00	0,00	0,23	0,08	0,15	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
<b>Ba(CO<sub>3</sub>)</b>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,16
<b>Total</b>	101,18	99,99	100,46	99,41	100,10	99,26	97,20	100,48	99,66	100,14	100,37	99,35	99,48	99,93	99,50	99,28	97,45

Obs. 1 a 4 = BAH F349/ACP 480,40m (brecha siderítica); 5 e 6 = BAH F346/ACP 253,65m (metavulcânica); 7 a 10 = BAH F352/ACP 122,95 (brecha siderítica); 11 a 16 = BAH F391/C30 404,20m (metavulcânica) ; 17 = BAH F346/ACP 253,65m (metavulcânica)

### MICROANÁLISES DE CARBONATO SUTEC

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
<b>MgO</b>	1,23	0,93	0,09	0,32	10,87	0,37	0,30	10,97	0,18	11,03	5,88	4,69	4,63	3,95	3,84	3,80	3,41	1,25	13,34	13,36	3,15	0,49	2,95	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	2,19	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,14	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,07	0,08	0,05	0,07	0,17	0,00	0,00	0,15	0,12	0,15	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>CaO</b>	0,57	0,64	55,07	54,17	25,93	51,06	51,10	27,36	56,27	27,93	25,90	25,88	0,52	0,76	0,64	0,64	0,66	0,79	27,36	28,56	0,41	0,32	0,38	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,05	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,06	0,00	0,00	0,05	0,04	0,02	0,04	0,00	0,09	0,06	0,03	0,00	0,00	0,19	
<b>MnO</b>	1,36	0,46	0,62	0,83	2,53	1,24	1,11	2,68	0,86	4,31	3,07	3,12	3,40	2,59	2,68	2,88	2,79	1,73	1,30	1,42	3,19	2,13	2,70	
<b>FeO</b>	55,47	56,94	0,32	1,36	14,30	0,95	0,83	13,37	0,70	12,72	21,87	22,64	48,95	49,94	52,74	52,48	52,18	54,11	13,34	10,75	51,01	57,36	51,69	
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,03	0,01	0,00	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	
<b>NiO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	
<b>CuO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,00	-	-	0,06	0,05	0,15	0,03	0,02	0,00	-	-	-	
<b>ZnO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,07	-	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	
<b>Total</b>	58,82	59,31	56,11	56,82	53,68	53,66	53,41	54,51	58,05	56,11	56,80	56,41	57,68	57,39	60,18	59,99	59,29	60,35	55,42	54,11	57,95	60,49	58,16	

Obs. 1 a 2 = BAH F340/ACP 134,10m (brecha magnetítica); 3 = BAH F346/ACP 253,65m (metavulcânica); 4, 13 e 14 = BAH F352/ACP 122,95m (brecha siderítica); 5 a 9 = BAH F349/ACP 434,05 (metavulcânica) ; 10 a 12 = BAH F349/ACP 480,40m (brecha siderítica) 15 a 18 = BAH F352/ACP 126,90m (brecha siderítica e magnetítica); 19 a 20 = BAH F352/ACP 185,90m (metavulcânica) 21 a 23 = BAH F361/ACP 82,90m (brecha magnetítica)



## ANEXO VI - MICROANÁLISES DE ANFIBÓLIO E STILPNOMELANA

### MICROANÁLISES DE ANFIBÓLIO

Amostra	F353/215	F353/184	F353/184	F353/178	F353/178	F353/184
SiO <sub>2</sub>	45,33	46,16	45,75	46,09	44,16	45,08
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,12	0,16	0,23	0,35	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,06	5,43	5,65	4,46	9,06	5,57
FeO	30,41	27,58	27,02	33,42	30,58	32,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	1,04	0,45	0,51	0,90	1,20	1,40
MgO	3,00	5,77	5,43	2,42	3,57	2,37
CaO	7,56	10,12	10,25	7,71	7,68	9,29
Na <sub>2</sub> O	2,07	1,32	1,36	1,34	1,23	1,32
K <sub>2</sub> O	0,00	0,09	0,21	0,00	0,00	0,00
TSi	7,14	7,26	7,24	7,45	6,95	7,22
TAI	0,87	0,75	0,76	0,55	1,05	0,78
SUM_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Cal	0,63	0,26	0,30	0,30	0,63	0,27
Cti	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01
CMg	0,70	1,35	1,28	0,58	0,84	0,57
CFe <sub>2</sub>	3,64	3,37	3,40	4,09	3,50	4,15
SUM_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe <sub>2</sub>	0,36	0,25	0,17	0,43	0,53	0,26
BMn	0,14	0,06	0,07	0,12	0,16	0,19
BCa	1,28	1,69	1,74	1,34	1,29	1,56
BNa	0,23	0,00	0,02	0,11	0,02	0,00
SUM_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04
ANa	0,41	0,40	0,40	0,31	0,36	0,41
AK	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00
SUM_A	0,41	0,44	0,44	0,31	0,36	0,45
SUM_CAT	15,41	15,44	15,44	15,31	15,36	15,45
OH						
SUM_OXY	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

\* todas as amostras são de brecha magnetítica

### MICROANÁLISES DE STILPNOMELANA

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	27,33	30,77	34,40	31,93	31,18	30,28	33,85	34,79
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,04	0,14	0,11	0,20	0,12	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,82	12,07	11,12	11,77	12,30	10,65	10,10	10,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,05	0,05	0,00	0,01	0,03	0,03
MgO	3,86	3,46	4,23	4,41	4,51	3,80	3,62	3,84
CaO	0,18	0,24	0,08	0,01	0,08	0,05	0,07	1,76
MnO	0,44	0,59	0,89	0,80	0,76	0,74	0,83	0,81
FeO	40,29	38,68	39,12	39,21	39,28	38,36	37,18	35,61
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,47	0,14	0,13	0,53	0,24	0,11
K <sub>2</sub> O	0,00	0,16	0,88	0,35	0,20	0,69	0,49	0,68
Total	86,99	86,04	91,28	88,81	88,55	85,31	86,53	87,66

1 e 2 = BAH F353/ACP 161,85m - brecha magnetítica

3 a 8 - BAH F353/ACP 184,70m - brecha magnetítica

## ANEXO VII – ANÁLISES QUÍMICAS

Análises químicas realizadas no laboratório Actlabs - Activation Laboratories Ltda.(Canadá).

Os elementos analisados, limites de detecção e métodos utilizados foram os seguintes:

- SiO<sub>2</sub> (0,01%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,01%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(0,01%), MnO (0,01%), MgO (0,010%), CaO (0,01%), Na<sub>2</sub>O (0,01%), K<sub>2</sub>O (0,01 %), TiO<sub>2</sub> (0,010%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,010%), Ba (1ppm), Sr (1ppm), Y (1ppm), Zr (1ppm), Be (2ppm) e V (1ppm)- **Fusion ICP**;
- - Au (5ppb), As (2ppm), Br (1ppm), Co (1ppm), Cr (1ppm) Cs (0.5ppm),Hf (0,5ppm), Hg (1ppm), Ir (5ppb), Mo (5ppm), Rb (20ppm), Sb (0,2ppm), Sc (0,1ppm), Se (3ppm), Ta (1ppm), Th (0,5ppm), U (0,5ppm), W (3ppm), La (0,5ppm), Ce (ppm), Nd (5ppm), Sm (0,1ppm), Eu (0,1ppm), Tb(0,5 ppm), Yb (0,5ppm) e Lu (0.05ppm) - **INAA**;
- - Cu (1ppm), Pb (5ppm), Zn (1ppm), Ag (0,5ppm), Ni (ppm), Cd (0,5ppm), Bi (5ppm) - **Total digestion ICP**.

As amostras analisadas estão identificadas de acordo com o furo de sondagem e a sua profundidade. Usam-se os seguintes termos para representar os tipos litológicos estudados:

RIT = metarritmito

TF= metatufo

BIF = formação ferrífera

CONG = conglomerado

INTR = rocha intrusiva

BS = brecha siderítica

BM = brecha magnetítica carbonática

MH = metabásica hidrotermalizada

