

RESUMO

O depósito aurífero de Amapari, formado pelos campos Urucum e Taperebá, está hospedado na Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica, e localiza-se a cerca de 18 km a ENE da cidade de Serra do Navio, Amapá. No campo Taperebá foram definidos os corpos de minério A, B, C e D.

Objetivou-se com este trabalho 1) descrever petrograficamente as diversas unidades litológicas que compõem a seqüência metavulcanossedimentar hospedeira dos corpos A e B do campo Taperebá, com vistas a identificar associações minerais indicativas dos metamorfismos regional e termal a que aquela seqüência foi submetida, 2) caracterizar os corpos de minério, em termos do modo de ocorrência, conteúdo mineralógico, principais texturas e rochas encaixantes e 3) caracterizar preliminarmente os fluidos mineralizantes e a alteração hidrotermal. Dados mineralógicos, texturais, modais e químicos, subsidiados por informações disponíveis na literatura, foram usados na busca desse objetivo.

No depósito Amapari, o metamorfismo regional originou xistos variados e metamorfeou formações ferríferas bandadas (FFB) dos tipos óxido e óxido-silicático. A presença de granada e biotita nos xistos indica que eles alcançaram a fácies anfíbolito baixo (zona da almandina) marcada por temperaturas e pressões moderadas. Com base na composição modal média dos xistos (43,6 % de biotita, 35,7 % de quartzo, 11,5 % de muscovita, 8,2 % de clinozoisita, 0,6 % de opacos e 0,4 % de turmalina + plagioclásio), pôde-se interpretar os xistos como derivados de rochas de natureza pelítica, mas com alguma contribuição carbonática. Nas FFB a presença de grunerita é indicativa de metamorfismo de grau médio (French 1968, Klein 1973) e o próprio tamanho dos grãos (> 0,2 mm) evidencia condições compatíveis com aquela fácies (James 1954, Gross 1961, Dorr 1964). A composição modal das FFB do tipo óxido (59% de quartzo e 41% de martita) e óxido-silicático (40% de quartzo, 33% de martita e 27% de grunerita) mostram que estas rochas têm óxidos de ferro e sílica como principais constituintes, certamente já presentes nos precipitados químicos precursores. A martita tem origem pós-metamórfica.

O metamorfismo termal gerou os escarnitos, os quais ocorrem na auréola de contato do granito Itajobi. A associação mineralógica mais comum nestas rochas (diopsídio + flogopita + grossularita) aponta para a fácies hornblenda hornfels com a temperatura tendo atingido pelo menos 550°C a pressões relativamente baixas (Philpotts 1990). No depósito as condições foram, pelo menos localmente, mais

severas, alcançando a fácies piroxênio hornfels, haja vista a ocorrência de periclásio em escarnitos do campo Urucum (Melo 2001). Os escarnitos são derivados de rochas carbonáticas impuras (margas), o que explica as composições mineralógica (53% de calcita, 40% de diopsídio, <1 a 12% de magnetita e 2% de flogopita) e química (ricas em SiO₂, FeO e MgO).

Os sulfetos são pouco abundantes, sendo encontrados, principalmente, em pequenos filetes concordantes à foliação dos xistos. A pirita é o sulfeto dominante seguida calcopirita. A rara presença de finos cristais de ouro (?) é restrita aos xistos, podendo-se deduzir que ele é, normalmente, de granulação muito fina e/ou está contido na estrutura dos minerais, particularmente os sulfetos.

Não foram identificados nos corpos A e D os fluidos aquo-carbônicos considerados as soluções portadoras de ouro no Campo Urucum, porém foram registrados fluidos aquosos, os quais, com base nas inclusões estudadas, correspondem, principalmente, aos sistemas NaCl–CaCl₂–H₂O e NaCl–MgCl₂–(FeCl₂)–H₂O e, subordinadamente, ao sistema NaCl–KCl–H₂O. A maioria dos dados mostra que a salinidade varia de 5,1 a 14,8% NaCl equiv., a densidade de 0,69 a 1,07 g/cm³ e as temperaturas de homogeneização de 110,8 a 423,1°C. Em termos evolutivos, a principal característica desses fluidos tem a ver com o processo de diluição, perpetrada provavelmente por águas superficiais, sobretudo no corpo D. Uma possível explicação para sua origem estaria na ligação com o alojamento do granito Itajobi, cujo resfriamento provocou o movimento convectivo das soluções e a interação com as rochas da seqüência hospedeira. Seguindo diferentes trajetórias, os fluidos ricos em CaCl₂ teriam tido maior contato com as rochas carbonáticas, e neste caso estariam associados à formação dos escarnitos, enquanto os fluidos ricos em FeCl₂ teriam tido maior influência das rochas metassedimentares clásticas e formações ferríferas. Por seu turno, os fluidos ricos em KCl teriam tido maior interação com as rochas ricas em biotita (xistos) ou, até mesmo, serem fluidos exsolvidos da cristalização do granito.

1. INTRODUÇÃO

O depósito aurífero de Amapari está hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar da Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica. Ele é formado pelos campos Urucum, ao norte, e Taperebá, ao sul, ambos localizados próximos dos contatos com o granito Itajobi, datado em 1993 ± 13 Ma (Borges *et al.* 2001) e intrusivo naquela seqüência. A área do depósito encontra-se a cerca de 18 km a leste da cidade de Serra do Navio, estado do Amapá, entre os rios Amapari e Araguari, sendo limitada pelos meridianos $51^{\circ}43'36''$ e $52^{\circ}04'09''$ WGr e pelos paralelos $0^{\circ}48'$ e $1^{\circ}00'$ N (Fig. 1). No campo Taperebá foram definidos os corpos de minério A, B, C e D, os três primeiros alinhados aproximadamente na direção N-S, e o último alongado segundo N 45° W. Em ambos aqueles campos, o minério primário consiste em sulfetos disseminados e estruturalmente controlados por zonas de cisalhamento N-S e NW-SE. As maiores concentrações de ouro resultaram de processos supergênicos, mas a mineralização hipogênica também gerou teores promissores deste metal precioso.

Este depósito é um dos poucos sítios no estado do Amapá em que se pode, hoje, realizar um estudo metalogenético. O acesso à área e, sobretudo, a cessão de testemunhos de sondagem pela Companhia Itajobi (Grupo AngloGold), empresa à época detentora dos direitos de lavra, permitiram que, há cerca de três anos, se fizesse uma amostragem das zonas mineralizadas, já se tendo sido proposto um modelo genético para o depósito com base em informações coletadas no Campo Urucum (Melo 2001; Melo *et al.* 2002). Igualmente possível foi estender o estudo aos corpos de minério do Campo Taperebá e, com isso, ter-se uma melhor compreensão do depósito como um todo, particularmente no que se refere às rochas encaixantes, composição do minério e fluidos mineralizantes.

2. OBJETIVOS

O trabalho objetivou 1) descrever petrograficamente as diversas unidades litológicas que compõem a seqüência metavulcanossedimentar hospedeira dos corpos A e B do campo Taperebá, com vistas a identificar associações minerais indicativas dos metamorfismos regional e termal a que aquela seqüência foi submetida, 2) caracterizar os corpos de minério, em termos do modo de ocorrência, conteúdo mineralógico, principais texturas e rochas encaixantes e 3) caracterizar preliminarmente os fluidos mineralizantes e a alteração hidrotermal.

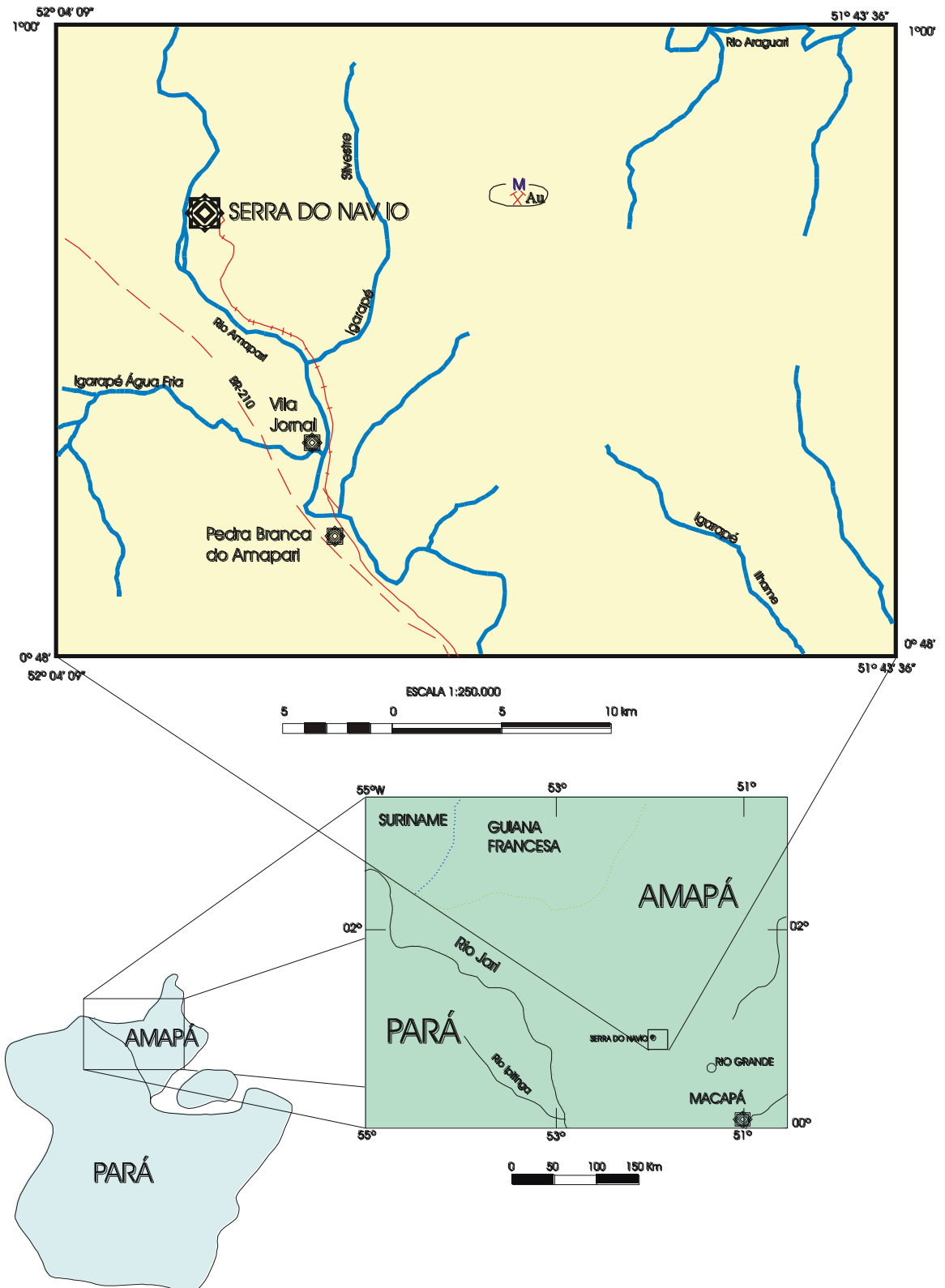


Figura 1: Mapa de localização do depósito de Amapari (X) (Fonte: Faraco 1997 e CPRM 1997 (apud Melo 2001)). (M) anomalia magnética.

3. MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS

Para alcançar os objetivos propostos, adotaram-se os seguintes procedimentos:

3.1. Trabalho de campo

Não houve necessidade de campanhas de campo, visto que muitos testemunhos de sondagem foram trazidos para Belém, quando da visita do orientador ao depósito Amapari.

3.2. Pesquisa Bibliográfica

Em todas as fases do trabalho foi feito levantamento bibliográfico buscando subsídios para o conhecimento tanto da geologia regional e local da área em estudo, bem como para as interpretações dos dados obtidos em laboratório, além de tópicos relacionados ao metamorfismo.

3.3. Trabalhos de Laboratório

- a) seleção e descrição de amostras de três testemunhos de furos de sondagem feitos nos corpos A e B do Campo Taperebá;
- b) confecção de 24 lâminas polidas para estudo petrográfico em microscópio com luz transmitida e refletida, abrangendo a identificação de fases e associações minerais, bem como a descrição das feições texturais, segundo os ensinamentos de Uytendogaardt & Burke (1971), Craig & Vaughan (1981), Bard (1985) e Spry & Gedlinske (1987), dentre outros;
- c) obtenção de fotomicrografias de minerais, agregados minerais e feições texturais/estruturais para registro documental das principais características metamórficas e do minério;
- d) pulverização de amostras dos principais tipos litológicos que compõem a seqüência hospedeira para análises químicas de elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P) e de perda ao fogo, as quais foram realizadas nos laboratórios da Lakefield Geosol em Belo Horizonte;
- e) preparação de diagramas ACF_m para representar as associações metamórficas mais comuns dos escarnitos, tendo-se como controle as composições mineralógicas e as análises químicas das rochas;

- f) seleção de amostras de quartzo com ou sem sulfetos visando a estudos petrográficos e microtermométricos de inclusões fluidas (seções bipolidas), consoante os ensinamentos prescritos em Shepherd *et al.* (1985);
- g) interpretação dos resultados e comparação do campo Taperebá com o campo Urucum, e
- h) preparação da monografia.

4. GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico, situado na porção setentrional, é uma das maiores áreas cratônicas do mundo ($\approx 4,3$ milhões de km^2), tendo alcançado estabilidade tectônica no início do Neoproterozóico (Cordani & Sato 1999). É dividido em dois escudos, o Escudo das Guianas, ao norte, e o Escudo Brasil-Central ou Guaporé, ao sul, separados pelas bacias paleozóicas do Solimões e Amazonas (Almeida *et al.* 1976; Almeida, 1978 *apud* Avelar 2002).

Dados geológicos, geofísicos e geocronológicos mostram que a evolução do Cráton Amazônico envolveu vários eventos tectônicos durante o Arqueano e o Proterozóico.

Existem vários modelos para a evolução geodinâmica do Cráton Amazônico. Um dos modelos, devido a Tassinari & Macambira (1999) (Fig. 2), propõe a divisão do Cráton em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central ($>2,3$ Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95–1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8–1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,5–1,3 Ga) e Sunsas (1,25–1,0 Ga).

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), de maior interesse neste trabalho, abrange toda a porção leste do Escudo das Guianas (Cordani *et al.* 1979, Tassinari & Macambira 1999). Sua extensão geográfica corresponde o leste da Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e a porção mais ao norte do Brasil, compreendendo o Estado do Amapá, norte do Pará, e o nordeste do Estado de Roraima. A PMI é limitada pela bacia sedimentar do Rio Orinoco, ao norte, pelas coberturas sedimentares pós-transamazônicas (Grupo Roraima) e rochas vulcano-plutônicas paleo- e mesoproterozóicas (Grupo Uatumã), a oeste, pelo oceano Atlântico, ao leste, e pela Província Carajás, ao sul.

A PMI, desde a Venezuela até o Estado do Amapá, é caracterizada estruturalmente por *trends* de direções WNW-ESSE e NE-ENE. As principais unidades que integram esta província compreendem complexos metamórficos de

alto grau (granulitos e gnaisses anfíbolíticos), terrenos *granito-greenstones* e outras unidades supracrustais, rochas granitóides transamazônicas e rochas magmáticas pós-transamazônicas (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 2000 *apud* Avelar 2002).

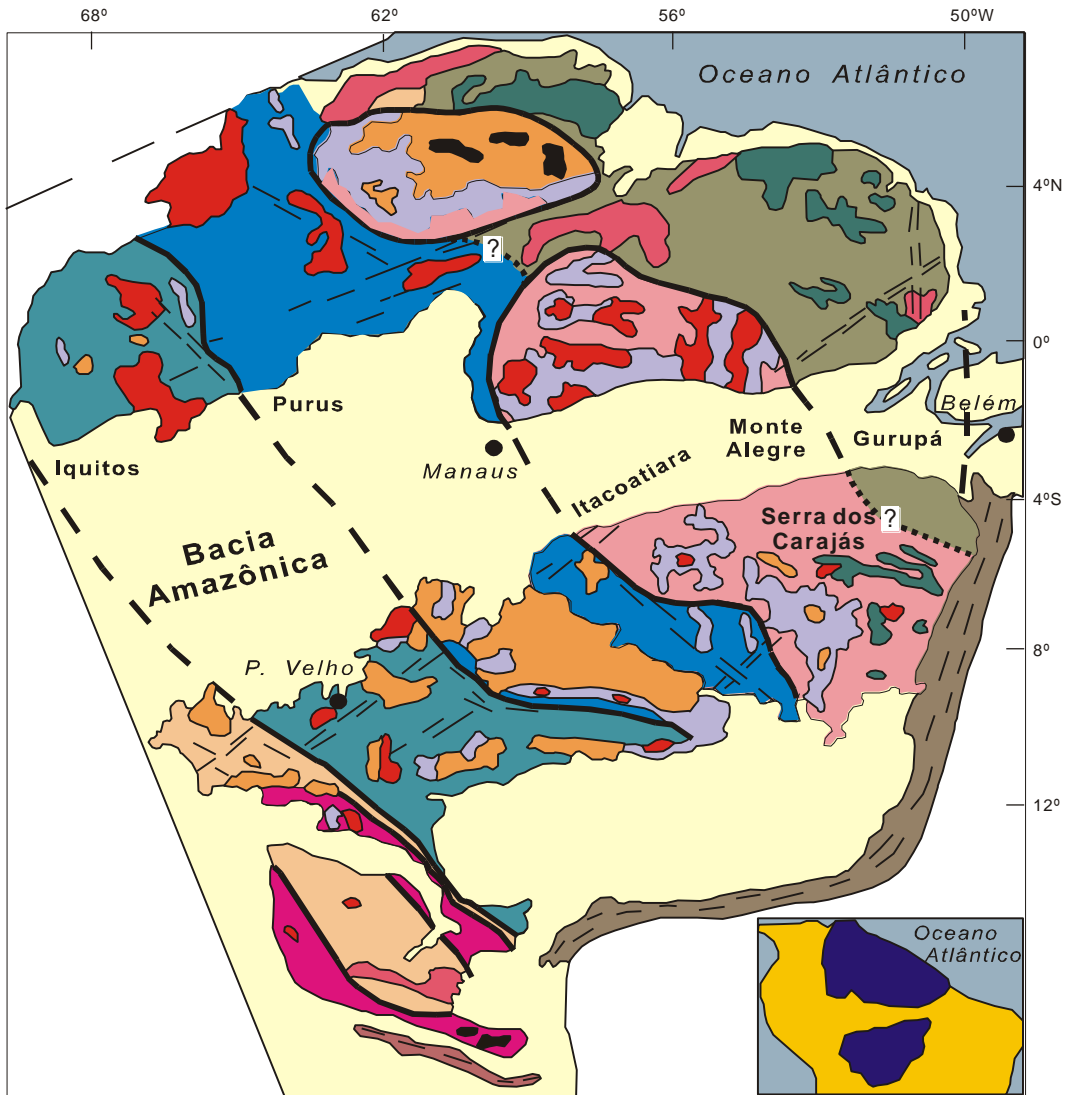
A área do depósito Amapari está contida em seqüência tipo “*greenstone belt*” desenvolvida em terrenos de núcleos antigos, dentro da Província Metalogenética Amapá/NW do Pará e mais especificamente dentro do Distrito Aurífero da Serra do Navio/Vila Nova (Melo 2001).

O embasamento arqueano da região é conhecido como Complexo Guianense (Lima *et al.* 1974) e constitui-se de granulitos, gnaisses, anfíbolitos e migmatitos. Montalvão & Tassinari (1984), pelo método Rb-Sr, dataram amostras de tonalitos e gnaisses da região da serra de Cupixi e de afloramentos nos rios Amapari e Ipitinga e obtiveram a idade de 2.944 Ma. Já pelo método K-Ar, a idade obtida foi de 2.076-1.759 Ma em minerais das rochas do referido complexo.

Cortando as rochas do embasamento, ocorrem corpos intrusivos pertencentes ao Complexo máfico-ultramáfico Bacuri que tem direção aproximada E-W. É composto por anfíbolitos, serpentinitos, tremolititos e cromititos.

A Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), de idade paleoproterozóica, ocorre discordantemente sobre o Complexo Guianense. A SMVN ocorre em faixas alongadas na direção NW-SE, com mergulhos subverticais geralmente para NE, sendo cortada por zonas de cisalhamento, de natureza rúptil a dúctil, que deformaram, em diferentes intensidades, todo o pacote metavulcanossedimentar. Nele dominam rochas metavulcânicas e metaplutônicas, tanto máficas como ultramáficas, além de formações ferríferas bandadas, quartzitos, xistos e metagrauvacas (Faraco 1990; 1997).

Vários corpos ígneos cortam aquela suíte, destacando-se intrusões graníticas tardi-tectônicas, félsicas a alcalinas, representadas, respectivamente, por granodioritos/tonalitos e quartzo-sienito/albita-sienitos.



**PROVÍNCIAS
GEOCRONOLÓGICAS**

- Amazônia Central
>2.3 Ga
- Maroni - Itacaiunas
2.2 - 1.95 Ga
- Ventuari-Tapajós
1,95 - 1,8 Ga
- Rio Negro - Juruena
1.8 - 1.55 Ga
- Rondoniana - San Ignácio
1.5 - 1.3 Ga
- Sunsás
1.25 - 1.0 Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

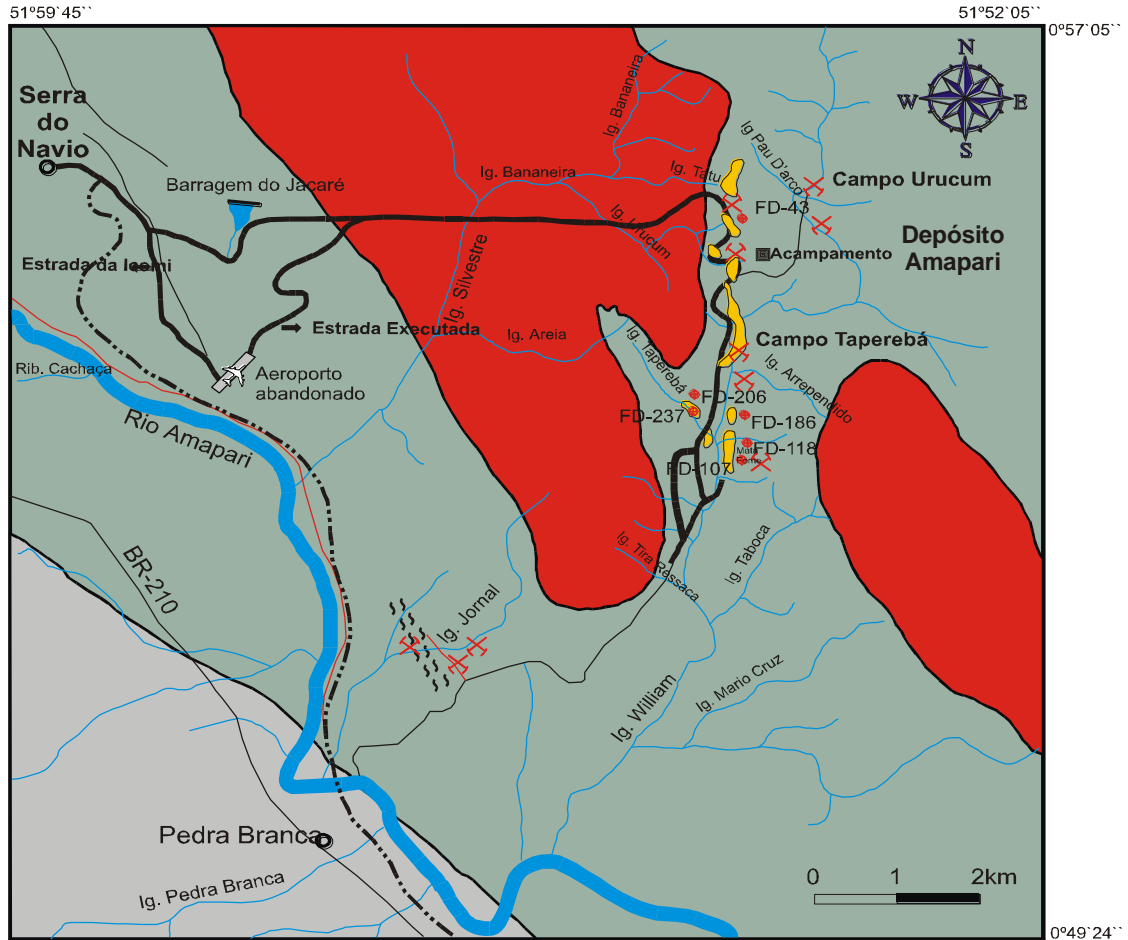
- Coberturas Fanerozóicas
- Granitóides
- Coberturas sedimentares pré-cambrianas
- Coberturas vulcânicas ácida-intermediária
- Rochas vulcânicas máficas
- Greenstone Belts
- Complexo granulítico
- Cinturão móvel neoproterozoico
- Alto estrutural embasamento

Figura 2: Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Fonte: Tassinari & Macambira, 1999).

5. GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO DE AMAPARI (DAA)

O DAA está hospedado em um pacote metavulcanossedimentar da SMVN (Fig. 3) e insere-se na Província Maroni-Itacaiúnas. Trata-se de um depósito hidrotermal, cujo contexto geológico foi propício à circulação de fluidos de fontes diversas e a variados estilos de mineralização de ouro.

Na área do depósito, aflora o granito Itajobi, rico em muscovita e contendo granada e silimanita, o qual foi responsável pela geração de escarnitos em unidades carbonáticas, bem como pela movimentação de fluidos que alteram hidrotermalmente tipos litológicos da seqüência hospedeira.



LEGENDA

- Granito
- Suíte Metamórfica Vila Nova: anfíbolitos; formações ferríferas bandadas; muscovita quartzitos e itapiritos magnéticos
- Complexo Guianense: gnaisses e tonalitos

CONVENÇÕES

- Zona de cisalhamento
- Drenagem
- Estrada antiga
- Estrada executada pela M. Itajobi
- Cidade
- Garimpos
- Garimpos desativados
- FD-43 - Furo de sondagem
- Corpo mineralizado
- Acampamento

Figura 3: Mapa geológico da região de Pedra Branca do Amapari com localização do depósito de Amapari (Modificado de: Mineração Itajobi).

6. CAMPO TAPEREBÁ

6.1. Rochas Encaixantes

Neste trabalho foram estudados testemunhos de três furos de sondagem do Campo Taperebá. As amostras provieram do Corpo A (furos FD-107 e FD-116, fig.4) e Corpo B (furo FD-186, fig.5). Os tipos litológicos encontrados foram formações ferríferas bandadas (FFB), escarnitos e xistos.

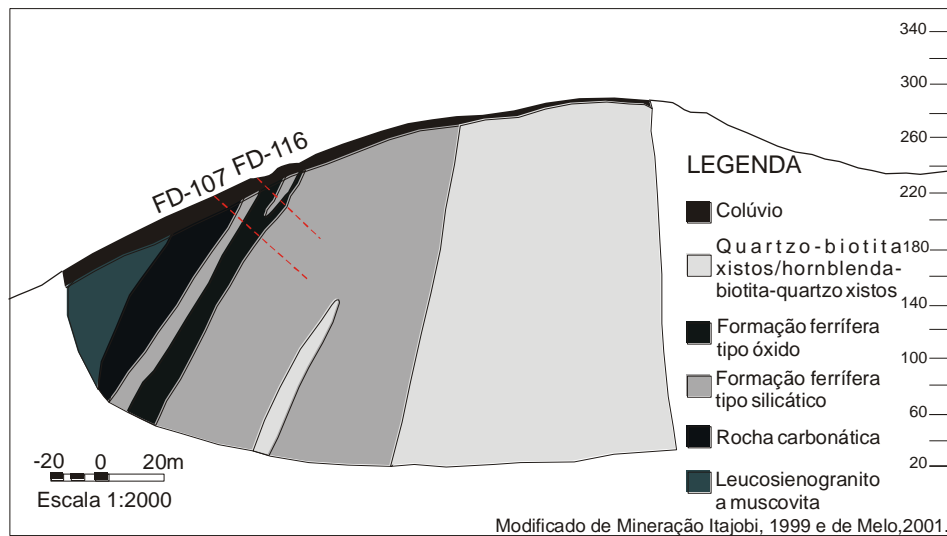


Figura 4: Seção geológica E-W do Campo Taperebá A.

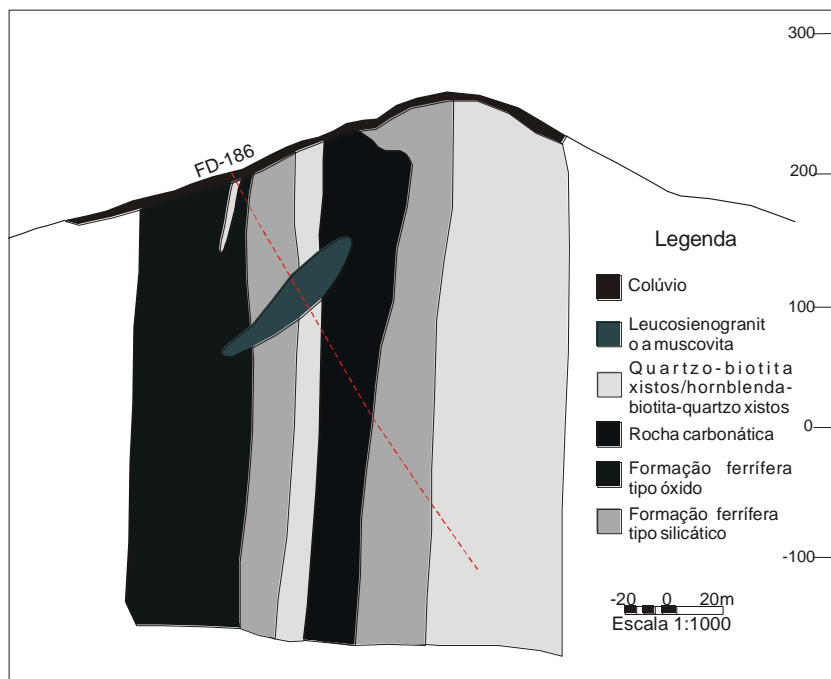


Figura 5: Seção geológica E-W do Campo Taperebá B.

6.1.1. Formações Ferríferas Bandadas

A definição de FFB segue a proposta de Brandt *et al.* (1972) *apud* Faraco (1990), segundo a qual essas rochas derivam de precipitados químicos, hoje segregados em bandas de *chert* ou quartzo que se alternam com bandas ricas em um ou mais minerais de Fe (óxido, carbonato, silicato ou sulfeto). As FFB do depósito Amapari são dos tipos óxido e óxido-silicático.

Tipo Óxido

Essas FFB apresentam uma alternância de bandas claras, predominantemente quartzosas, e bandas escuras, ricas em minerais de Fe e moderada a fortemente magnéticas (Fig.6). Elas tendem a ser monominerálicas, sendo em geral regulares e de granulação variável.

Microscopicamente, essas rochas mostram-se bem recristalizadas e com textura granoblástica, sendo constituídas por quartzo (59%) e martita (41%), além de grunerita, faialita, flogopita e granada em quantidades subordinadas. O bandamento é ora regular ora irregular (Fig.7 e 8) e localmente desenham ondulações de pequena amplitude.



Figura. 6: Foto de testemunho de sondagem do furo 116/54,1 m (Corpo A), representando formações ferríferas bandadas do tipo óxido do Campo Taperebá.

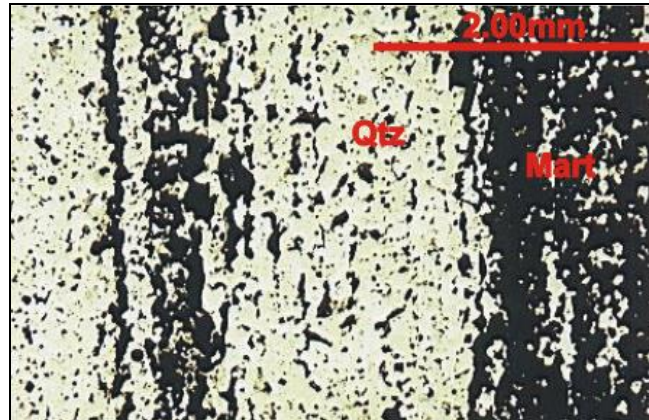


Figura 7: Fotomicrografia de FFB tipo óxido destacando a regularidade das bandas quartzosas (Qtz) e bandas ricas em óxidos de ferro (Mart) (Luz natural).

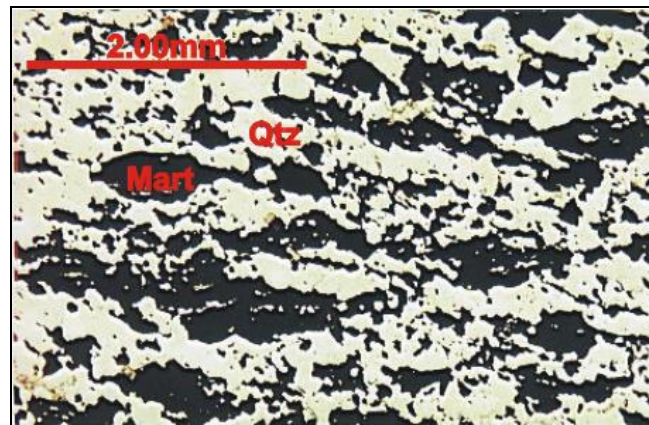


Figura 8: Fotomicrografia que destaca a irregularidade do bandamento na FFB tipo óxido (Luz natural).

Os cristais de quartzo são inequigranulares (finos a grossos), anédricos, com contatos suturados, muito raramente retos, entre si e, às vezes, com cristais de grunerita e flogopita.

Os grãos de martita, que pseudomorficamente substitui a magnetita (martitização), completa ou parcialmente (Fig.9 e 10), são finos a médios (inequigranulares), variando de anédricos a subédricos e estão, via de regra, associados ao quartzo, à faialita e à grunerita. Em alguns cristais se observam pontos tríplices, indicativos de textura de equilíbrio (fig.11).

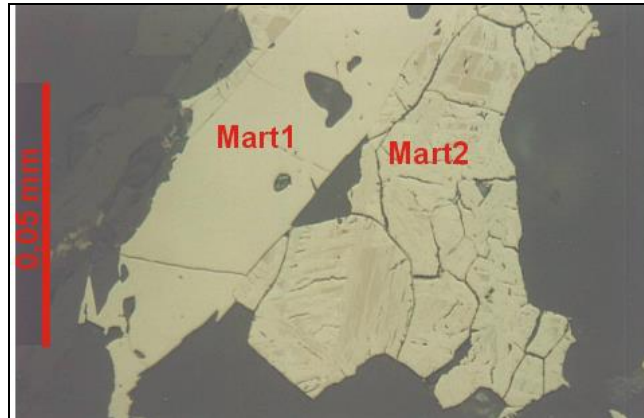


Figura 9: Fotomicrografia de cristais de magnetita martitizada, um completamente martitizado (Mart1) e outro parcialmente (Mart2) (Luz refletida).

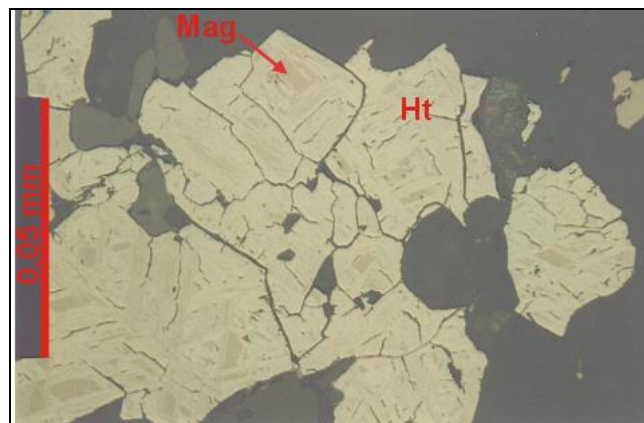


Figura 10: Fotomicrografia de cristais de hematita (Ht) pseudomorfa da magnetita (Mag) (Luz refletida).

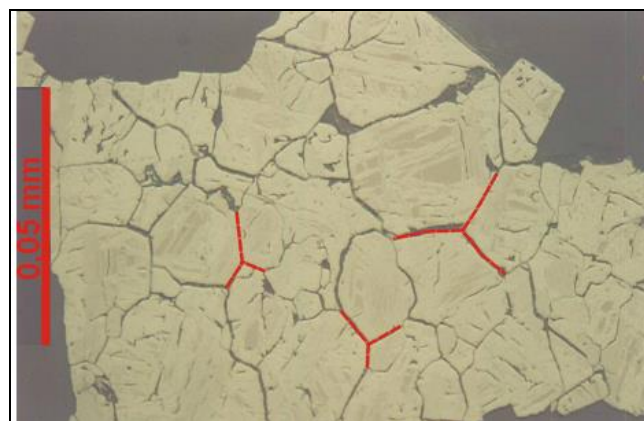


Figura 11: Fotomicrografia de pontos tríplices indicativos de textura de equilíbrio em FFB tipo óxido (Luz refletida).

Os cristais de hedenbergita são inequigranulares e subédricos. Ocorrem ora em veios discordantes ao bandamento ora dispersos pela rocha.

A grunerita ocorre sempre em quantidades bem pequenas. Apresenta formas prismáticas imperfeitas, de dimensões pouco variáveis, tendendo a equigranulares.

A faialita ocorre em cristais finos, anédricos e equigranulares. Aparecem, principalmente, em contato com a martita e, localmente, com o quartzo.

Os cristais de granada são raros e tendem a associar-se ao piroxênio.

Dispersos pela lâmina aparecem cristais de um mineral de coloração caramelada, tratando-se, provavelmente, de um hidróxido de ferro resultante da alteração supergênica do anfibólio ou da magnetita e/ou martita.

Tipo óxido-silicático

Essas rochas apresentam igualmente uma alternância de bandas claras, essencialmente quartzosas, e bandas amarronzadas, ricas em silicatos de Fe (Fig 12). As bandas, fracamente magnéticas, são bem menos regulares do que as do tipo óxido, e têm granulação fina e espessura que varia de milimétrica a centimétrica.

As amostras estão bastante perturbadas e cortadas por veios de coloração verde a verde-alaranjada, aparecendo ora concordantes ora discordantes em relação ao bandamento (Fig. 13).



Figura 12: Foto de testemunho de sondagem do furo 186/114,9 m (Corpo B), representando formações ferríferas bandadas do tipo óxido-silicático do Campo Taperebá.



Figura 13: Foto de testemunho de sondagem do furo 107/72,6 m (Corpo A), destacando concentrações locais de hedenbergita (cor verde) que perturbam o bandamento das FFB tipo óxido-silicático do Campo Taperebá.

Microscopicamente, essas rochas mostram-se bem recristalizadas e com textura granoblástica e localmente porfiroblástica, sendo constituídas por quartzo (40%), martita (33%) e grunerita (27%), além de faialita e, subordinadamente, calcita e piroxênio.

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos, inequigranulares (finos a médios), em contatos suturados, com raros retos e côncavo-convexos.

Os cristais de martita são inequigranulares (finos a grossos), anédricos a subédricos e são flagrantemente semelhantes texturais com as rochas do tipo óxido.

Os grãos de grunerita são inequigranulares (finos a grossos), alcançando dimensões de porfiroblastos e dispõem-se concordante e discordantemente ao bandamento (fig. 14 e 15). Os cristais têm forma prismática perfeita a imperfeita, com leve pleocroísmo que varia de verde claro a castanho-claro ou incolor, alguns com textura poiquiloblástica, nos quais as inclusões de opacos são abundantes, estando associados ao quartzo. Apresentam vênulas discordantes ao bandamento compostas de carbonato.

A faialita ocorre em cristais finos, anédricos e equigranulares. Aparecem, principalmente, em contato com a martita (Fig. 16) e, localmente, com o quartzo e anfibólio.

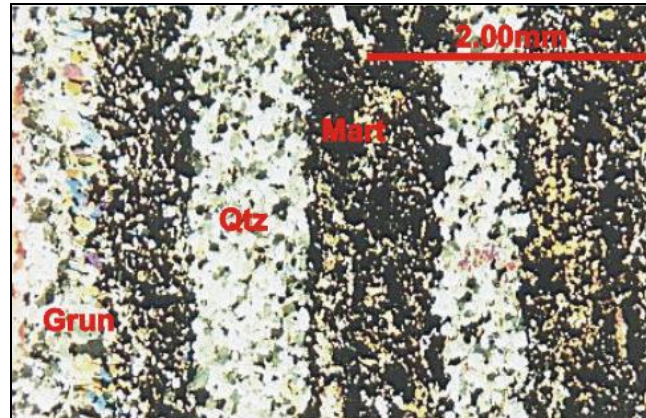


Figura 14: Fotomicrografia de FFB ressaltando a alternância de bandas quartzosas (Qtz), bandas ricas em martita (Mart) e bandas constituídas por grunerita (Grun) (Nicóis cruzados).

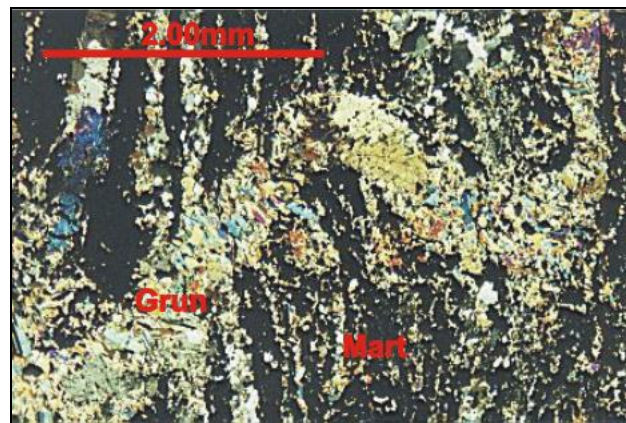


Figura 15: Fotomicrografia de FFB destacando um veio dobrado de grunerita (Grun) discordante ao bandamento (Nicóis cruzados).

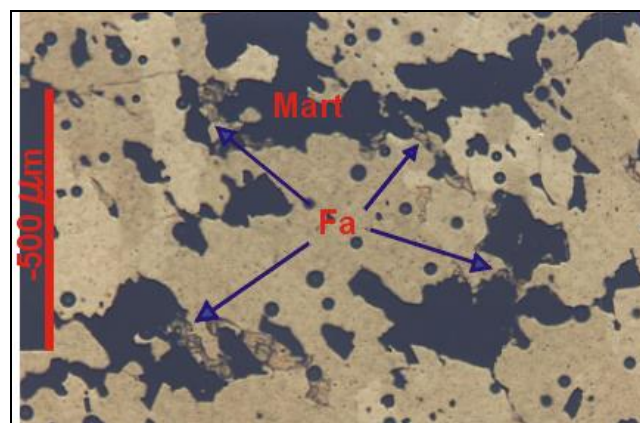


Figura 16: Fotomicrografia de finos cristais de faiálita (Fa) em contato com a martita (Mart) (Luz natural).

Os cristais de calcita que aparecem na massa rochosa são anédricos, inequigranulares e finos e médios.

O piroxênio é representado pela hedenbergita. Seus cristais são tabulares, finos e equigranulares. Aparecem associados à magnetita martitzada e ao anfibólio.

Dispersos pela lâmina aparecem cristais de um mineral de coloração caramelada a esverdeada, de tamanho fino a médio, anédricos a subédricos, inequigranulares, que ocorrem ora envolvendo o anfibólio ora na borda da magnetita e/ou martita (fig 17). Trata-se, provavelmente, de um hidróxido de ferro resultante da alteração supergênica destes minerais.

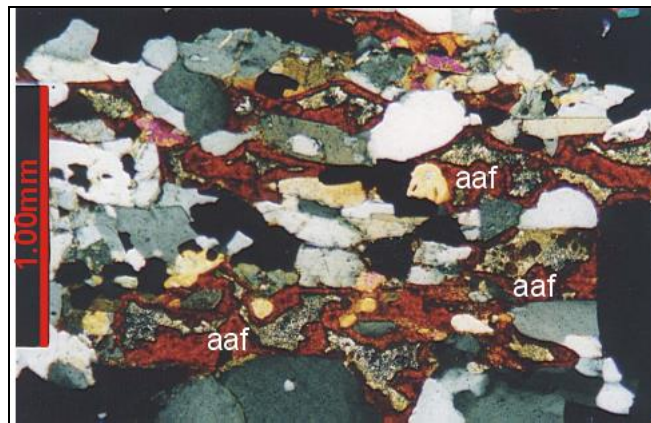


Figura 17: Fotomicrografia que destaca a alteração do anfibólio e da martita para um agregado amorfo de óxidos/hidróxidos de ferro (*aaf*) (Nicóis cruzados).

6.1.2. Escarnitos

Segundo Meinert (1993), escarnitos podem ser formados durante o metamorfismo regional ou termal a partir de uma variedade de processos metassomáticos envolvendo fluidos de origem magmática, metamórfica, meteórica e/ou marinha. Os ambientes são variados e o que define uma rocha como escarnito é o conteúdo mineralógico que inclui necessariamente minerais calcissilicáticos, em geral dominados por granada e piroxênio.

Na área em estudo, os escarnitos (Fig.18) foram gerados pela ação térmica e hidrotermal do granito Itajobi sobre unidades carbonáticas impuras ou pela interação entre os fluidos e as rochas encaixantes com aporte substancial de sílica. A Figura 19 mostra o contato entre o granito e o escarnitos. Essas rochas são maciças e isotrópicas, apresentando coloração cinza que se torna esverdeada à medida que aumenta a quantidade de diopsídio. Localmente há nódulos pontuais

esbranquiçados provavelmente de calcita. A granulação varia de média a grossa e apenas algumas amostras apresentam magnetismo moderado a forte.



Figura 18: Foto de testemunho de sondagem, correspondendo a escarnitos do furo-186, Campo Taperebá B, coletado na profundidade de 47,8m.



Figura 19: Foto de testemunho de sondagem (furo 186/114,77m), Campo Taperebá, indicando com a seta o contato entre o granito Itajobi (à direita) e o escarnito (à esquerda).

Microscopicamente, essas rochas apresentam textura porfiroblástica e granoblástica (Fig.20), sendo constituídas por calcita (0 a 50%), diopsídio (40 a 60%), opacos (<1 a 12%) e flogopita (2%) como os minerais essenciais, e granada e grunerita como minerais varietais.



Figura 20: Fotomicrografia da textura granoblástica dos escarnitos (Nicóis cruzados).

Os cristais de calcita são, no geral, anédricos a subédricos, e finos a médios, formando agregados ou, individualmente, em contato com o diopsídio ou magnetita.

Os cristais de diopsídio têm pleocroísmo moderado, variando de amarelo pálido a verde claro. São anédricos a subédricos, inequigranulares e finos, mas chegam a alcançar dimensões de porfiroblastos. Geralmente, aparecem em três diferentes formas de ocorrência: 1) porfiroblastos anédricos com inclusões de magnetita; 2) cristais finos anédricos e 3) em agregados alongados. Apresentam muitas fraturas que estão preenchidas por mineral identificado como idiocrásio (Fig. 21). Estão, via de regra, associados à calcita e mais raramente com magnetita e flogopita. Ocasionalmente, aparecem com moderada extinção ondulante.

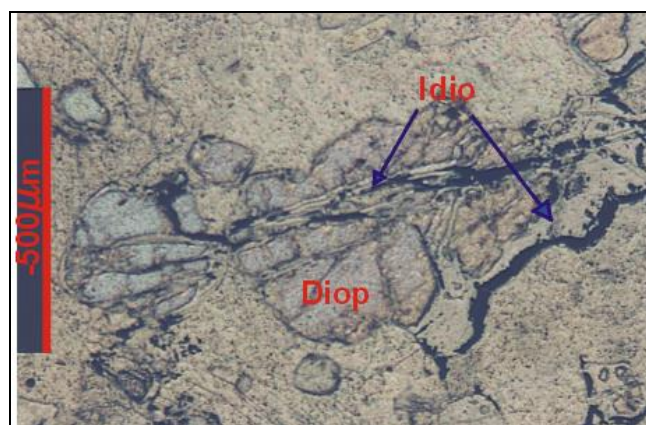


Figura 21: Fotomicrografia de cristais de diopsídio com fraturas preenchidas por idiocrásio (Luz natural).

Os minerais opacos são representados por magnetita, pirita e calcopirita. Os cristais de magnetita são finos a médios, anédricos a subédricos e inequigranulares,

e ocorrem dispersamente pela rocha. Em algumas amostras, porém, eles chegam a ser abundantes e aparecem ocupando espaços intersticiais (fig.22) e fraturas irregulares, bem como em inclusões na granada e/ou diopsídio. Os sulfetos são médios a finos, inequigranulares e anédricos a euédricos. Aparecem associados ao piroxênio ou em agregados.

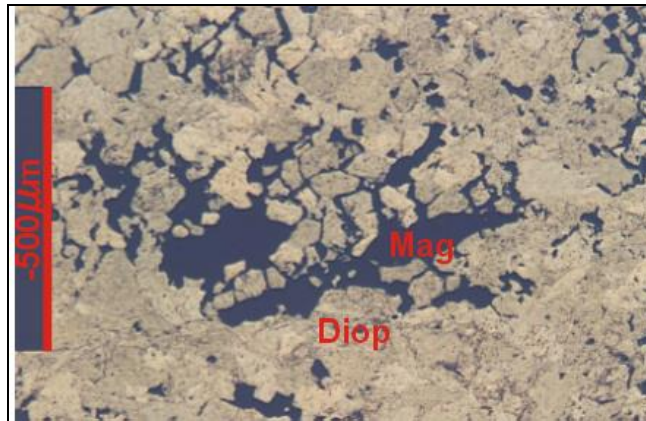


Figura 22: Fotomicrografia de cristais de magnetita (Mag) nos espaços intersticiais do diopsídio (Diop) (Luz natural).

Os cristais de granada e anfibólio ocorrem em quantidades acessórias. Nas amostras estudadas, a granada é relativamente rara, porém, de acordo com Melo (2001), no campo Urucum, chega a desenvolver porfiroblastos de tamanho centimétrico. Os grãos de granada são do tipo grossularita e desenvolvem cristais anédricos, subequigranulares, médios a grossos e bastante fraturados. Estão alterados para clorita, a qual é observada em planos de fraturas. Alguns cristais são poiquiloblásticos, ricos em inclusões de magnetita (Fig.23).

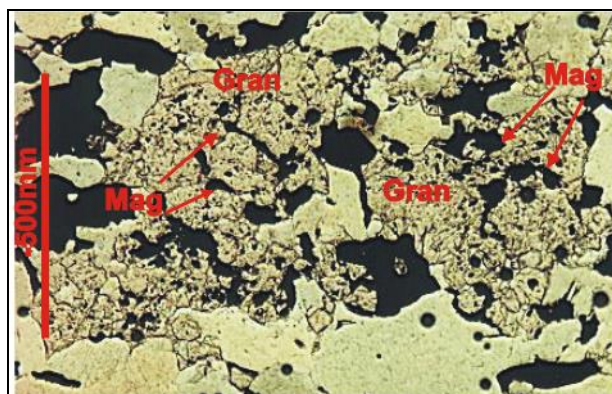


Figura 23: Fotomicrografia destacando textura poiquiloblástica de cristais de granada (Luz natural).

A grunerita é rara. Os grãos deste anfibólio possuem pleocroísmo moderado (de verde a amarelo), são anédricos a subédricos, e finos a médios.

A flogopita também ocorre em quantidades subordinadas. Esta mica forma palhetas subédricas finas e localmente médias e com extinção ondulante. Localmente mostra-se alterada para a biotita ou levemente recurvada (Fig.24).

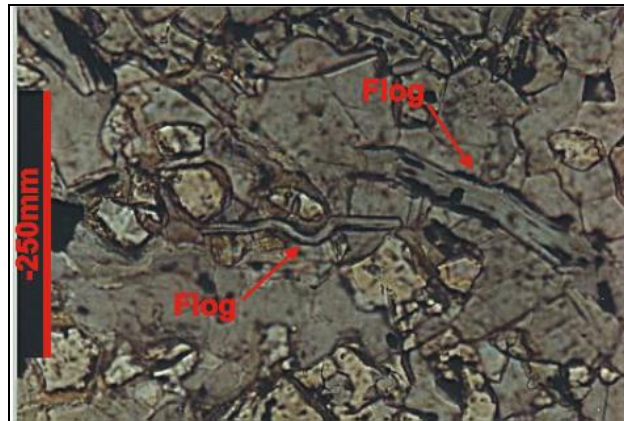


Figura 24: Fotomicrografia ressaltando cristais de flogopita (Flog) levemente encurvados em escarnitos (Luz natural).

6.1.3. Xistos

São rochas acentuadamente foliadas, compostas predominantemente por filossilicatos orientados (biotita, muscovita e clorita) e por quantidades menores de quartzo (Fig.25). A coloração varia de cinza claro a cinza esverdeado, destacando-se variedades de granulação fina a média, todas sem magnetismo. Localmente, veios centimétricos de quartzo cortam subconcordantemente a foliação das rochas, notando-se também pequenos filetes de sulfetos a ela concordantes.



Figura 25: Foto de testemunho de sondagem do furo 186, Campo Taperebá B, referente aos xistos. Observar a marcante estruturação desenhada pelos planos de foliação.

Biotita-quartzo xistos

Estas rochas possuem texturas granoblástica e lepidoblástica, sendo constituídas por biotita, quartzo, mica branca, clinozoisita, opacos, turmalina, granada, apatita, plagioclásio e clorita.

A biotita é o mineral mais abundante na rocha, perfazendo 43,6 % do volume total da rocha, seguida de quartzo (35,7 %), muscovita (11,5 %), clinozoisita (8,2 %) e opacos (0,6 %). A turmalina e o plagioclásio são fases varietais e representam não mais de 0,4 % do total da rocha. A apatita, granada e clorita ocorrem como minerais acessórios, a última de natureza secundária.

As palhetas de biotita, de forma tabular imperfeita, têm dimensões pequenas a médias e estão moderadamente orientadas de modo a desenhar os planos de foliação da rocha (Fig.26). Outra mica encontrada é a muscovita, que aparece associada com a biotita e ao quartzo.

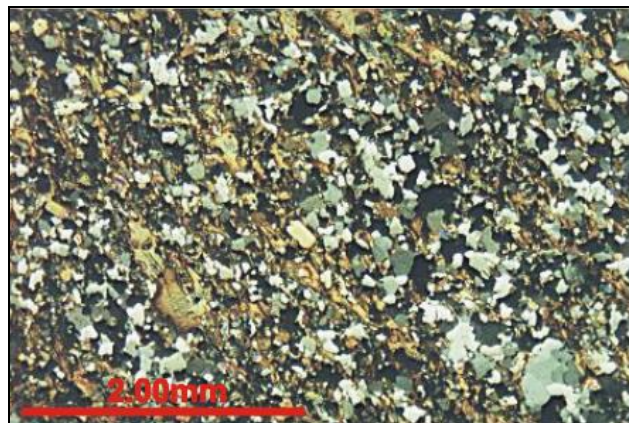


Figura 26: Fotomicrografia de xistos destacando a orientação preferencial das palhetas de biotita (cor marrom) (Nicóis cruzados).

Os cristais de quartzo são inequigranulares (finos a médios), anédricos, desenvolvendo contatos côncavo-convexos e, raramente, retos entre si, com a mica, turmalina e plagioclásio.

Os grãos de clinozoisita são finos, equigranulares, de forma colunar. Associam-se com a biotita e quartzo. Localmente estão alterados para clorita.

Magnetita e pirita ocorrem escassamente, em cristais geralmente anédricos e finos a médios. A turmalina tem forte pleocroísmo que varia de verde a amarelo. Seus cristais são equigranulares e finos, anédricos a subédricos. A apatita é anédrica a subédrica, equigranular e fina.

Os raros cristais de plagioclásio são finos e anédricos e aparecem associados ao quartzo e à biotita. Apresentam maclamento da albita característico e mostram-se, em alguns casos, alterados para mica branca hidrotermal.

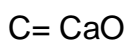
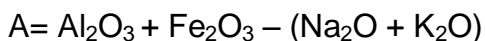
Os grãos de granada aparecem localmente e são anédricos, de tamanho médio, e estão associados ao quartzo.

Localmente, foram observados cristais finos e anédricos de cor amarelo forte (ouro?) que se associam com a pirita e com a magnetita.

6.2. Composição Química das Rochas Encaixantes

Dez amostras de rochas hospedeiras dos corpos A e B foram analisadas para os elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe⁺², Fe⁺³, Mn, Mg, Ca, Na, K e P) e perda ao fogo (Tab.1). As FFB são ricas em SiO₂ e em FeO e Fe₂O₃, constatando-se valores apreciáveis de MgO e CaO nas amostras contendo hedenbergita, e até mesmo calcita. Nos escarnitos os principais componentes são SiO₂, CaO, FeO, Fe₂O₃ e MgO, refletindo serem eles ricos em diopsídio, calcita e magnetita. Quanto aos xistos, dominam SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, MgO e K₂O, o que é compatível com o conteúdo mineralógico composto principalmente por quartzo, biotita, clinzoisita, almandina e muscovita.

As proporções em peso, após terem sido transformadas em quantidades molares, foram lançadas em diagramas triangulares que mais se adequassem às composições das rochas. Assim, para os escarnitos foi usado o diagrama ACF_m (Fig.27). As FFB e os xistos não foram representados em diagramas, a primeira devido à presença de abundante martita, que resultou da alteração da magnetita por processos não metamórficos, e a segunda por inconsistência entre os dados químicos e os mineralógicos obtidos. Os vértices destes diagramas referem-se a:



As composições químicas dos escarnitos foram devidamente corrigidas por conta da presença de magnetita em quantidades que variam de 1 a 12%.

A Figura 27 mostra que as análises químicas das amostras de escarnito são consistentes com a associação diopsídio + flogopita + grossularita. Melo (2001) descreve amostras praticamente dominadas por diopsídio e grossularita, e neste estudo também foram descritas amostras de escarnito compostas de grossularita,

diopsídio, calcita, grunerita e magnetita. Essa grande variação mineralógica reflete certamente mudanças composicionais do protólito.

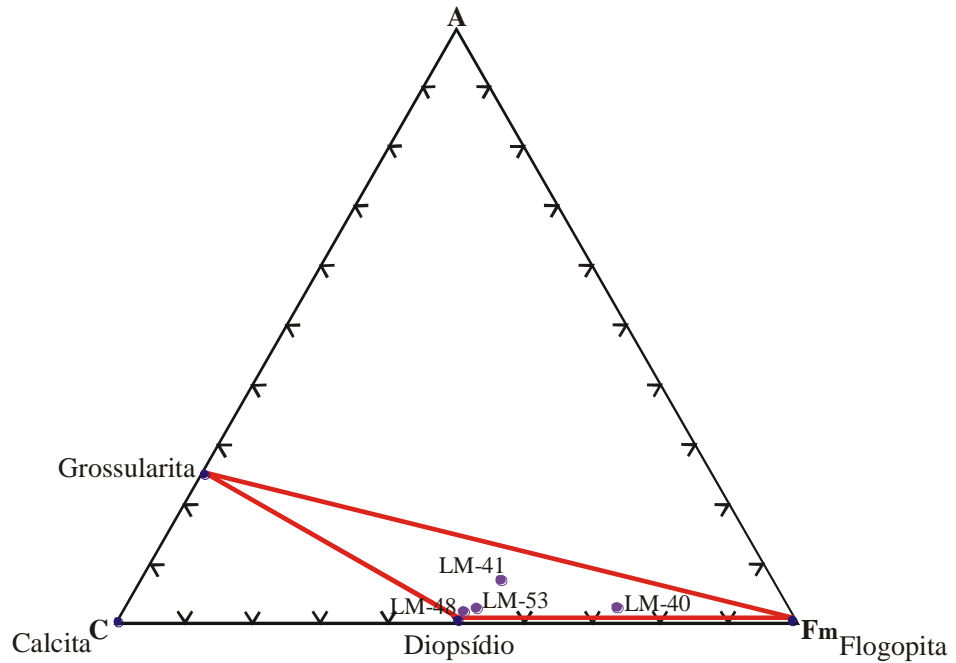


Figura 27: Diagrama ACF_m mostrando a composição química dos escarnitos e a associação mineralógica mais comum delas decorrentes na fácies anfibolito (diopsídio-flogopita-grossularita).

Tabela 1 - Composição química (% peso) de rochas encaixantes dos corpos A e B do Campo Taperebá, Depósito aurífero de Amapari, Amapá. FFB = formação ferrífera bandada; ESC = escarnito

Amostras	ROCHA	FeO	SiO₂	Al₂O₃	TiO₂	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	P.F.	TOTAL
LM-29	FFB	4,1	52,8	0,86	0,02	37,7	0,34	2,6	2,1	< 0,1	< 0,01	0,33	0,89	101,74
LM-31	FFB	1,7	42,9	0,96	0,04	51,6	0,16	1,5	1,8	< 0,1	0,11	0,41	0,55	101,73
LM-35	FFB	0,28	51,4	0,78	0,04	41,0	0,42	2,9	3,2	< 0,1	0,01	0,41	1,34	101,78
LM-40	ESC	26,1	45,4	6,4	0,09	1,8	2,5	6,6	8,0	0,49	0,69	0,56	< 0,01	98,63
LM-41	ESC	15,8	39,8	1,8	0,12	14,0	2,5	9,2	16,3	< 0,1	0,07	0,15	0,39	90,13
LM-43	FFB	28,6	50,3	0,78	0,05	9,6	0,71	3,3	3,9	< 0,1	0,02	0,4	< 0,01	97,66
LM-48	ESC	5,9	53,6	0,39	0,03	1,6	1,2	12,8	23,0	< 0,1	0,01	0,015	1,83	100,37
LM-53	ESC	3,8	48,5	1,6	0,16	4,7	2,1	15,0	22,7	0,18	0,06	0,022	2,86	101,68
LM-66	XISTO	10,0	66,0	6,4	0,51	2,8	0,42	4,3	6,0	0,35	1,3	0,11	0,86	99,05
LM-70	XISTO	8,9	50,4	17,0	2,3	0,85	0,22	5,6	5,0	0,34	6,2	0,56	1,04	98,41

6.3. Metamorfismo

No depósito Amapari foram identificados dois tipos de metamorfismo, um de caráter regional e o outro termal. O primeiro originou xistos variados e metamorfeou as FFB. A presença de granada e biotita nos xistos indica que eles alcançaram a fácies anfibolito baixo (zona da almandina) marcada por temperaturas e pressões moderadas. Nas FFB a presença de grunerita é indicativa de metamorfismo de grau médio (French 1968; Klein 1973) e o próprio tamanho dos grãos (> 0,2 mm) evidencia condições compatíveis com aquela fácies (James 1954; Gross 1961; Dorr 1964).

O metamorfismo termal gerou os escarnitos que ocorrem na auréola de contato do granito Itajobi. A associação mineralógica mais comum neles presente (calcita + diopsídio + flogopita + magnetita ± grossularita) aponta para a fácies hornblenda hornfels com as temperaturas tendo alcançado pelo menos 550°C a pressões relativamente baixas (Philpotts 1990). De acordo com Melo (2001), as condições atingiram localmente a fácies piroxênio hornfels, haja vista a presença de periclásio.

7. A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS + OURO

Segundo Melo (2001), a mineralização aurífera no depósito de Amapari corresponde a dois tipos de minério: o supergênico, que ocorre a profundidades de até 50m, e o primário caracterizado por zonas ricas em sulfetos (notadamente pirrotita), os quais, em geral, mostram correlação positiva com os teores de ouro. A mineralização primária ocorreu preferencialmente nas formações ferríferas bandadas.

A mineralização primária de sulfetos + Au é do tipo disseminada e só localmente os sulfetos estão concentrados em proporções que podem chegar até 50%. São freqüentes leitões milimétricos ricos em pirrotita, nem sempre contínuos, paralelos aos planos. Feições inquestionavelmente epigenéticas também são comuns na forma de vênulas e veios discordantes à foliação da rocha hospedeira.

7.1. Constituição e Modo de Ocorrência

Segundo Faraco *et al.* (2003), no corpo Taperebá A, as FFB tipo óxido-silicático são as que contêm maior quantidade de sulfetos, os quais ocorrem disseminados ou em vênulas, transversais ou sub-concordantes ao bandamento. A

pirrotita é o sulfeto dominante, formando cristais subédricos a anédricos isolados, associada à pirita e também intercrescida com a calcopirita. Nos xistos, a pirrotita ocorre em filmes concordantes à foliação. No corpo Taperebá B, foram encontradas esfalerita e galena intercrescidas com a pirrotita em rocha carbonática. Nas amostras de FFB do corpo Taperebá A examinadas neste trabalho não foram, entretanto, observadas fases sulfetadas.

7.2. Minerografia

A pirita ocorre, nos escarnitos, em cristais médios a finos e anédricos a euédricos (Fig.28). Mostra três formas principais de ocorrência: 1) em contato irregular com a magnetita (fig. 29); 2) em contato reto, inclusos e/ou envolvendo os cristais de diopsídio; e 3) ocupando os espaços intersticiais (fig.30). Nos xistos, ela aparece em finos cristais subédricos a anédricos, que ora fazem contato reto com a magnetita ora com a biotita, sendo que com esta última acompanha os traços da foliação.

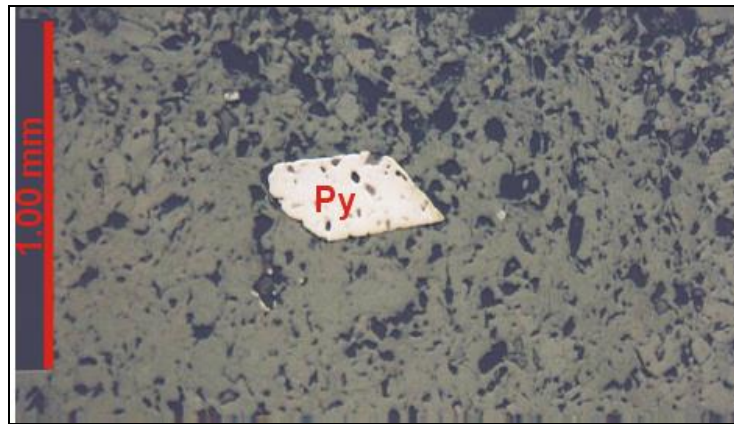


Figura 28: Fotomicrografia de cristal euédrico de pirita (Py) presente nos escarnitos (Luz refletida).

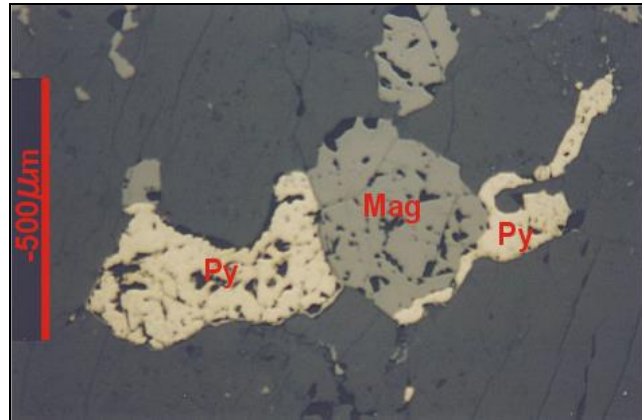


Figura 29: Fotomicrografia de escarnitos destacando cristais de pirita (Py) em contato irregular com a magnetita (Mag) (Luz refletida).

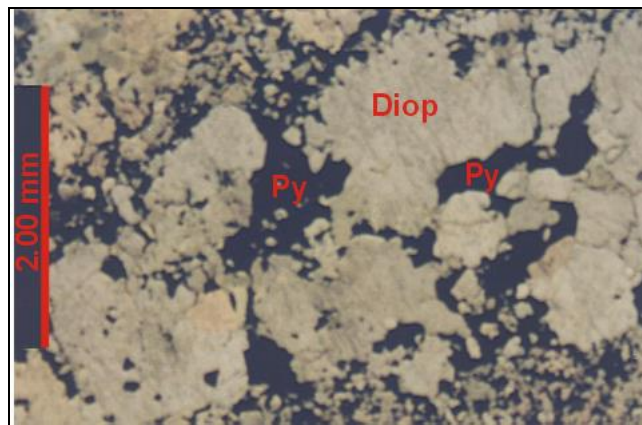


Figura 30: Fotomicrografia de cristais de pirita (Py) em espaços intersticiais do diopsídio (Diop), observados nos escarnitos (Luz refletida).

A calcopirita somente foi notada nos escarnitos e, assim mesmo, apenas localmente. Seus cristais são muito finos (equigranulares) e anédricos. Aparecem sempre associados à pirita ora em contato de equilíbrio (fig.31) ora em inclusões (fig.32).

Finos cristais, aparentemente de ouro, foram observados nos xistos. Seus grãos são subédricos e equigranulares, e fazem contato reto com a pirita (fig.33) e com a magnetita.

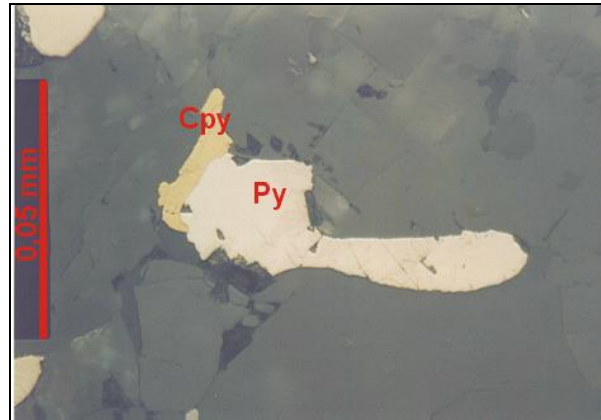


Figura 31: Fotomicrografia de cristais de calcopirita (Cpy) em contato de equilíbrio com a pirita (Py), presente nos escarnitos (Luz refletida).

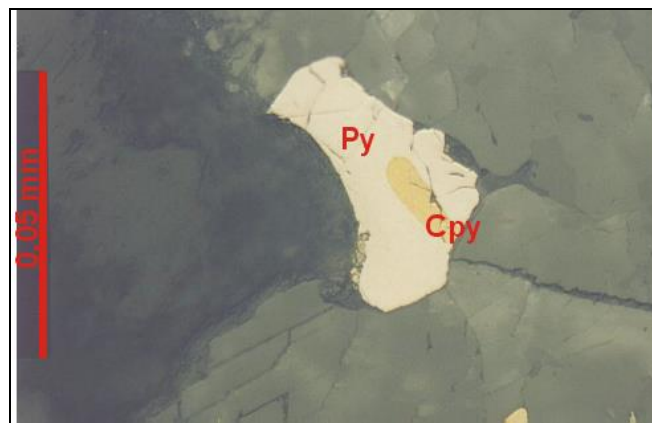


Figura 32: Fotomicrografia de cristais de calcopirita (Cpy) inclusos em cristal de pirita (Py) observado nos escarnitos (Luz refletida).

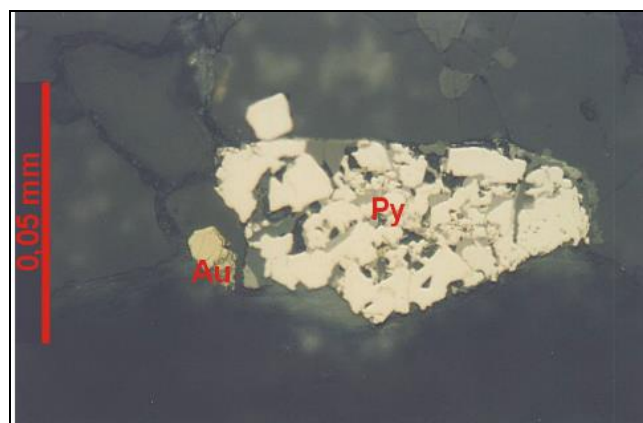


Figura 33: Fotomicrografia do que parecem ser finos cristais de ouro (Au), de cor amarelo, em contato com pirita (Py), presente nos xistos (Luz refletida).

7.3. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Nos corpos A e B, os indícios de alteração hidrotermal se evidenciam da seguinte maneira: nas FFB, observa-se a alteração dos cristais de grunerita para um agregado amorfo de hidróxido de ferro, o mesmo ocorre, localmente, com cristais de martita. A própria martita é decorrente da percolação de fluidos que ocasionaram a alteração de Fe^{2+} para Fe^{3+} . Os escarnitos, por seu turno, foram gerados pela ação térmica e hidrotermal do granito Amapari sobre unidades carbonáticas impuras ou pela interação entre os fluidos e as rochas encaixantes com aporte substancial de sílica. Além de, localmente, ocorrer nódulos pontuais de calcita. E nos xistos, alguns cristais de plagioclásio mostram-se alterando para mica branca e localmente, veios centimétricos de quartzo cortam subconcordantemente a foliação das rochas.

8. FLUIDOS HIDROTHERMAIS

8.1. Introdução

Inclusões fluidas (IF) são cavidades que contêm fluidos aprisionados em minerais. As IF permitem, via de regra, determinar as condições de temperatura e pressão reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que as contêm, ou ainda, durante os eventos posteriores à formação desses minerais (Fuzikawa, 1985). Além disso, elas são uma importante fonte de informação acerca da composição de fluidos que circulam na crosta terrestre durante a ação de vários processos geológicos.

No presente estudo, as IF foram usadas para caracterizar os fluidos hidrotermais que circularam no Campo Taperebá à época da mineralização, iniciando-se com a descrição petrográfica das inclusões, a partir de lâminas bipolidas, e culminando com a obtenção de dados microtermométricos.

As amostras estudadas correspondem a veios de quartzo com ou sem sulfetos provenientes do Corpo A (FD-107) e Corpo D (FD-237). Não foram obtidas amostras apropriadas do Corpo B, tendo-se incluído, porém, amostras do Corpo D para efeitos comparativos. Foram descritas 120 inclusões fluidas, mas apenas 106 delas responderam aos testes de resfriamento e/ou aquecimento.

8.2. Análise Petrográfica

O exame petrográfico permitiu a identificação de diferentes agrupamentos de IF quanto à origem, morfologia, número de fases e natureza. Com relação à origem, foram identificadas IF primárias (Fig.34) e secundárias (mais abundantes) e, em menor freqüência, pseudo-secundárias (Fig.35). Quanto à forma, elas se mostram bem variadas, predominando as irregulares e as arredondadas a subarredondadas com raros cristais negativos. Desses agrupamentos fazem parte inclusões monofásicas (L), bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S), sendo as duas primeiras as mais comuns e a última presente apenas no Corpo D. Nas inclusões trifásicas, a fase sólida é formada possivelmente por cristais de halita, que apresentam forma arredondada e tamanho inferior a 6 μm . No que respeita à natureza, identificaram-se apenas IF do tipo aquoso, com grau de preenchimento entre 55 e 95% (mais freqüente) e tamanho variando entre 4 e 27 μm , as de maiores dimensões sendo menos comuns.

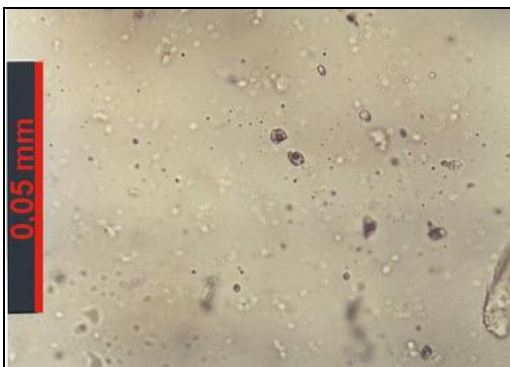


Figura 34: Fotomicrografia de um grupo de IF aquosas primárias (Luz natural)

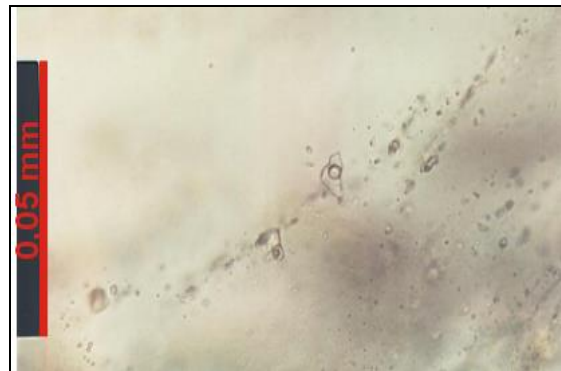


Figura 35: Fotomicrografia de trilha de IF aquosas pseudo-secundárias (Luz natural).

8.3. Microtermometria

Os dados microtermométricos limitaram-se às inclusões fluidas aquosas primárias e pseudo-secundárias bifásicas

8.3.1. Testes de Resfriamento

Fragmentos da amostra bipolida do veio de quartzo foram congelados a temperaturas próximas a -160°C por meio da passagem de nitrogênio líquido na

platina acoplada ao microscópio. Nesta fase foram medidas as temperaturas eutéticas e de fusão do gelo.

8.3.1.1. *Temperaturas Eutéticas*

As IF estudadas mostram um intervalo de temperatura eutética (T_e) que varia de $-79,2$ a -22 °C (Fig.36). Os valores obtidos indicam poderem ser os fluidos aquosos representados pelos sistemas químicos 1) NaCl–KCl–H₂O , 2) NaCl–CaCl₂–H₂O e 3) NaCl–MgCl₂–FeCl₂–H₂O (Shepherd *et al.* 1985), sendo os dois últimos os mais representativos. Fluidos com $T_e < 60$ °C foram considerados anômalos e estes valores eutéticos são devidos a fenômenos de metaestabilidade do sistema NaCl–CaCl₂–H₂O (Davis *et al.* 1990) ou a transições de fase do gelo hexagonal em fluidos de idêntica composição (Walker & Samson 1998), ou ainda à presença de cátions incomuns (p. ex. Li, Sr).

. As IF referentes ao sistema NaCl–CaCl₂–H₂O representam 36% do total das IF estudadas e revelam T_e na faixa de $-59,5$ a $-40,3$ °C. Como o valor do T_e para este sistema é igual a -52 °C, é bem provável que outros cátions, além de Ca⁺⁺ e Na⁺, estejam dissolvidos, provavelmente Mg⁺⁺ e/ou Fe⁺⁺. As IF correspondentes ao sistema NaCl–MgCl₂–FeCl₂–H₂O perfazem cerca de 27% das IF estudadas e revelam temperaturas eutéticas entre $-39,8$ a $-31,1$ °C, que são compatíveis com aquelas determinadas para os sistemas NaCl–MgCl₂–H₂O (-35 °C) e NaCl–FeCl₂–H₂O (-37 °C). De menor expressão são as IF correspondentes ao sistema NaCl–KCl–H₂O (8%), as quais acusam valores de T_e entre -22 e $-29,9$ °C. Os fluidos anômalos estão contidos em 29% das IF estudadas.

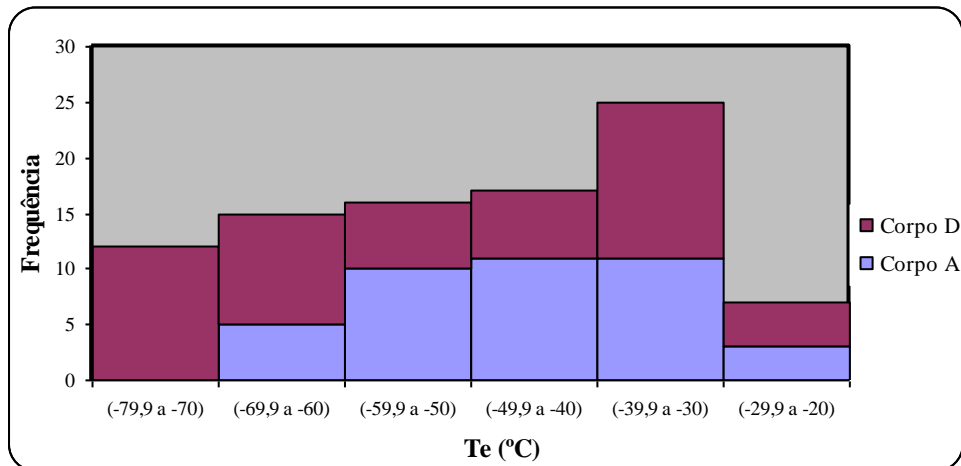


Figura 36: Histograma de frequência das temperaturas eutéticas referentes às inclusões bifásicas aquosas.

8.3.1.2. Temperaturas de Fusão do Gelo

A temperatura de fusão do gelo (Tfg) varia de baixa ($-26,8$ a $-15,6^{\circ}\text{C}$), a moderada ($-14,7$ a $-5,1^{\circ}\text{C}$) a alta ($-4,7$ a $-0,1^{\circ}\text{C}$) (Fig.37), implicando salinidades em equiv. em peso de NaCl que variam de 0,18 a 22,85 %, com 94% das IF acusando valores na faixa de baixa a moderada (5,1 a 14,77%) (Fig.38). Nota-se que as IF com maior grau de preenchimento apresentam as menores Tfg e, portanto, salinidades moderadas a altas.

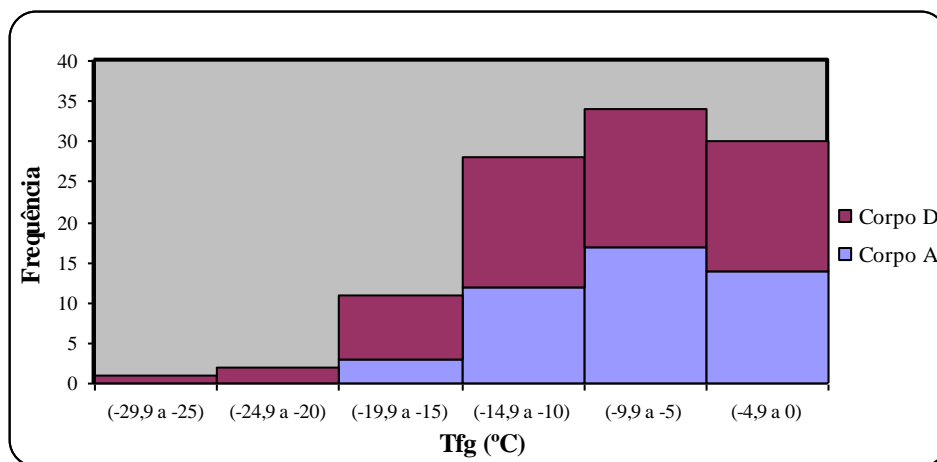


Figura 37: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões bifásicas aquosas.

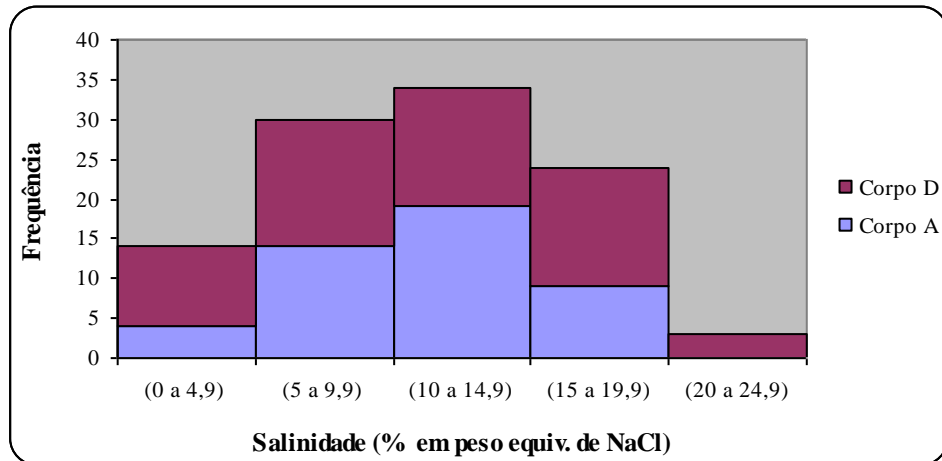


Figura 38: Histograma de frequência da salinidade referentes às inclusões bifásicas aquosas.

8.3.2.. *Teste de aquecimento*

Após terem sido observadas as mudanças de fase nos testes de resfriamento, os fragmentos da amostra foram submetidos a um aquecimento progressivo que, em nenhum momento, ultrapassou 450°C, tendo-se o cuidado de manter água em fluxo permanente em uma serpentina para resfriar a objetiva do microscópio.

8.3.2.1. *Temperaturas de Homogeneização*

As medidas das temperaturas de homogeneização (T_h) variam de 110,8 a 423,1 °C com predomínio do intervalo entre 100 e 250°C (Fig.39), sendo que as temperaturas mais altas foram registradas no Corpo D e referem-se às IF com menor grau de preenchimento.

Nas raras inclusões fluidas trifásicas não foi possível determinar a temperatura de dissolução do sólido (halita?) (Fig.40), porque durante o aquecimento os cristais não mostraram nenhuma diminuição no tamanho e as IF acabaram por crepitar ($\approx 300^\circ\text{C}$) antes que a temperatura de dissolução fosse atingida. Suspeita-se, assim, que não se trata de mineral de saturação.

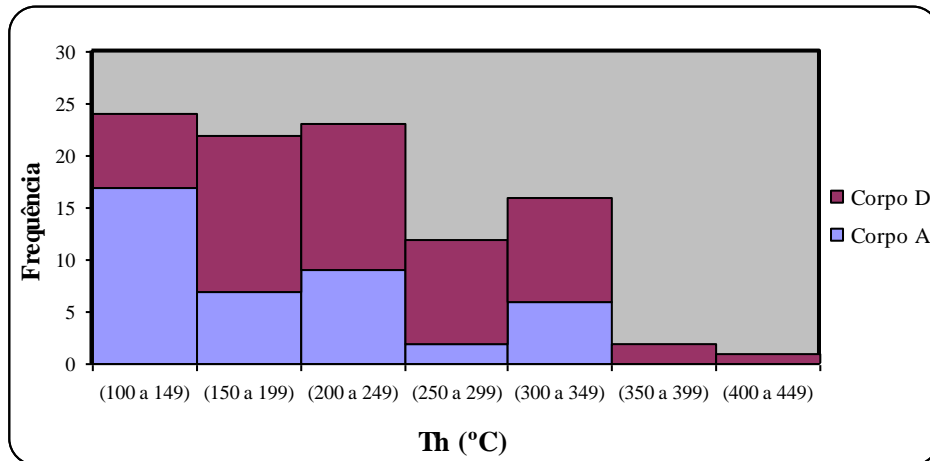


Figura 39: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões bifásicas aquosas.

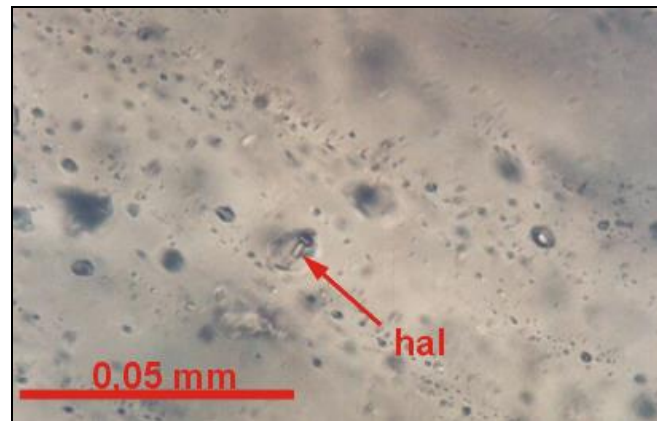


Figura 40: Fotomicrografia ressaltando uma IF trifásica, em que a fase sólida é, possivelmente, um cristal de halita (hal) (luz natural).

As densidades dos fluidos contidos nas IF foram calculadas com auxílio do programa Flincor versão 1.4 (Brown & Lamb 1989) para o sistema NaCl-H₂O, obtendo-se valores entre 0,69 e 1,07g/cm³, registrando-se as maiores densidades no Corpo A.

Analisando-se as relações entre os fluidos por meio de diagramas Te x salinidade e Th x salinidade (Fig. 41 a 43), observa-se que os três fluidos:

1. circularam em ambos os corpos A e D;
2. apresentam ampla variação de salinidade, no intervalo entre ≈20 e 2% em peso de NaCl, se bem que o fluido rico em KCl mostra uma faixa de variação um pouco menor (17 a 2% em peso de NaCl);

3. registram um intervalo de Th, em geral, entre 100 e 350°C, embora o fluido rico em KCl não tenha alcançado temperaturas acima de 320°C; e
4. revelam caracteristicamente uma evolução por diluição, sem expressiva mudança de temperatura.

Por outro lado, comparando-se a evolução dos fluidos nos corpos A e D (Fig. 42 e 43), percebe-se que, no corpo D, o fluido rico em KCl registra sempre salinidades abaixo de 13% em peso de NaCl e que o fluido rico em CaCl_2 , à exceção de um único valor ($>400^\circ\text{C}$), registra sempre salinidades menores que 10% em peso de NaCl. Nota-se, ainda, que o fluido rico em FeCl_2 não apresenta diferenças significativas nas faixas de variação da salinidade, embora seja no corpo D que ele revele as suas menores salinidades. Percebe-se, também, que no corpo A as temperaturas de homogeneização (mínimas de aprisionamento) cobrem, via de regra, a faixa de 100 a 350°C, enquanto no corpo D elas variam de 150 a 350°C. Ademais, tomando-se exclusivamente o corpo D e a maioria dos dados microtermométricos de todos os três fluidos nele obtidos (Fig. 42), fica evidente um *trend*, pelo qual a diminuição de salinidade é acompanhada por um aumento de temperatura.

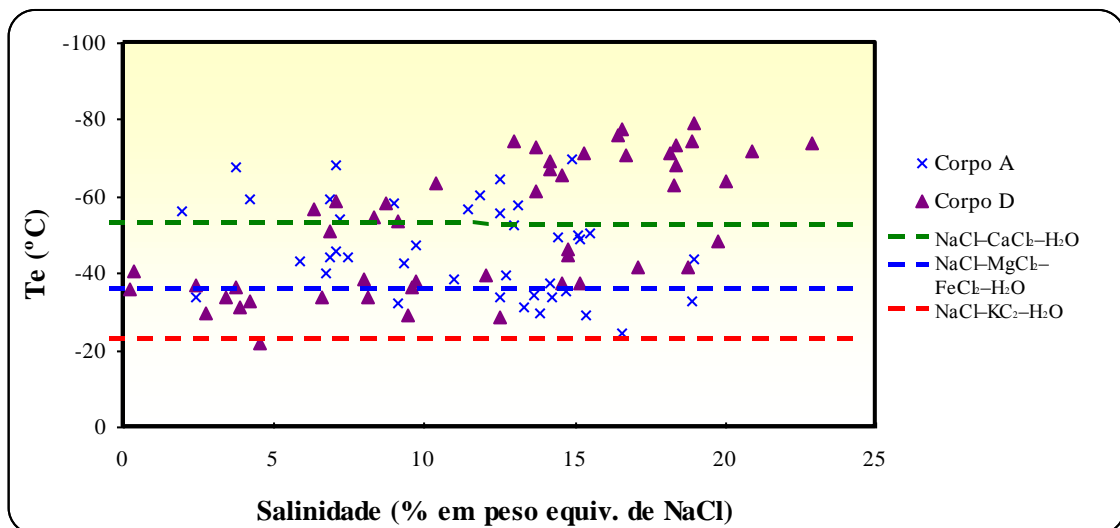


Figura 41: Diagrama Te x salinidade mostrando que, no geral, as IF ocupam um intervalo amplo e contínuo e que não há diferenças marcantes entre as IF dos Corpos A e D.

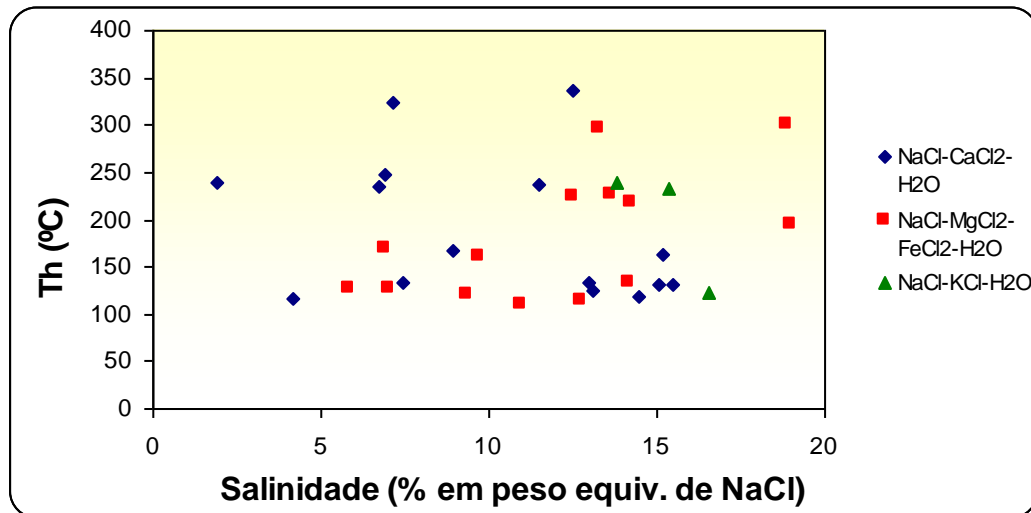


Figura 42: Diagrama Th x salinidade referente ao corpo A, mostrando a ampla variação de temperatura e de salinidade dos fluidos ricos em FeCl_2 e em CaCl_2 .

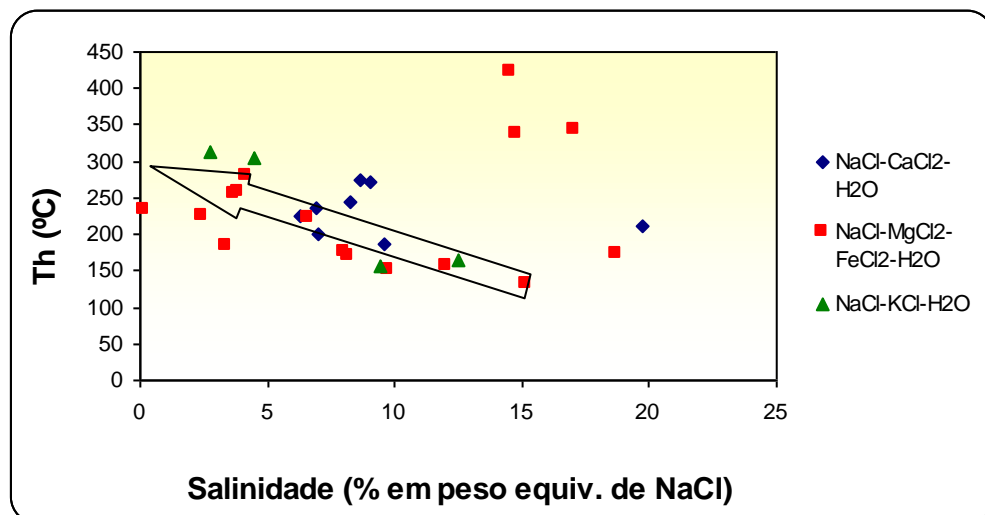


Figura 43: Diagrama Th x salinidade referente ao corpo D, em que se evidencia, à parte poucas exceções, um *trend* evolutivo dos três fluidos marcado pela diminuição da salinidade e concomitante aumento da temperatura.

8.4. Interpretação dos Dados Microtermométricos

Os dados microtermométricos, reconhecidamente em número reduzido, não registram a presença de fluidos aquo-carbônicos em nenhum dos corpos estudados, os quais foram interpretados como os fluidos mineralizadores no Campo Urucum do depósito de Amapari (Melo 2001). Registram, porém, a coexistência de três fluidos aquosos, composicionalmente distintos, que mostram, como principal característica

evolutiva, terem sido diluídos, provavelmente por águas superficiais, sobretudo no corpo D.

Uma possível explicação para a origem desses fluidos estaria em sua ligação com o alojamento do granito Itajobi, cujo resfriamento provocou o movimento convectivo das soluções e a interação com as rochas da seqüência hospedeira. Seguindo diferentes trajetórias, os fluidos ricos em CaCl_2 teriam tido maior contato com as rochas carbonáticas, e neste caso estariam associados à formação dos escarnitos, enquanto os fluidos ricos em FeCl_2 teriam tido maior influência das rochas metassedimentares clásticas e formações ferríferas. Por seu turno, os fluidos ricos em KCl teriam tido maior interação com as rochas ricas em biotita (xistos) ou, até mesmo, serem fluidos exsolvidos da cristalização do granito.

9. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS (COMPARAÇÃO COM O CAMPO URUCUM)

Em ambos os campos do depósito aurífero de Amapari, as rochas encaixantes são muito similares, porém as associações mineralógicas apresentam algumas diferenças. Os escarnitos, do campo Urucum, são constituídos por calcita + diopsídio + grossularita e calcita + periclásio, enquanto os xistos apresentam quartzo + plagioclásio + biotita, hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo e granada + cordierita + turmalina + plagioclásio + biotita + quartzo. No campo Taperebá, ocorrem 1) diopsídio + flogopita + grossularita e diopsídio + calcita + grossularita e 2) almandina + clinozoisita + biotita + quartzo e plagioclásio + biotita + clinozoisita + quartzo, nos escarnitos e xistos, respectivamente.

As FFB do Campo Urucum são compostas por quartzo + magnetita e quartzo + magnetita + grunerita. Já no Campo Taperebá, além da presença do quartzo e da grunerita, foi observada a faiárita e a magnetita encontra-se fortemente martitizada. Isto, deve-se, provavelmente, as FFB do Campo Taperebá serem oriundas de profundidades menores que 83,95m, pois a esta profundidade ocorre uma capa supergênica que pode ter ocasionado a martitização da magnetita.

No DAA, o minério sulfetado é representado pela pirrotita e pirita, sendo que o primeiro ocorre mais no campo Urucum, enquanto que o segundo apenas no campo Taperebá. Os outros sulfetos são calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena e arsenopirita, em quantidades bem mais subordinadas, sendo que apenas o primeiro foi observado no Campo Taperebá.

No corpo Taperebá A, os fluidos encontrados eram, exclusivamente, aquosos; enquanto que, no Campo Urucum, há três tipos de fluidos: 1) um aquoso; 2) um aquo-carbônico; e 3) um carbônico. Os fluidos aquosos, do Corpo Taperebá A, correspondem, principalmente, aos sistemas $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ e $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-(\text{FeCl}_2)-\text{H}_2\text{O}$ e, subordinadamente, ao sistema $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$. A maioria dos fluidos tem salinidade variando de baixa a moderada (5,1 a 14,77% NaCl equiv.), densidades entre 0,688 e $1,067\text{g}/\text{cm}^3$ e temperaturas mínimas de aprisionamento variando de 110,8 a 423,1 °C.

Já no Corpo Urucum, os fluidos correspondem aos mesmos sistemas do Taperebá à exceção do sistema $\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$. As salinidades são maiores (2 a 34% equiv. em peso de NaCl), as densidades relativamente iguais ($0,52$ a $1,20\text{g}/\text{cm}^3$) e as temperaturas mínimas cobrem o intervalo de 100° a 360°C (um pouco menores). Os fluidos de natureza aquo-carbônica são de baixa salinidade (<7% equiv. em peso de NaCl) e foram os mais prováveis transportadores de metais do depósito a temperaturas mínimas na faixa de 270° a 420°C.

10. CONCLUSÕES

Formações ferríferas bandadas recristalizadas e xistos são os principais produtos do metamorfismo regional identificados no Campo Taperebá do depósito Amapari. Associações mineralógicas comuns dos xistos são: 1) almandina + clinozoisita + biotita + quartzo; e 2) clinozoisita + biotita + plagioclásio + quartzo, indicativas de que as condições de metamorfismo alcançaram a fácies anfibolito baixo (zona da almandina), a qual é marcada por temperaturas e pressões moderadas. A composição modal média dos xistos (43,6 % de biotita, 35,7 % de quartzo, 11,5 % de muscovita, 8,2 % de clinozoisita, 0,6 % de opacos e 0,4 % de turmalina + plagioclásio) permite inferir que eles foram derivados de rochas de natureza pelítica, porém com teores apreciáveis de cálcio que favoreceram a formação de clinozoisita.

Com relação às FFB, a ocorrência de grunerita é indicativa de metamorfismo de grau médio (French 1968; Klein 1973) e o próprio tamanho dos grãos (> 0,2 mm) evidencia condições compatíveis com aquela fácies (James 1954; Gross 1961; Dorr 1964). A composição modal das FFB do tipo óxido (59% de quartzo e 41% de martita) e do tipo óxido-silicático (40% de quartzo, 33% de martita e 27% de grunerita) mostram que sílica e óxidos de ferro são os principais constituintes já

presentes nos precipitados químicos precursores dessas rochas. A martita decorre de processos supergênicos ou hidrotermais posteriores ao metamorfismo regional.

Os escarnitos, por seu turno, são os mais significativos representantes do metamorfismo termal na área do depósito, ocorrendo na auréola de contato formada pelo granito Itajobi sobre unidades carbonáticas associadas com as FFB. A associação mineralógica mais comum nos escarnitos (diopsídio + flogopita + grossularita) é condizente com a fácies hornblenda hornfels, tendo a temperatura alcançado pelo menos 550°C a pressões relativamente baixas (Philpotts 1990), ainda que localmente possam ter atingido as condições da fácies piroxênio hornfels (Melo 2001). Os mais prováveis protólitos desses escarnitos são rochas carbonáticas relativamente impuras, o que pode ser deduzido a partir da composição modal média (53% de calcita, 40% de diopsídio, 5% de magnetita e 2% de flogopita) e da composição química (ricas em SiO₂, FeO e MgO).

A pirita é o sulfeto dominante seguida calcopirita. Nas amostras estudadas não ficou evidente nenhum controle estrutural da mineralização, sendo pouco abundantes e encontrados, principalmente, em pequenos filetes concordantes à foliação dos xistos. A rara presença de finos cristais de ouro (?) é restrita aos xistos, podendo-se deduzir que ele é, normalmente, de granulação muito fina e/ou está contido na estrutura dos minerais, particularmente os sulfetos.

Os fluidos aquosos, com base nos dados microtermométricos de inclusões fluidas, têm as seguintes características: 1) correspondem, principalmente, aos sistemas NaCl–CaCl₂–H₂O e NaCl–MgCl₂–(FeCl₂)–H₂O e, subordinadamente, ao sistema NaCl–KCl–H₂O; 2) a maioria dos fluidos tem salinidade variando de baixa a moderada (5,1 a 14,8% NaCl equiv.), densidades entre 0,69 e 1,07g/cm³ e temperaturas mínimas de aprisionamento variando de 110,8 a 423,1 °C; 3) mostram evidências de diluição, provavelmente provocada por águas superficiais, sobretudo no corpo D. Uma possível explicação para a origem desses fluidos estaria em sua ligação com o alojamento do granito Itajobi, cujo resfriamento causou o movimento convectivo das soluções e a interação com as rochas da seqüência hospedeira. Seguindo diferentes trajetórias, os fluidos ricos em CaCl₂ teriam tido maior contato com as rochas carbonáticas, e neste caso estariam associados à formação dos escarnitos, enquanto os fluidos ricos em FeCl₂ teriam tido maior influência das rochas metassedimentares clásticas e formações ferríferas. Por seu turno, os fluidos

ricos em KCl teriam tido maior interação com as rochas ricas em biotita (xistos) ou, até mesmo, serem fluidos exsolvidos da cristalização do granito.

Nas amostras estudadas não foi registrada a presença de fluidos aquo-carbônicos que, no Campo Urucum, foram considerados como as soluções responsáveis pelo transporte e deposição do ouro e sulfetos pré-intrusão Itajobi (Melo 2001)

11. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- AVELAR, V.G de. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rochas total da porção Centro-Norte do estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do escudo das Guianas*. Belém: Centro de Geociências, UFPA. 232p.
- BARD, JP. 1985. *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*. Tradução de Marceliano Lago San José. Masson, Barcelona. 181p.
- BORGES. A. A. S., LAFON. J.M., VILLAS. R. N. N., 2002. *Magmatismo Tardi-Transamazonico na Serra do Navio, Região Central do Amapá: Evidencias Geocronológicas*. In XLI Cong. Bras. GEOLOGIA, SBG, João Pessoa.
- BROWN P.E & LAMB W.N. 1989. FLINCOR: *A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data*. Amer.Mineral. 74:1390-1393.
- CORDANI, U.G.; & SATO, K. 1999. *Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics in granitoid rocks. Episodes*, **22** (3): 167-173.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. *Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos*. In: Congresso Geológico Chileno, II. Arica. Chile, Actas. p. 137-148.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. John Wiley & Sons, New York, 406p.
- DAVIS D.W.; LOWENSTEIN T.K; SPENCER R.J.1990. *Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl-H₂O and NaCl-CaCl₂- H₂O*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 591-601.
- DORR, J.V.N. 1964. *Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. Economic Geology* **59**: 1203-1240
- FARACO M.T.L. 1990. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Centro de Geociências da UFPA, 346p. (Tese de mestrado)
- FARACO, M.T.L. 1997. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas e mineralizações associadas à Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Centro de Geociências da UFPA, 245p. (Tese de doutorado)
- FARACO, M.T.L., MELO, L.V., VILLAS, R.N.N., SOARES, J.W. 2003. *O campo Taperebá do depósito Amapari, Amapá: Rochas encaixantes e mineralografia*. In Simp. Amaz. VIII, SBG, Manaus.
- FRENCH B.M.1968. *Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron-formations, Mesabi Range, Minnesota. Geol. Survey Bull.*, **45**: 103p.
- FUZIKAWA K.1985. *Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações*. Cont. Petr. e Geol. Núcleo Minas Gerais. SBG, MG, 72p.

- GROSS G.A. 1961. *Metamorphism of iron-formations and its bearing on their beneficiation. Canadian Mining and Metallurgy Bull.*, **54**: 30-37
- JAMES H.L. 1954. *Sedimentary facies of iron-formations. Economic Geology* **49**: 235-293.
- KLEIN JR. C. 1973. *Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded iron-formations. Economic Geology* **68**: 1075-1088
- HYNDMAN, D.W. 1972. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. McGraw Hill Bo. Co., New York, 533p.
- MEINERT L.D.1993. *Skarns and skarn deposits. In: Sheahan P.A. & Cherry M.E (ed.) Ore deposit models*, vol. II, Geoscience Canada Reprint Series 6, p. 117-134
- MELO, LV. 2001. *Estudo do Corpo Urucum, depósito aurífero de Amapari, Amapá, com base em dados petrográficos, de química mineral e microtermométricos*. Centro de Geociências - UFPA, 103p. (Tese de mestrado).
- MELO, L.V., VILLAS, R.N., SOARES, J.W., 2001. *O depósito aurífero Amapari, Amapá: rochas encaixantes, química mineral e metamorfismo*. In: Simp. Amaz. VII, SBG, Belém.
- MELO L.V., VILLAS R.N., SOARES J.W., FARACO M.T.L. 2003. *Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá State, Brazil*. *Géologie de la France*, 2-3: 111-123.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. 1984. *Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil)*. In: Symposium Amazônico, Manaus. *Anais...SBG*. p.53-57.
- PHILPOTTS A.R. 1990. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 498p.
- SPEAR, F.S. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington, Mineral. Soc. America*, 2nd edition, 799p.
- SPRY, P.G. & GEDLINSKE, B.L. 1987. *Tables for the determination of common opaque minerals*. *Economic Geology*, 51p.
- SHEPHERD T.J., RANKIN A. H., ALDERTON D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, London, 239p.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. *Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes*, **22**. (3): 174-182.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. 2nd Ed. Elsevier Publis. Co., Amsterdam, 430p.
- WALKER R.T. & SAMSON I.M. 1998. *Cryogenic Raman spectroscopic investigations of fluid inclusions in the system NaCl–CaCl₂–H₂O*. In: SCHANDT E. (ed.) 17TH General Meeting International Mineralogical Association, Toronto, p. A33.

- WINKLER HGF. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, 348p.
- YARDLEY, B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Traduzido por A. R. Fuck, Editora Universidade de Brasília, 340p.