



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

**“O PROSPECTO ÁGUAS CLARAS, SERRA DOS CARAJÁS (PA):  
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS  
ASSOCIADA”**

TESE APRESENTADA POR

**CINTIA MARIA GAIA DA SILVA**

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

Data de Aprovação : 05.06.1996

**Comitê de Tese:**

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

.....  
BASILE KOTSCHNOLBEY

.....  
ROBERTO PEREZ XAVIER

**BELÉM**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**CENTRO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**O Prospecto Águas Claras, Serra dos Carajás (PA): Alteração  
Hidrotermal e Mineralização de Sulfetos Associada**

**Autora:**

**CINTIA MARIA GAIA DA SILVA**

**Orientador:**

**RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS**

**BELÉM-PA**

*Aos meus pais e irmãos pela minha  
ausência, mas sempre presença.*

## AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus sinceros agradecimentos às seguintes entidades e pessoas:

- A Universidade Federal do Pará, através do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências (DGP/CG), pela concessão da licença para cursar o mestrado;
- Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG/UFPA) pelo apoio material e financeiro, em especial ao Prof. Dr. Jean-Michel Lafon, Gladys, Nilza e D. Maria;
- À DOCEGEO (Rio Doce Geologia S.A.) pela infra-estrutura quando da realização das etapas de campo e cessão das amostras de testemunhos de sondagem, seções verticas e mapas do Prospecto Águas Claras;
- Ao caríssimo Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas por todo apoio amigo, paciência, disposição e orientação prestada durante esse longo tempo;
- Aos professores do Centro de Geociências: Basile Kotschoubey, Roberto Dall’Agnol, Werner Truckenbrodt e Carlos Albuquerque, pelas discussões e atenção quando necessária, bem como, aos Profs. Roberto Xavier e Bernardino Figueiredo (UNICAMP) e Afonso Nogueira (FUA).
- Ao Chefe do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal de Brasília (UnB), Prof. José Carlos Gaspar, pela permissão para as análises de clorita;
- Aos técnicos dos laboratórios de Laminação (Carlão, Seu Eduardo e Israel) e Difração de Raios-X (Vânia e Walmeire) do DGP, pelos serviços efetuados. Aos desenhistas Elinete e Sérgio;
- Ao corpo administrativo do Centro de Geociências, em especial à Divisão Administrativa pela presteza quando necessária, em particular à Nemisa, Nascimento, Pompeu, Neves e Seu Esteves.

- Aos meus colegas de profissão e aqueles que convivem(ram) no meu dia a dia, em especial: Alayde, Albano, Alice, Analcira, Cláudio Coimbra, Cláudio Lamarão, Cleida, Erimar, German, Glória, Hector, Jorge, Lúcia, Marco Aurélio, Marcos Quadros, Renato, Roselene, Rosinha, Válder e Vânia Nogueira. Ao Márcio, pelo companheirismo nos momentos insólitos no final deste trabalho.
- À Edielma Farias e ao Paulo Alves, um muito obrigada pela força e companheirismo nas horas de angústia.
- À minha irmã Darla Cibele pela ajuda na edição final e apoio na hora precisa;
- À D. Luzanira, minha mãe, que sempre me apoiou em todos os momentos decisivos;
- *Aos espíritos de luz que protegem a Terra, planeta de lágrimas e dor, mas de uma infinita beleza.*

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA.....</b>	<b>i</b>
<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>ii</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>3</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>5</b>
1.1 OBJETIVOS.....	7
1.2. METODOLOGIA.....	7
<b>2. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS.....</b>	<b>10</b>
2.1. INTRODUÇÃO.....	10
2.2. ESTRATIGRAFIA.....	10
2.3. ARCABOUÇO TECTÔNICO.....	14
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....</b>	<b>16</b>
<b>4. A MINERALIZAÇÃO DO PROSPECTO ÁGUAS CLARAS.....</b>	<b>20</b>
4.1. MODO DE OCORRÊNCIA.....	20
4.2. ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	20
<b>4.2.1. Seqüência Sedimentar.....</b>	<b>20</b>
<b>4.2.2. Rochas Hipoabissais Metabásicas.....</b>	<b>24</b>
<b>4.2.3. Veios Hidrotermais.....</b>	<b>27</b>
4.3. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	39
<b>4.3.1. Transformações Mineralógicas.....</b>	<b>39</b>
4.3.1.1. Seqüência Sedimentar.....	39
4.3.1.2. Rochas Hipoabissais Metabásicas.....	49
<b>4.3.2. Transformações Químicas.....</b>	<b>56</b>
4.3.2.1. Seqüência Sedimentar.....	56
4.3.2.2. Rochas Hipoabissais Metabásicas.....	65

4.4. A MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA.....	73
4.4.1. Associação mineral.....	73
4.4.2. Fluidos Hidrotermais.....	83
<b>5. DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES.....</b>	<b>95</b>
5.1. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	95
5.2. SISTEMA DE VEIOS.....	101
5.3. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DE SULFETOS.....	103
5.4. EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS.....	107
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>112</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>115</b>
<b>ANEXO - Análises de clorita hidrotermal por microsonda.....</b>	<b>124</b>

## RESUMO

A mineralização primária do Prospecto Águas Claras, localizado na porção central da Serra dos Carajás, ocorre em veios de quartzo ao longo de uma zona de cisalhamento frágil a frágil-dúctil, de *trend* geral NE-SW com mergulhos sub-verticais. Esta zona corta discordantemente sedimentos siliciclásticos da Formação Águas Claras e sills básicos intrusivos arqueanos.

Estudos petrográficos das rochas encaixantes e dos veios de quartzo permitiram a identificação de vários tipos de alteração hidrotermal associados à mineralização: cloritização, que representa o processo de alteração mais característico do depósito, sericitização, turmalinização, silicificação, argilização (caolinização) e carbonatação. Os veios de quartzo apresentam texturas maciça, em pente, fantasma, brechada e de deformação.

A mineralização é dominada por sulfetos de Fe e Cu (Au) com quantidades subordinadas de Zn e W. As rochas encaixantes apresentam-se intensamente venuladas próximo à zona principal de cisalhamento. Pirita e calcopirita são as fases metálicas principais, com esfalerita e arsenopirita ocorrendo subordinadamente. As fases óxidos são representadas por magnetita e hematita, além da ferberita. O Au, apesar de não ter sido observado, faz parte da paragênese primária, associado comumente à arsenopirita/calcopirita (SOARES et al., 1994). Transformações supergênicas principalmente da calcopirita para bornita, calcocita, covelita e cobre nativo estão presentes, geradas em profundidades variáveis.

A paragênese pirita-magnetita-hematita indica condições relativamente oxidantes para a precipitação da assembléia sulfetada, com faixas representativas de  $fO_2$  e  $fS_2$  entre  $10^{-29} / 10^{-23}$  atm e  $10^{-9} / 10^{-4,5}$  atm, respectivamente.

Os dados microtermométricos indicaram soluções aquosas salinas provavelmente do sistema  $NaCl-CaCl_2-MgCl_2-H_2O$ , com temperaturas mínimas de aprisionamento dos

fluidos entre 360 e 100°C, sendo a faixa de 160-190°C a mais freqüente. Variações de salinidade foram encontradas nas inclusões bifásicas, com valores entre 0,53 e > 23,8% em peso de equiv. NaCl. As inclusões trifásicas apresentaram salinidades equivalentes da ordem de 30-45% em peso de NaCl. Fluidos com diferentes salinidades aprisionados no intervalo de 160-360°C podem significar a ocorrência de eventos cíclicos na deposição mineral, enquanto que fluidos de baixa salinidade e baixa temperatura ( $\approx$ 100-130°C) podem ser produtos de soluções mais tardias na evolução do sistema ou mistura com águas meteóricas.

A mineralização de Fe-Cu (Au) do Prospecto Águas Claras foi formada a partir de fluidos aquosos salinos, com razões  $fS_2/fO_2$  iniciais altas, moderada a alta  $fO_2$ , pH ácido e temperaturas iniciais entre 340-380°C.

O depósito é controlado estruturalmente e formado a profundidades rasas (<3 km), consistentes com os dados geotermométricos (inclusões fluidas e o geotermômetro da clorita), texturas de preenchimento nos veios e o baixo grau de metamorfismo das rochas hospedeiras. O sistema de veios possui características texturais de que foi formado sob pulsos cíclicos/recorrentes, com várias gerações de quartzo que refletem a contemporaneidade/ recorrência da assembléia sulfetada e variação na salinidade dos fluidos.

Os dados obtidos no presente trabalho não permitiram definir a relação temporal do Granito Serra dos Carajás com a mineralização, pois as interpretações são ambíguas quando se considera este granito responsável pela circulação dos fluidos ou mesmo fonte de alguns metais que estão presentes no Prospecto Águas Claras.

## ABSTRACT

The Águas Claras Prospect is located in the central part of Serra dos Carajás (PA). A primary sulfide mineralization occurs in quartz veins emplaced along a brittle to brittle-ductile, NE-SW-striking shear zone with subvertical dips. This zone cross-cuts siliciclastic sediments of the Águas Claras Formation and Archaean basic sills. Supergene enrichment is a common feature even at depths down to 200 m where the sulfides are still partially preserved.

Petrographic studies of the wallrocks and quartz vein allowed the identification of an intense hydrothermal alteration, characterized by: chloritization, sericitization, tourmalinization, silicification, argilization and carbonation, the first being the most widespread process. Texturally the vein quartz shows buck, comb, phantom, breccia and deformation features.

Fe-Cu (Au) sulfides are the main ore minerals with minor Zn and W. Pyrite and chalcopyrite are the dominant sulfides, with subordinate sphalerite and arsenopyrite. The oxides phases are represented by magnetite, hematite and ferberite. Au was not observed but its occurrence has been reported in close association with arsenopyrite and chalcopyrite (SOARES et al., 1994). Chalcopyrite is transformed to bornite, chalcocite, covellite e native copper in the supergene profile.

The equilibrium association pyrite-magnetite-hematite indicates that relatively oxidizing conditions prevailed during the main mineralization stage with  $fO_2$  and  $fS_2$  ranges of  $10^{-29} / 10^{-23}$  atm and  $10^{-9} / 10^{-4,5}$  atm, respectively.

The microthermometric data showed that the mineralizing fluids were essentially saline aqueous solutions corresponding to the NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system. Homogeneization temperatures were found to be between 100 and 360°C, although the most frequent interval was 160-190°C. Two-phase inclusions presented salinity variations from 0,53 to > 23.8 equiv. wt% NaCl whereas the halite-bearing ones showed

salinities of 30-45 equiv. wt% NaCl. The changes in salinity at high to moderate temperatures (160-360°C) may represent cyclic events of the mineral deposition. On the other hand, low-salinity, low-temperature ( $\approx 100$ -130°C) fluid samples may represent later solutions of the system or mixing with meteoric water.

The Fe-Cu (Au) mineralization of Águas Claras Prospect is related to hydrothermal saline fluids, with high initial  $fS_2/fO_2$  ratios, moderate-high  $fO_2$ , low pH and early higher temperatures between 340-380°C.

The deposit is structurally controlled and was formed at low depth (<3 km), consistent with geothermometric data (fluid inclusions and chlorite geothermometry), vein filling textures and low grade metamorphism of wallrocks. The vein system shows textural features that have been interpreted to be the result of repeated pulses, with multiple generations of quartz, sulfide assemblages and fluids with different salinities.

The available data are still scarce as to assess the temporal relationships between the Serra dos Carajás Granite and Águas Claras mineralization. As a consequence it is highly speculative to consider the mineralizing solutions to be derived from the granite.

## 1. INTRODUÇÃO

O Prospecto Águas Claras (PAC) está localizado na porção central da Serra dos Carajás, setor norte da Província Mineral de Carajás, a aproximadamente 28 km a sudeste da mina de ouro do Igarapé Bahia e a 8 km a sudoeste da mina de manganês do Igarapé Azul (Figura 1). Sua denominação advém do igarapé homônimo, afluente do rio Itacaiúnas, que atravessa a área.

Trabalhos de detalhe executados pela DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração S.A.), desde a descoberta do alvo, em 1984, mostram que é uma área mineralizada em Au e Cu com anomalias de As e Sn (SOARES et al., 1994). A mineralização primária de sulfetos de Fe-Cu ocorre em veios de quartzo, em zonas de falhas/fraturas que cortam sills gabróticos arqueanos intrusivos em sedimentos siliciclásticos, cujo enriquecimento supergênico gerou corpos gossânicos com concentração de ouro a valores econômicos.

A DOCEGEO identificou três corpos principais na área, denominando-os de corpos F-23, F-15 e Au/As, sendo que os dois primeiros constituem o escopo da presente pesquisa.

Trabalhos específicos sobre o PAC estão limitados a relatórios internos da DOCEGEO e recentemente aos trabalhos de SOARES et al. (1994), BARROS et al. (1994a), ANGÉLICA et al. (1994), NOGUEIRA (1995) e DIAS et al. (1996).

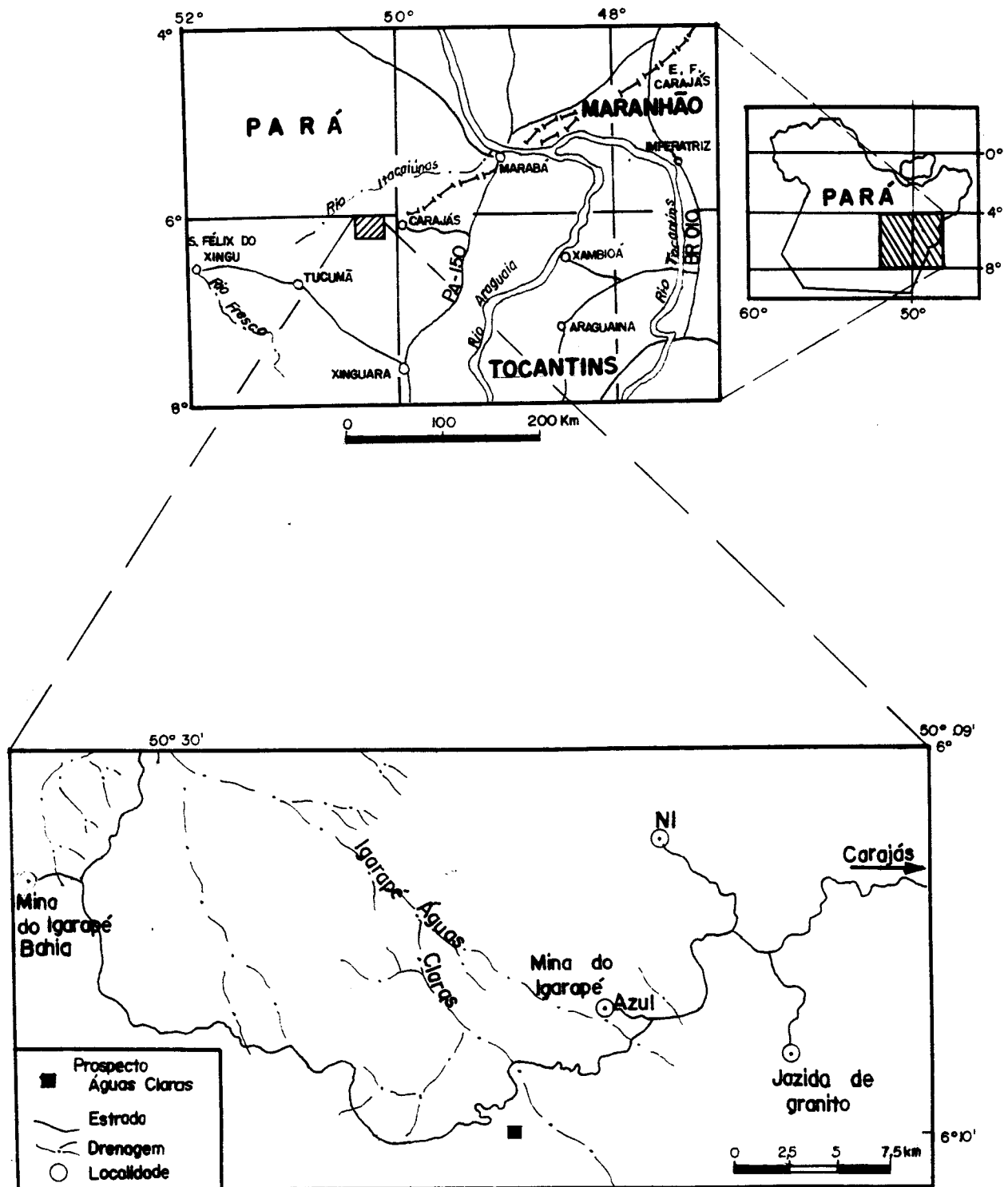


Figura 1 - Mapa de localização e acesso (Modificado de Nogueira, 1995)

## 1.1. OBJETIVOS

O objetivo fundamental do presente trabalho é a compreensão do sistema hidrotermal que originou a mineralização de sulfetos de Fe-Cu, Au e metais associados no PAC, buscando relacioná-lo a eventos magmáticos e tectônicos regionais, que marcaram a evolução metalogenética da região de Carajás. Consistiu essencialmente:

- da descrição das associações mineralógicas das rochas encaixantes, da assembléia primária dos sulfetos e suas transformações secundárias, em sub-superfície, além dos veios de quartzo;
- do estudo das mudanças mineralógicas e geoquímicas das rochas encaixantes decorrentes do processo hidrotermal, definindo possíveis padrões de alteração;
- da caracterização e evolução dos fluidos aquosos responsáveis por aquelas transformações e;
- da determinação das condições termais sob as quais ocorreram a alteração hidrotermal e a mineralização.

## 1.2. ATIVIDADE/METODOLOGIA

- *TRABALHOS DE CAMPO*: foram descritos e amostrados testemunhos de 10 furos de sondagem rotativa diamantada, executados pela DOCEGEO no Alvo Águas Claras. Os testemunhos encontram-se na área da mina do Igarapé Bahia, onde foram descritos durante duas etapas de campo (março e dezembro de 1993). Os principais furos estudados foram F-125, F-139, F-153, F-155, F-163 e F-165.
- *PETROGRAFIA*: foram feitos estudos petrográficos de 70 seções delgadas e 20 seções polidas para caracterizar as paragêneses minerais primárias e secundárias das rochas encaixantes, a assembléia primária sulfetada e secundária (gerada em profundidade) e a associação mineral dos veios de quartzo, além dos aspectos texturais e estruturais. Foram utilizados os critérios descritivos de FOLK (1980) para as rochas sedimentares e WILLIAMS et al. (1954) para as rochas básicas, bem como os de KEER (1959) e

DEER et al. (1972) para identificação de minerais. O estudo minerográfico obedeceu principalmente a orientação de RAMDOHR (1980), UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) e CRAIG & VAUGHAN (1981). Na identificação de algumas fases minerais foi utilizada a técnica de difração de raios-X. Foram analisadas, também, 5 lâminas bipolidas de quartzo visando à caracterização morfológica e tipológica de inclusões fluidas para posterior análise microtermométrica.

- *PETROQUÍMICA*: foram efetuadas no Laboratório da GEOSOL 11 análises químicas de rochas areníticas e 9 de rochas básicas, através dos seguintes métodos: espectroscopia de fluorescência de raios-X ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{Sn}$  e  $\text{W}$ ); espectrofotometria de absorção atômica ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Bi}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ); via úmida ( $\text{FeO}$  e Perda ao Fogo); eletrodo de íons específicos (F); geração de hidretos ( $\text{Sb}$  e  $\text{As}$ ) e espectrografia óptica (B).
- *MICROTERMOMETRIA*: os dados microtermométricos foram obtidos no Laboratório de Inclusões Fluidas da UFPA utilizando-se uma platina de aquecimento/resfriamento Chaixmeca acoplada a um microscópio petrográfico Zeiss, a qual permite medições no intervalo de  $-180$  a  $+600^\circ\text{C}$ . A calibração da platina para temperaturas inferiores a  $0^\circ\text{C}$  foi realizada com inclusões fluidas naturais de  $\text{CO}_2$  puro e sintéticas de  $\text{H}_2\text{O}$ . Para temperaturas superiores a  $0^\circ\text{C}$  utilizaram-se substâncias químicas com temperatura de fusão conhecidas. Na etapa de resfriamento obtiveram-se as temperaturas do ponto eutético ( $T_e$  - correspondendo a fusão inicial do sistema aquoso congelado) e da fusão das fases sólidas presentes: hidratos de sal ( $T_{fh}$ ) e/ou gelo ( $T_{fg}$ ). Na fase de aquecimento obtiveram-se as temperaturas de homogeneização total do fluido das inclusões, pelo desaparecimento de todas as fases presentes. O tamanho das inclusões fluidas dificultou a observação precisa das mudanças de fases, algumas vezes estabelecendo-se apenas o intervalo de temperatura em que elas ocorreram. Os dados obtidos foram interpretados a partir de diagramas de fases de sistemas fluidos conhecidos, elaborados experimentalmente, os quais permitem estimar a composição,

salinidade e densidade dos fluidos estudados. A metodologia adotada teve por base os trabalhos de HOLLISTER & CRAWFORD (1981), ROEDDER (1984), FUZIKAWA (1985), SHEPHERD et al. (1985) e HAYNES (1985).

- *MICROSSONDA ELETRÔNICA*: foram realizadas 45 análises químicas pontuais, em uma única lâmina polida, em vários cristais de clorita de origem hidrotermal, utilizando-se um microanalisador eletrônico automatizado CAMECA SX-50, da Universidade de Brasília. A fórmula estrutural foi calculada na base de 36 átomos de oxigênio, visando principalmente à utilização do geotermômetro da clorita, com base em CATHELINÉAU (1988).

## 2. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

### 2.1. INTRODUÇÃO

O prospecto Águas Claras está situado na porção norte da Província Mineral de Carajás (PMC) que está localizada no sudeste do estado do Pará, na borda oriental do Cráton Amazônico (ALMEIDA, 1978). Nessa província destaca-se a ocorrência de importantes jazidas minerais de ferro, manganês, cobre-zinco, ouro, níquel e bauxita.

A evolução da PMC estende-se desde o Arqueano até o Proterozóico Médio. Suas unidades lito-estratigráficas passaram por várias mudanças de definições e posicionamento estratigráfico, em especial, nas duas últimas décadas. Dentre as várias propostas estratigráficas, destacam-se as de HIRATA et al. (1982), DOCEGEO (1988) e ARAÚJO et al. (1988, 1991). Estes últimos autores caracterizam a PMC em termos de unidades lito-estruturais típicas de terrenos granito-*greenstone* parcialmente preservados, envolvidos por cinturões gnáissicos com faixas de rochas supracrustais e granitóides associados. Ocorrem ainda coberturas vulcânicas e sedimentares cortadas por granitos pós-tectônicos ou anorogênicos.

### 2.2. ESTRATIGRAFIA

A Província Mineral de Carajás, na parte sul, é composta principalmente por granitóides e faixas de rochas supracrustais tipo *greenstone-belts* arqueanos (DOCEGEO, 1988).

O Cinturão Itacaiúnas, definido por ARAÚJO et al. (1988), constitui a principal unidade lito-estrutural ao norte dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria. No âmbito da Folha Serra dos Carajás encontra-se individualizado por dois segmentos estruturais distintos: Domínio Imbricado e Domínio Transcorrente (Figura 2)

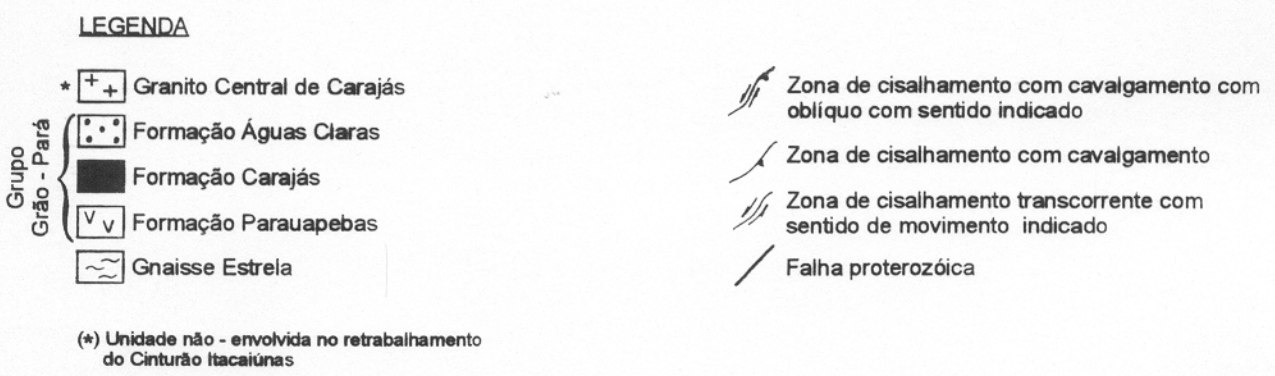
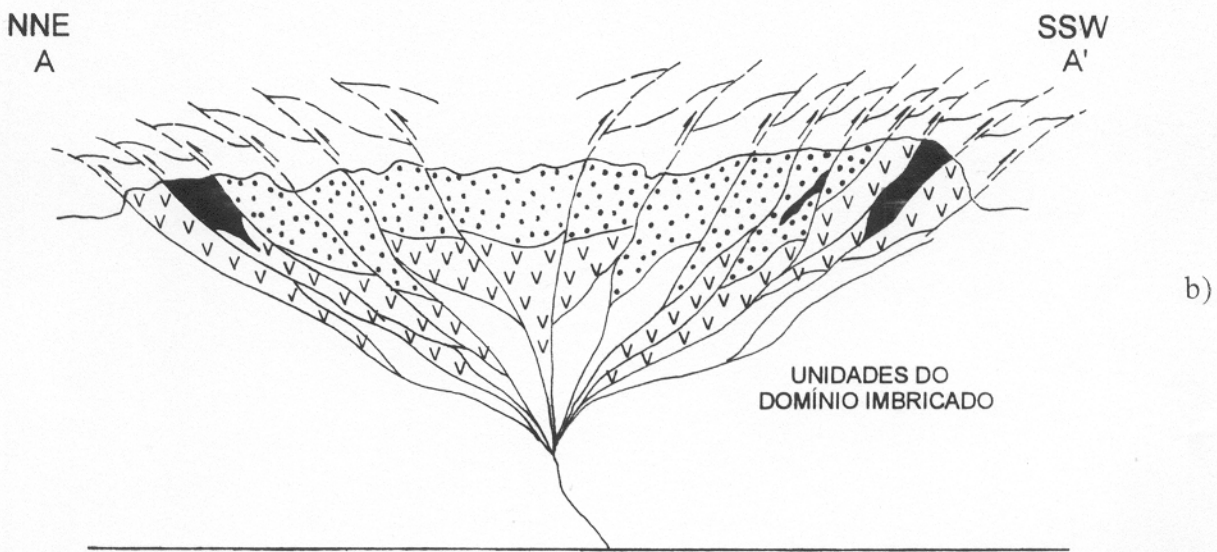
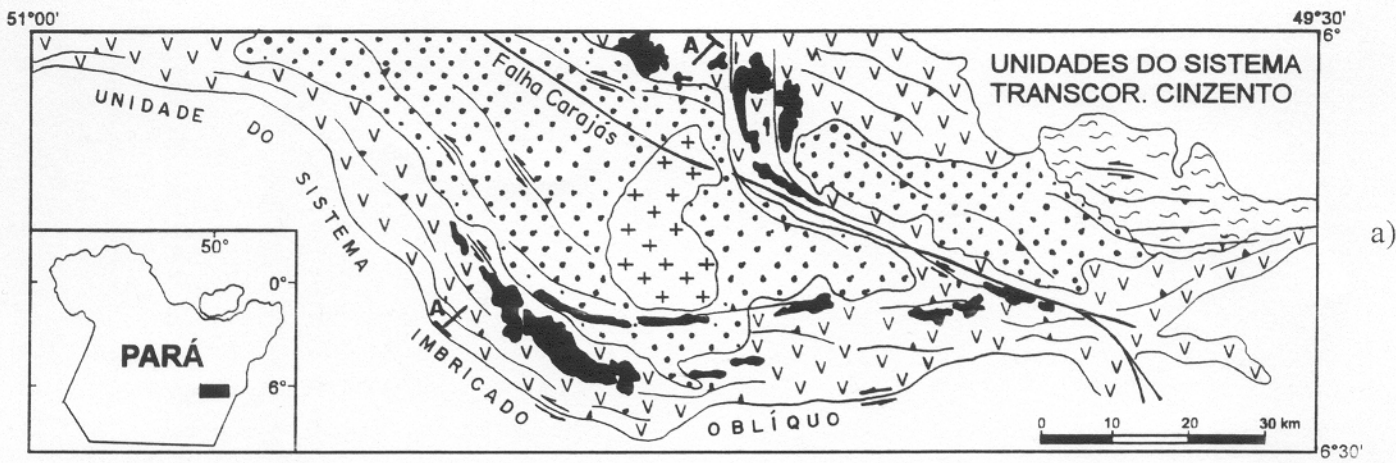


Figura 2- a) Unidades lito-estruturais do Sistema Transcorrente Serra dos Carajás (modificado de ARAÚJO et al., 1991).  
 b) Seção geológica esquemática do referido sistema e interpretação geométrica a nível crustal. A localização da seção está indicada na figura acima (modificado de ARAÚJO, 1991).

O primeiro, ao sul, é constituído por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, migmatizados ou não, correlacionados ao Complexo Xingu (SILVA et al., 1974), rochas granulíticas (Complexo Pium), faixas de rochas supracrustais tipo *greenstone-belts* retrabalhadas (Grupo Sapucaia) e granitóides estratóides (Suíte Plaquê).

O Domínio Transcorrente, ao norte, engloba os sistemas Cinzento e Serra dos Carajás. O Sistema Cinzento é constituído principalmente por uma seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone-belt* pertencente ao Grupo Rio Novo.

O Sistema Serra dos Carajás é composto pelo granito gnaissificado Estrela e pelo Grupo Grão-Pará. O termo Grupo Grão-Pará foi formalizado pela CVRD/CMM (1972) para englobar uma espessa seqüência de rochas metavulcânicas de grau metamórfico baixo a médio (Formação Parauapebas; HIRATA et al., 1982) e formações ferríferas interpostas que contêm o protominério das jazidas de ferro de Carajás (Formação Carajás; BEISIEGEL et al., 1973). Os sedimentos de incipiente grau metamórfico atribuídos inicialmente à Formação/Grupo Rio Fresco (BARBOSA et al., 1966; CUNHA et al., 1981), e formalizados como Formação Águas Claras nos domínios da Serra dos Carajás por ARAÚJO et al. (1988), compõem a seqüência superior do Grupo Grão-Pará.

A Formação Águas Claras foi redefinida lito-estratigraficamente por NOGUEIRA (1995), o qual admite um contato discordante com os grupos Grão-Pará e Igarapé Pojuca, subjacentes, bem como a existência de outra unidade sedimentar, sobrejacente e discordante (Formação Gorotire; BEISIEGEL et al., 1973).

DOCEGEO (1988) propõe a designação de Supergrupo Itacaiúnas para as seqüências vulcano-sedimentares de graus metamórficos variados que ocorrem na porção norte da PMC englobadas nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama, além do próprio Grupo Grão-Pará. ARAÚJO et al. (1988, 1991) redefiniram o Grupo Grão-Pará interpretando aquelas seqüências como cronocorrelatas, moldadas por um esquema estrutural em *rifts* de mesmo padrão deformacional. A contemporaneidade das rochas metavulcânicas da região foi aventada em diversos trabalhos como, por

exemplo, MEDEIROS NETO & VILLAS (1984), FERREIRA FILHO & DANNI (1985), GIBBS et al. (1986), MEIRELLES & DARDENNE (1991) e LINDENMAYER & FYFE (1991, 1992).

A ambiência geotectônica das seqüências vulcânicas do Grupo Grão-Pará (ARAÚJO et al., 1991) é controversa, tendo sido propostos vários modelos de *rift* continental (GIBBS et al., 1986; DOCEGEO, 1988; OLSZEWSKI et al., 1989; OLIVEIRA et al., 1993) ou de arcos magmáticos em zonas de subducção (DARDENNE et al., 1988; MEIRELLES & DARDENNE, 1991; TEIXEIRA & EGGLEER, 1994). São estudos baseados principalmente na geoquímica das rochas vulcânicas, as quais sofreram intenso hidrotermalismo, complicando, assim, suas tipologias e conseqüentemente sua interpretação genética (LINDENMAYER & LAUX, 1994).

Corpos graníticos pós-tectônicos ou anorogênicos de idade paleoproterozóica cortam as seqüências da região. O alojamento dessas intrusões ocorreu em um curto intervalo de tempo, em torno de 1,88 Ga (MACHADO et al., 1991; LAFON & MACAMBIRA, 1992). Na região de Carajás, destacam-se os corpos Serra dos Carajás (SILVA et al., 1972), Cigano (DALL'AGNOL et al., 1986) e Pojuca (MACHADO et al., op. cit.).

A ocorrência de plútons máficos e ultramáficos, de origem e idade indefinida, é comumente citada na PMC, creditados a vários eventos magmáticos (GOMES et al., 1975; Cordani apud DOCEGEO 1988; HIRATA et al., 1982). ARAÚJO et al. (1991) propõem que estão relacionados principalmente ao regime distensivo do Proterozóico, enquadrando-os como Máficas tipo Santa Inês e Ultramáficas tipo Vermelho. Estes autores posicionam no Mesozóico corpos básicos com *trend* NE-SW e NW-SE (raros).

Segundo RIVALENTI et al. (1992), na região de Carajás, os enxames de diques de direções NW-NNW e N-S representam basaltos transicionais, enquanto que os de direção NE-NNE e os sills básicos representam basaltos toleíticos e andesíticos. Esses

corpos seriam produtos de magmas altamente fracionados gerados a partir de fontes diferentes em um ambiente anorogênico ensialico.

### 2.3. ARCABOUÇO TECTÔNICO

Os trabalhos de ARAÚJO et al. (1988, 1991) apresentam um novo enfoque tectônico para a Folha Serra dos Carajás. Descartam os modelos iniciais sugeridos para a região (SILVA et al., 1974; BEISIEGEL et al., 1973), propondo a implantação de um cinturão, essencialmente dúctil (Cinturão Itacaiúnas), no final do Arqueano, com retrabalhamento de complexos granítico-gnáissicos, geração de granitóides e de seqüências vulcano-sedimentares.

A porção sul do referido cinturão caracteriza-se por um sistema imbricado de cavalgamentos oblíquos (Domínio Imbricado) com lenticularização generalizada dos conjuntos litológicos de direção geral WNW-ESE.

A região da Serra dos Carajás é definida como uma estrutura sigmoidal alongada na direção WNW-ESE, limitada, a grosso modo, pelas serras Norte e Sul, compondo a porção norte do Cinturão Itacaiúnas (Domínio Transcorrente). Essa estruturação é representada por um arranjo em flor positiva (Figura 2), vinculada a um sistema transcorrente sinistral WNW-ESE.

O sistema transcorrente Carajás sofreu duas fases evolutivas. A primeira, transtensional sinistral, permitiu a abertura de bacias, com preenchimento dos litotipos do Grupo Grão-Pará. A segunda fase, relacionada a eventos transpressivos, com conseqüente inversão de bacias, é responsável pela estrutura em flor-positiva da Serra dos Carajás (ARAÚJO et al., op. cit.) A fase transtensional é correlacionável ao evento tectono-termal proposto por LAFON & MACAMBIRA (1992), com base em dados geocronológicos, em 2,77-2,73 Ga. Um segundo evento tectono-termal, em 2581-2497

Ma, é também proposto por estes autores, o qual pode estar relacionado ao estágio final do Sistema Transcorrente Carajás.

Os eventos proterozóicos da região de Carajás desenvolveram-se em regime predominantemente distensivo, sendo o principal evento relacionado à colocação de corpos graníticos anorogênicos. Outros eventos distensivos estão relacionados à geração de falhas normais e de transferência orientadas nas direções NW-SE e NE-SW, respectivamente.

O principal lineamento NW-SE da área corresponde à Falha Carajás (SILVA et al., 1974), interpretada por GOUVEA (1990) como um segmento tipo P, sinistral, relacionada a eventos tardios da cinemática direcional regional. A Falha Carajás instalou-se em grande parte sobre os conjuntos litológicos do Sistema Carajás, seccionando a estrutura sigmoidal e deslocando estruturas arqueanas e proterozóicas.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O Prospecto Águas Claras (PAC) é caracterizado por uma mineralização hidrotermal de Cu e Au em veios de quartzo extensionais, ao longo de zonas de cisalhamento rúptil, com forte componente gravitacional. Tais zonas cortam discordantemente a seqüência sedimentar Águas Claras, a qual aloja corpos ígneos máficos na forma de diques e sills e coberturas lateritizadas gossânicas ou não (Figura 3; SOARES et al., 1994).

A Formação Águas Claras (ARAÚJO et al., 1988) é a principal unidade litológica que aflora no PAC. NOGUEIRA (1995), com base em estudos faciológicos, estratigráficos e estruturais dos sedimentos expostos ao longo da estrada de acesso à mina do Igarapé Bahia, reconheceu 22 litofácies, as quais representam um megaciclo progradante. É dividida em duas unidades: uma inferior, constituída por depósitos plataformais (pelitos, siltitos e arenitos), e uma superior composta por depósitos litorâneos e fluviais (arenitos).

Na porção noroeste do PAC afloram arenitos médios a finos, cinza-esverdeados gradando no topo para um pacote de siltitos e argilitos róseos/avermelhados, laminados a maciços com intercalações de arenitos finos avermelhados (Figura 3). Estruturas sedimentares desse pacote sedimentar são caracterizadas por estratificações *hummocky* de médio a pequeno porte, plano-paralela e estruturas de fluidização. É correspondente ao ambiente plataformal dominado por tempestades definido por NOGUEIRA (op. cit.). Nas porções sul e nordeste predominam quartzo arenitos grossos, esbranquiçados com níveis conglomeráticos, apresentando estratificação cruzada tabular e acanalada. A direção geral do acamamento NW-SE com mergulhos de 18 -30° para NE ou SW, chegando a 60° nas proximidades de falhas e dos diques (NOGUEIRA et al., 1992; SOARES et al., 1994).

Diques de rochas básicas intrusivos na Formação Águas Claras foram descritos por PINHEIRO et al. (1991) e NOGUEIRA et al. (1992), possuindo direções NNE-SSW

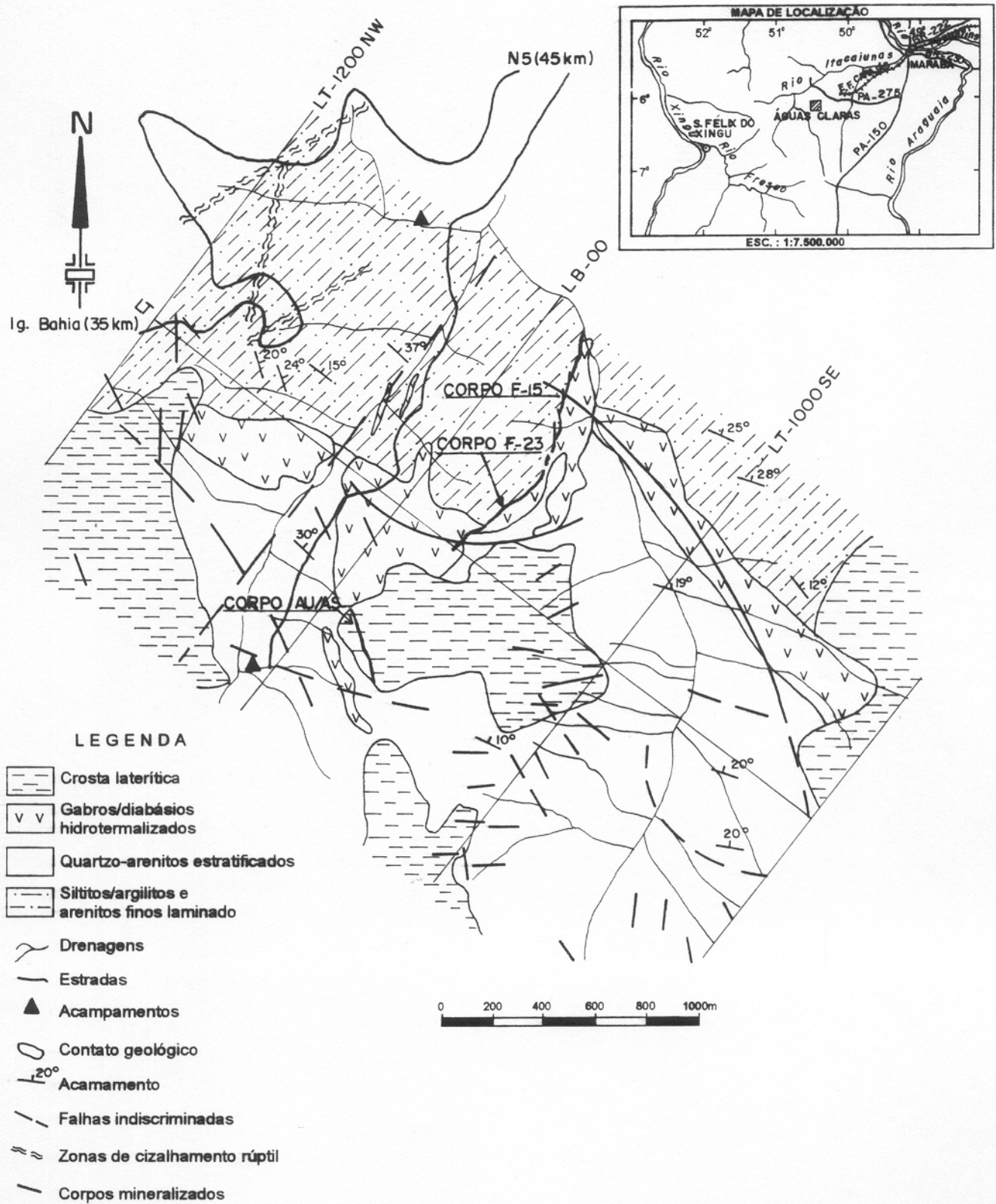


Figura 3 - Mapa geológico do Prospecto Águas Claras. (Fonte: DOCEGEO)

(preferencial) e NW-SE. Perfis de sondagem revelaram que ocorrem também corpos básicos na forma de sills. BARROS et al. (1994a), a partir do estudo petrográfico e químico de um sill do PAC, concluíram que esse corpo foi gerado a partir de um magma toleítico, alojado em ambiente tectônico continental e, posteriormente, afetado por transformações metamórficas e hidrotermais. Subordinadamente ocorrem diabásios não hidrotermalizados, de granulação fina a média. Valores em torno de 2,6 Ga (Pb-Pb por evaporação em zircão) foram obtidos para o sill de Águas Claras, constituindo assim a idade mínima da seqüência sedimentar Águas Claras (DIAS et al., 1996).

Crostras lateríticas ferruginosas, com corpos gossanizados associados ou não, ocorrem nas regiões topograficamente mais elevadas e planas do PAC. Os corpos gossânicos constituem o principal interesse da empresa DOCEGEO.

Imediatamente a leste da área Águas Claras (cerca de 4 km), aflora o granito Serra dos Carajás. A noroeste, à cerca de 30 km, tem-se a seqüência Igarapé Bahia, que comporta zonas supergênicas enriquecidas em ouro, hoje em fase de lavra (Mina do Igarapé Bahia).

O granito Serra dos Carajás, conhecido também como Central, de idade  $1880 \pm 2$  Ma (MACHADO et al., 1991), é intrusivo nos sedimentos Águas Claras. É constituído composicionalmente por sieno e monzogranitos com veios hidrotermais mineralizados com sulfetos de baixo teor. A sua porção norte foi estudada em detalhe por JAVIER RIOS (1991), JAVIER RIOS & VILLAS (1991) e JAVIER RIOS et al. (1992 a,b). Características similares às descritas ao norte foram encontradas por BARROS et al. (1994b) no setor oeste desse granito.

A seqüência vulcano-sedimentar Bahia é representada por rochas piroclásticas intermediárias a ácidas (brechas e tufos), sills e derrames básicos, sedimentos finos, laminados, com formações ferríferas associadas, correlacionável ao Grupo Grão-Pará. Essa seqüência encontra-se intensamente hidrotermalizada e hospeda uma mineralização primária de sulfetos de Fe-Cu de baixo teor com quantidades subordinadas de Mo, Ag e

Au. Predomina a calcopirita seguida de pirita, bornita e covelita, que ocorrem tanto em vênulas de quartzo+ carbonatos, como em leitos/lentes finas concordantes a sub-concordantes com o acamamento. Acredita-se que a origem das mineralizações é vulcânico-exalativa associada a zonas de intensa alteração hidrotermal e venulação associada (FERREIRA FILHO, 1985; RIBEIRO, 1989; SACHS, 1993).

Estudos detalhados efetuados por PINHEIRO et al. (1991), COSTA (1992) e NOGUEIRA et al. (1994) na região circunvizinha ao PAC registram, como principal estrutura da área, um lineamento NW-SE que compõe o duplex compressivo da Falha Carajás, no qual o igarapé Águas Claras se instalou. A deformação neste segmento tem caráter rúptil-dúctil decorrente de movimentação oblíqua com forte componente direcional sinistral representada por zonas de cisalhamento verticalizadas, dobras e cavalgamentos. Os conjuntos de falhamentos principais da área são NE-SW, NW-SE e N-S.

NOGUEIRA et al. (1994) propõem que a região foi afetada localmente por uma fase compressiva de direção NE-SW seguida de duas fases distensivas regionais: uma de direção NE-SW que aproveitou em sua maioria as estruturas pré-existentes e outra NW-SE marcada pela colocação de diques e falhas normais.

## **4. A MINERALIZAÇÃO DO PROSPECTO ÁGUAS CLARAS**

### **4.1. MODO DE OCORRÊNCIA**

A mineralização primária do Prospecto Águas Claras (PAC) localiza-se em dois conjuntos de veios hidrotermais de quartzo ao longo de uma zona de cisalhamento frágil a frágil-dúctil, de direção geral NE-SW seccionada por uma descontinuidade WNW-ESE. Esses corpos foram denominados pela DOCEGEO de Corpo F-15 e Corpo F-23, possuem direções gerais N20°E e N60°E, respectivamente, ambos com mergulhos altos (>70°) para NW e SE, com geometria tabular e filoniana (Figura 3).

A zona de cisalhamento secciona a seqüência sedimentar Águas Claras e diques e sills gabróticos. O deslocamento de um sill sugere movimentação aparente sinistral, com rejeito de mergulho mínimo de 115 m. No novo contato formado (sill/sedimentos) desenvolveu-se a mineralização de Au e sulfetos de Fe-Cu (Figura 4).

### **4.2. ROCHAS HOSPEDEIRAS**

Neste ítem são descritas as rochas hospedeiras que sofreram, relativamente, pouca alteração hidrotermal, conservando feições texturais e composicionais da rocha original.

#### **4.2.1. Seqüência Sedimentar**

Nos testemunhos de furos de sondagem estudados, os quartzo-arenitos constituem o litotipo predominante junto ao sistema de veios mineralizados, apresentando aspectos texturais e composicionais similares. Siltitos/argilitos foram observados nos corpos F-15 e F-23, sempre no início do perfil, possuindo uma espessura mínima de 60 m.

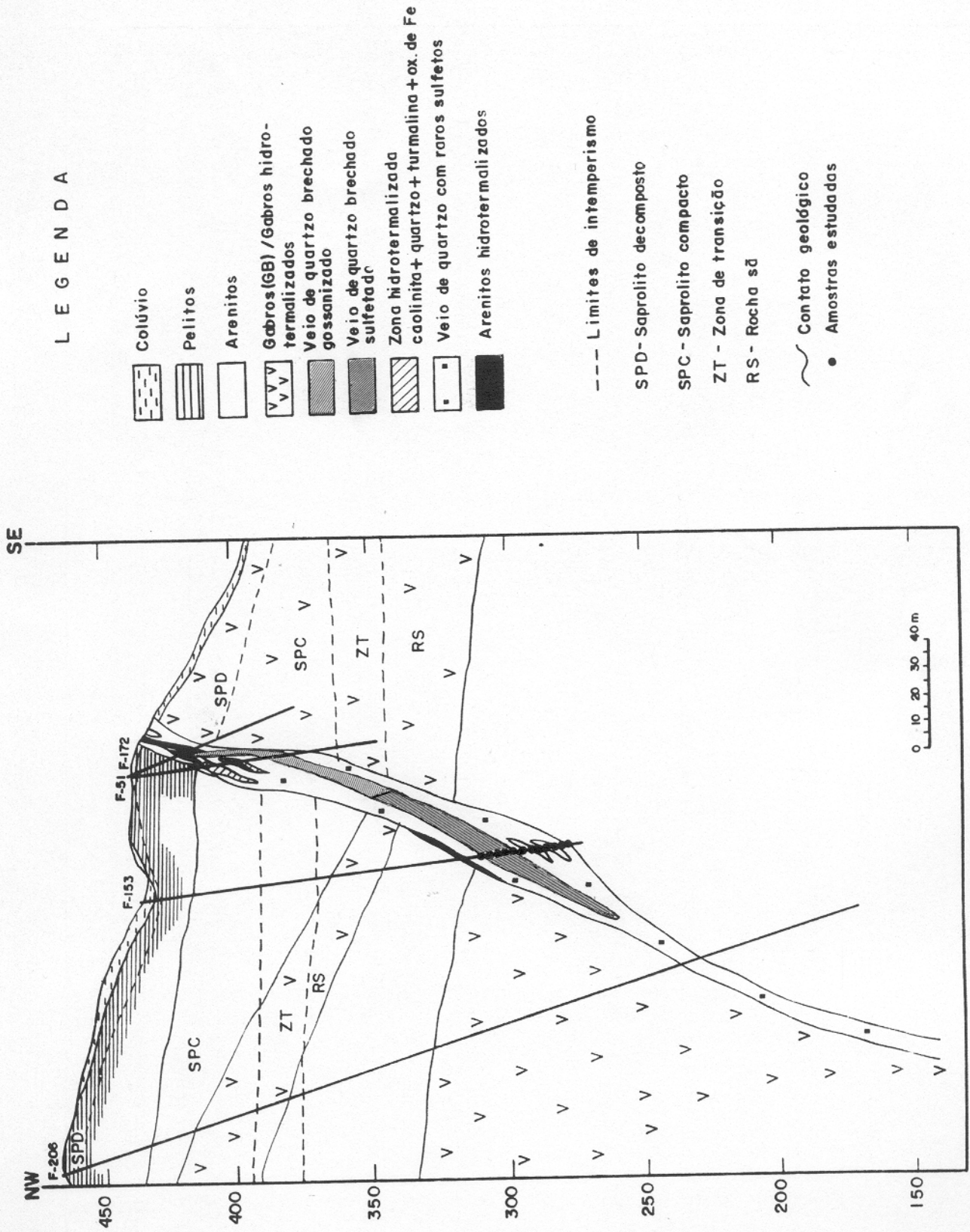


Figura 4 - Seção geológica vertical composta dos furos F-206, F-153, F-51 e F-172.  
 (Fonte: DOCEGEO)

### **- SILTITOS/ARGILITOS**

Possuem coloração avermelhada a lilás, com freqüentes intercalações de arenitos finos e laminação plano-paralela marcada por níveis sericíticos.

### **- QUARTZO-ARENITOS**

Os arenitos apresentam uma coloração variada, desde avermelhada (dentro da zona de oxidação, com aproximadamente 60m de espessura) a cinza-esverdeada/esbranquiçada, representando a rocha menos alterada pelo intemperismo. Macroscopicamente possuem granulometria de areia fina a grossa, aparentemente maciços, com silicificação/cloritização presentes. A identificação e correlação com as litofácies definidas por NOGUEIRA (1995) não foram possíveis, pois ainda não há um estudo petrográfico detalhado dessas rochas e as estruturas sedimentares estão em geral mascaradas pelos processos hidrotermais.

Ao microscópio, os principais constituintes detríticos do arcabouço dos arenitos são grãos de quartzo (90-95%), fragmentos líticos, muscovita e minerais pesados. São classificados como quartzo-arenitos e considerados, assim, sedimentologicamente maduros.

Os grãos de quartzo são, em geral, do tipo monocristalino, com extinção ondulante moderada a forte, ocorrendo subordinadamente grãos policristalinos com bandas de deformação e sub-grãos. Inclusões fluidas (líquido+vapor e líquido+vapor+sólido) e sólidas (em geral, turmalina) são comuns nos grãos. A granulometria predominante é fina a média (0,12 a 0,5mm de diâmetro). O reconhecimento do grau de arredondamento e seleção é prejudicado pelo intenso sobrecrescimento sintaxial de quartzo autigênico, que confere aos grãos um aspecto anguloso a sub-anguloso. Em algumas amostras pode-se observar uma fina película escura que delinea o contorno original dos grãos denotando um bom arredondamento original e moderada seleção de grãos (Figura 5). Esse paleocontorno é evidenciado

também por inclusões fluidas minúsculas ( $< 2\mu$ ), bem como por impregnações de óxido de ferro. O contato do cimento entre grãos é, em geral, côncavo-convexo e suturado, por vezes poligonal (de "compromisso").

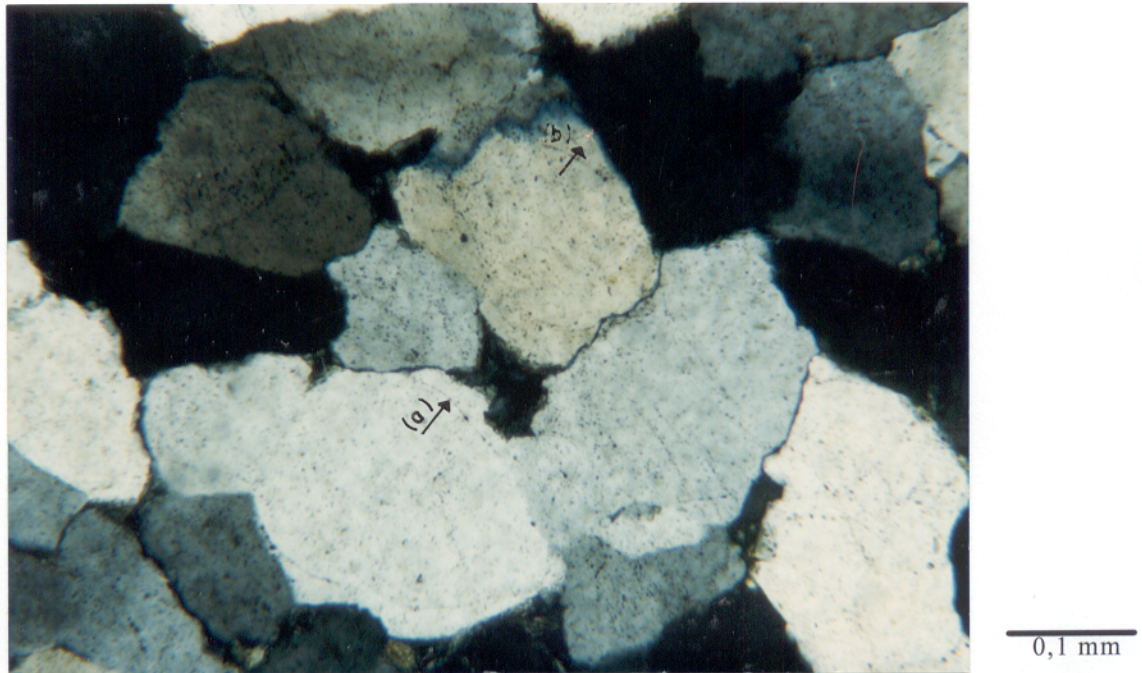


Figura 5- Aspecto microtextural dos quartzo-arenitos preservando feições diagenéticas como a infiltração mecânica de material fino, delineada por uma película escura que constitui o paleocontorno dos grãos (a), e geração de cimento silicoso (b). NX. F-125/130,0m.

Intercalações centimétricas de quartzo-arenitos com má seleção, desde granulação areia fina a grossa (0,1 a 0,8mm de diâmetro), com grânulos dispersos (1,0-2,5 mm de diâmetro) e, via de regra, bom arredondamento, também foram observadas. Grãos de zircão zonados, anedrais a euedrais, e turmalina cloritizada constituem paleolinhas de minerais pesados.

Como grãos líticos são identificados fragmentos de silexitos. COSTA (1992) e ANAISSE Jr. (1995) descrevem fragmentos de argilitos, siltitos, arenitos e vulcanitos

nos arenitos da estrada próxima ao PAC, bem como feldspato alterado para sericita, classificando-os como quartzo-arenitos a sublitarenitos.

As estruturas sedimentares observadas foram: 1) laminação plano-paralela com ocorrência de concentrações de minerais pesados; 2) acamamento gradacional com intercalações de areia fina, média e níveis moderadamente a mal selecionados; e 3) estratificação cruzada tangencial com *sets* de 6 cm de espessura.

Pontuações de birrefringência média e cintilância (ou pleocroísmo) que não foram identificadas, podem ser, por vezes, observadas nas bordas dos grãos ou do cimento silicoso, podendo tratar-se de sericita ou carbonato.

De modo geral, o quartzo-arenito encontra-se fraturado, em várias direções, com os planos preenchidos ou não por quartzo, clorita, turmalina e sulfetos, bem como por goethita/óxidos de ferro/caolinita como produtos intempéricos. As fraturas deformam os grãos de quartzo, em sub-grãos a novos grãos (*recovery*) ou em zonas de cominuição, apresentando, em geral, deslocamentos milimétricos de grãos. Falhas *en échelon* são também observadas.

#### **4.2.2. Rochas Hipoabissais Metabásicas**

A partir da observação de seções verticais dos corpos F-23 e F-15, pôde-se identificar corpos ígneos intrusivos na forma de sills e diques, de espessuras aparentes entre 110-130m e 20-30m, respectivamente, que cortam a seqüência sedimentar pelítica e arenítica (Figura 4). As amostras estudadas apresentam-se hidrotermalizadas, variando quanto à intensidade e composição. As descrições que se seguem correspondem apenas aos sills, em função da importância volumétrica nos perfis.

São rochas gabróicas com certa homogeneidade textural primária e granulação variada, desde fina, próximo às bordas, à grossa, para o centro do corpo. Apresentam texturas sub-ofítica e ofítica preservadas, e mais raramente porfíritica. Fenocristais de

magnetita e plagioclásio com cerca de 2 cm de diâmetro são observados. A coloração predominante é verde escura, mas com tons avermelhados e esbranquiçados quando alterados pelo intemperismo, e verde esbranquiçados quando afetados pela alteração hidrotermal. Podem encontrar-se fragmentadas, com aspecto friável, caolinizadas, em resposta a processos intempéricos. São geralmente venuladas por quartzo e clorita, com sulfetos e magnetita associados (Figura 6).



Figura 6-Rochas gabróicas de granulação variada, desde fina a grossa e textura ígnea preservada nos dois primeiros testemunhos. O primeiro é cortado por vênulas de quartzo com sulfetos e magnetita, enquanto que o último é densamente venulado por quartzo e clorita. Testemunhos de sondagem do F-139 com metragens iguais a 154,0, 162 e 218,0 m, respectivamente.

As rochas menos alteradas hidrotermalmente foram estudadas por DALL'AGNOL et al. (1993) e BARROS et al. (1994a) no furo 72 do corpo F-15. Estes autores descrevem como paragênese primária clinopiroxênio, plagioclásio (labradorita?) e titanomagnetita, ocorrendo apatita, quartzo e zircão como minerais acessórios. Hornblenda pode ocorrer, representando uma fase secundária de alta temperatura. São descritos, ainda, actinolita, clorita, epídoto, titanita, opacos, sericita e carbonatos como produtos de um estágio de transformação metamórfico-hidrotermal, a  $450\pm 20^{\circ}\text{C}$ , ao qual está associado o termo metagabro.

A rocha estudada que mais preserva a assembléia primária se refere a um gabro constituído por cristais de hornblenda e piroxênio, transformados para actinolita e epídoto, respectivamente, e por plagioclásio sericitizado, com textura sub-ofítica. O tamanho dos cristais máficos nas rochas de granulação grossa é em torno de 3 mm e aquele dos de plagioclásio se situa entre 0,2 e 1,0mm, dependendo da granulação da rocha.

Os cristais de actinolita apresentam hábito prismático e fibroso, por vezes com porções reliquias de hornblenda, e comumente desestabilizados para clorita e opacos finos. O piroxênio encontra-se quase que totalmente epidotizado, com clorita em microfraturas cortando esse mineral.

O plagioclásio está, em geral, transformado para sericita, epídoto e albita, o que não permitiu determinar sua composição, mas, ainda assim, preservou a sua forma típica em ripas. Nas bordas do plagioclásio ocorre comumente albita límpida. Os fenocristais apresentam-se completamente sericitizados, com palhetas de muscovita, e recortados por vênulas de clorita.

Os opacos primários apresentam dimensões entre 0,5-1,0 mm, com formas subédricas e bordas esqueléticas, por vezes transformados para titanita com lamelas de ilmenita, provavelmente exsolvidas da titanomagnetita original. Os opacos secundários

mostram, em geral, granulação fina, tamanhos médios de 0,3 mm e forma anédrica, sendo resultantes da desestabilização dos minerais ferromagnesianos primários.

#### 4.2.3. Veios Hidrotermais

Os veios de natureza hidrotermal estão associados a um sistema de cisalhamento frágil a frágil-dúctil, com espessuras milimétricas (vênulas) a centimétricas (veios), bordas retilíneas a irregulares. O sistema de venulação principal apresenta uma espessura aparente em torno de 20 m e extensão mínima de 400m. Nos furos mais profundos o sistema corta apenas a seqüência psamítica, tornando-se mais estreito, em torno de 6 m, sem desenvolver extensas zonas de alteração hidrotermal e sulfetação.

Esse sistema é caracterizado por um intenso fraturamento/falhamento que provocou intensa brechação nas rochas hospedeiras e nos próprios veios. Os planos de falhas com mergulhos sub-horizontais a sub-verticais mostram rejeitos milimétricos a centimétricos, nos quais são observados, às vezes, *slickensides* com ângulos oblíquos e normais aos planos.

Diversas gerações de veios/vênulas seccionam as rochas encaixantes (seqüência sedimentar e rochas gabróicas), podendo ser monominerálicos ou apresentar associação de, no máximo, 5 fases minerais, por vezes preenchendo apenas parcialmente planos de fraturas. O quartzo é a fase dominante no sistema de venulação e representa a primeira fase não-metálica a se formar no sistema. Clorita e turmalina são as fases mais comumente associadas ao quartzo, com contatos poligonais, ou relacionadas a fraturas que seccionam os veios de quartzo.

O quartzo e a clorita são as fases mais freqüentes nos veios que cortam ambas as rochas encaixantes, enquanto que a turmalina é proporcionalmente menos abundante nos veios que seccionam as rochas gabróicas. Os gabros são ainda recortados por vênulas de epídoto, albita e carbonatos, por vezes com quartzo e clorita subordinados.

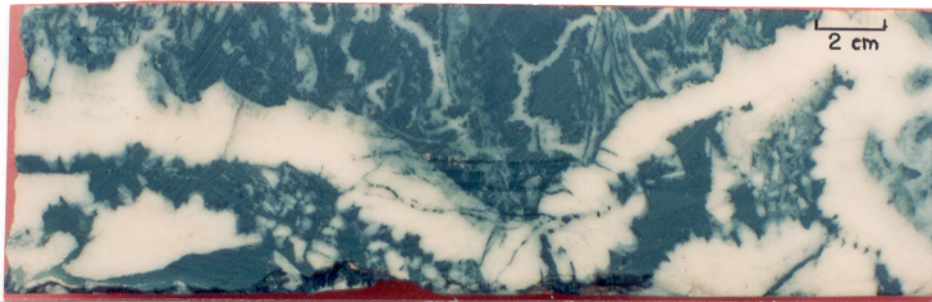
Ocorrem ainda magnetita, hematita e sulfetos associados aos veios de quartzo. Vênulas monominerálicas de siderita ocorrem seccionando todas as demais. Caolinita ocorre em planos de fraturas, cortando indistintamente as rochas hospedeiras e veios, ou preenchendo cavidades ou bolsões, relacionados tanto aos processos hidrotermais quanto aos supergênicos que atuaram no sistema Águas Claras.

Representando as fases minerais mais frequentes no sistema de venulação principal, serão descritas, a seguir, as feições texturais da clorita e do quartzo.

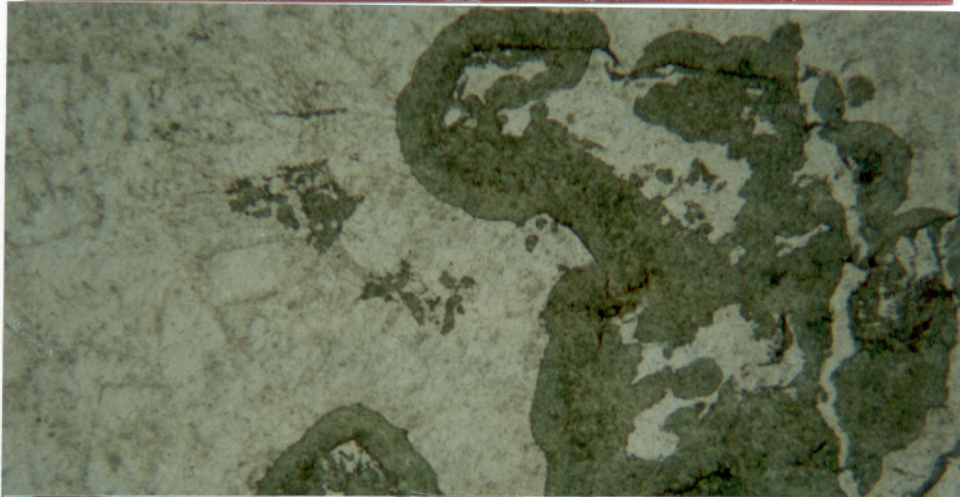
### **- Clorita**

A clorita apresenta formas variadas nos veios de quartzo: 1) granulação fina a grossa, em palhetas ou rosetas; 2) vermicular; 3) esferoidal; 4) em concentrações sub-arredondadas e irregulares preenchendo cavidades e circundando agregados de quartzo e sulfetos, podendo representar preenchimento de cavidades produzidas por fraturamento; e 5) em vênulas (Figura 7). Concentrações de zircão facetado podem ocorrer nas bordas de vênulas de clorita que cortam os quartzo-arenitos.

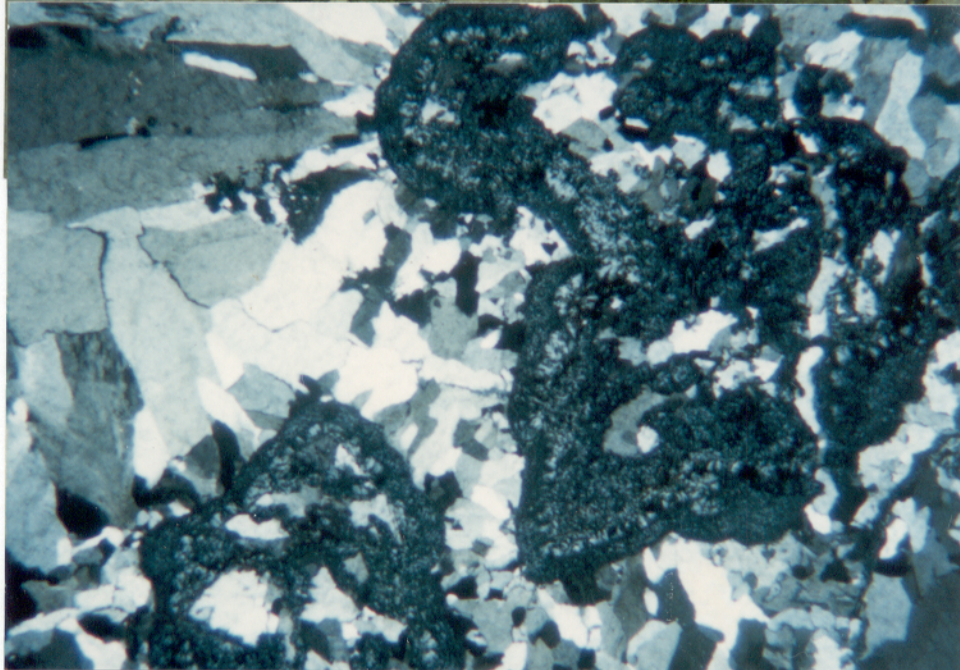
Cloritas em veio de quartzo com hábitos vermicular e em palhetas de granulação fina a média (Figura 8) foram analisadas quimicamente, não sendo constatadas diferenças químicas entre essas duas formas. Os teores dos óxidos pouco variam, apresentando valores máximos e mínimos para  $\text{SiO}_2 = 22,8-24,6\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,3-20,4\%$ ,  $\text{FeO}_t = 36,8-39,4\%$ ,  $\text{MgO} = 4,8-6,8\%$ ,  $\text{MnO} = 0,8-1,3\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0-0,06\%$ , e os de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  menores que 0,1% (Anexo). Utilizando-se a nomenclatura de Hey apud DEER et al. (1972), com base nos valores de Si e  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  atômicos, essas cloritas são do tipo ripidolita (Figura 9).



(A)



(B)



(C)

0,5 mm

Figura 7- Testemunho com clorita e quartzo em pente preenchendo cavidade, a qual pode ser observada à direita da foto (A). Fotomicrografias à luz ordinária (B) e nicóis cruzados (C) de clorita de granulação fina a média constituindo concentrações semi-arredondadas com quartzo anédrico no centro. Essa feição ocorre em escala menor na forma de esferulitos. Observar cristais de quartzo que se formaram perpendicularmente às cavidades preenchidas por clorita (C). F-153/147,0

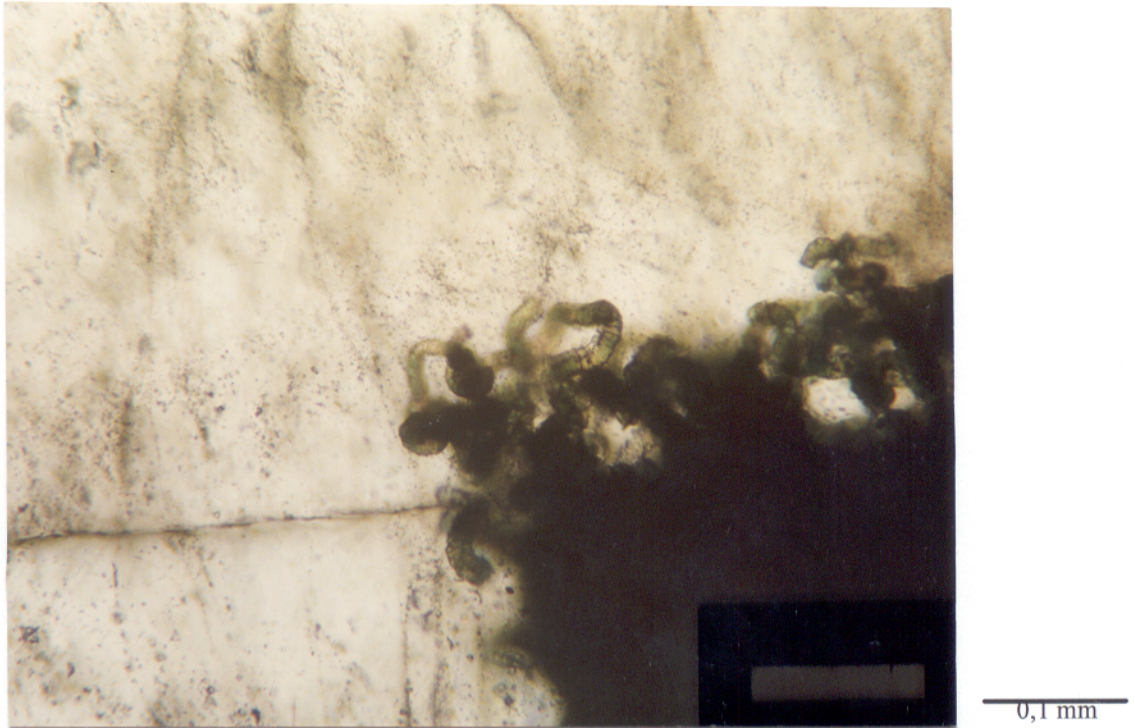


Figura 8- Clorita com hábito vermicular em veio de quartzo, translúcido. Lâmina bipolida em nicóis paralelos. F-125/115,0 m

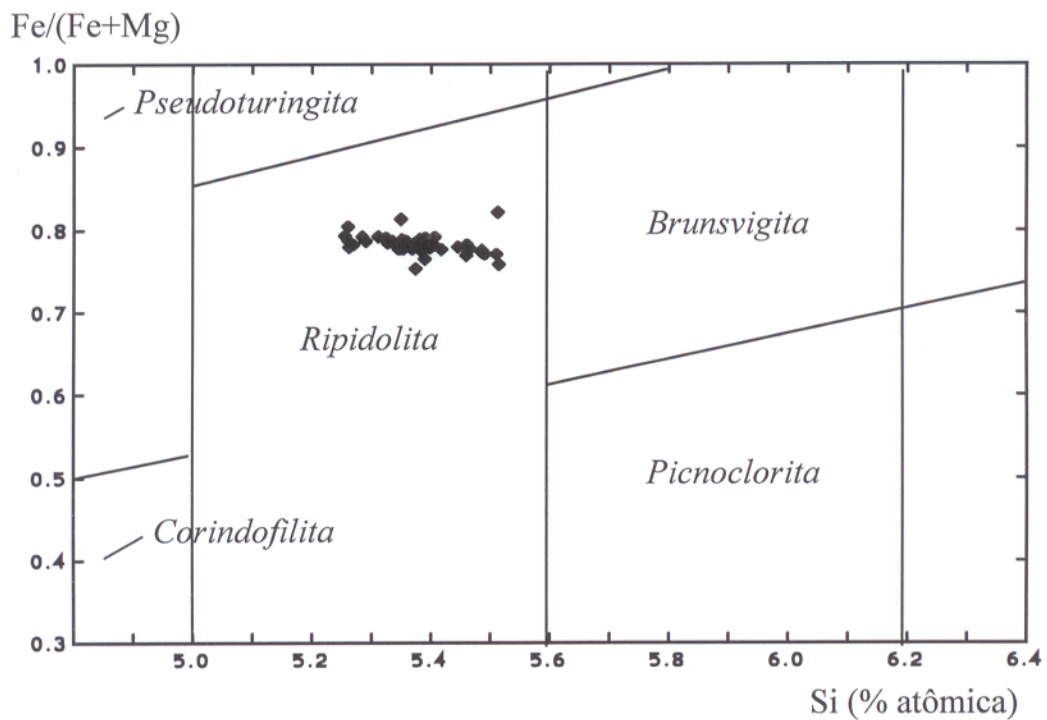


Figura 9- Classificação da clorita hidrotermal em veios de quartzo do Prospecto Águas Claras (Carajás, PA). Nomenclatura de acordo com Hey apud DEER et al. (1972). ♦ Análise pontual em vários cristais.

## - *Quartzo*

A movimentação das falhas e reprecipitação de quartzo produziram texturas meso e microscópicas do tipo: maciço, em pente, fantasma ou aranha, pluma e brechado. Essas texturas refletem o preenchimento inicial do veio, bem como eventos superimpostos como deformação, dissolução, brechação e recristalização. A classificação textural do quartzo é baseada nos trabalhos de ADAMS (1920) e DOWLING & MORRISON (1989).

### A. Textura de quartzo maciço (*buck texture*)

É representativa do quartzo branco, leitoso, estéril (ou com rara disseminação de sulfetos), bem como do quartzo translúcido associado a sulfetos. Pode ocorrer de duas formas: anedral e euedral.

O entrelaçamento anedral, com terminações irregulares dos cristais, apresenta tamanhos entre 0,3 e 1,0 mm.

O quartzo maciço euedral a subedral é o mais comum, possuindo cristais bem desenvolvidos, com tamanhos variados entre 1-9 mm, hábito prismático, com desenvolvimento irregular de faces romboedrais e extinção ondulante. Podem ocorrer manchas amarronzadas devido à presença de pequenas e abundantes inclusões fluidas (<2  $\mu\text{m}$ ). As faces romboedrais também podem ser delineadas por inclusões de um mineral esverdeado de relevo médio (turmalina?).

Foram observados localmente cristais de biotita (?) marrom-avermelhada, zircão e um mineral incolor não identificado, de relevo alto com duas direções de clivagem perpendiculares, birrefringência igual a 0,030 (verde de 2ª ordem), ângulo de extinção igual a 3°, sinal óptico positivo, uniaxial ou biaxial de 2V baixo (monazita?). As inclusões fluidas são em geral bifásicas, com trifásicas locais.

Agregados de quartzo policristalinos, de granulação fina, substituem os cristais subédricos maiores, similar a processos de recuperação cristalina (*recovery*).

### B. Textura em pente (*comb texture*)

Ocorre em veios milimétricos a centimétricos, constituídos por cristais euedrais a subedrais não uniformes, de dimensões entre 1-20 mm, alinhados perpendicularmente às paredes do veio com terminações romboedrais. O zoneamento típico dessa textura é definido por bandamento de zonas de crescimento mais e menos leitosas (Figura 10). As mais leitosas são caracterizadas por abundantes inclusões fluidas e menores que 2  $\mu\text{m}$ . Nas bandas menos leitosas, há inclusões fluidas bifásicas e trifásicas, de difícil visualização, com dimensões < 5  $\mu\text{m}$ .

Segundo ADAMS (1920), linhas de crescimento bem definidas podem ser interpretadas como resultado de mudanças abruptas na composição das soluções, enquanto trocas graduais podem marcar zonas indefinidas de inclusões fluidas nos cristais.

Vênulas de turmalina, epidoto, siderita e, localmente, de clorita podem apresentar essa textura marcada por cristais perpendiculares às paredes.

Comumente são observadas microdrusas de quartzo euédrico incolor ou acinzentado preenchendo cavidades, tanto no veio de quartzo sulfetado, na zona brechada, como nas rochas encaixantes, constituindo o quartzo drusiforme (*drusy quartz*). Cristais de quartzo facetados, límpidos, translúcidos, com inclusões fluidas de tamanhos até 20  $\mu\text{m}$ , foram observados preenchendo cavidades no quartzo leitoso euedral e, em geral, associado à clorita vermiforme.

### C. Textura de vênulas fantasma ou aranha (*phantom or spider veinlet texture*)

É caracterizada por uma rede dendrítica e descontínua de finas vênulas translúcidas, normalmente com largura inferior a 0,5 cm, às vezes com clorita associada, contrastando com o quartzo leitoso hospedeiro. O veio de quartzo hospedeiro pode ser do tipo pente ou maciço (Figura 11). As vênulas fantasma são melhor distinguidas à luz ordinária, pois com nicóis cruzados elas desaparecem devido a sua perfeita orientação

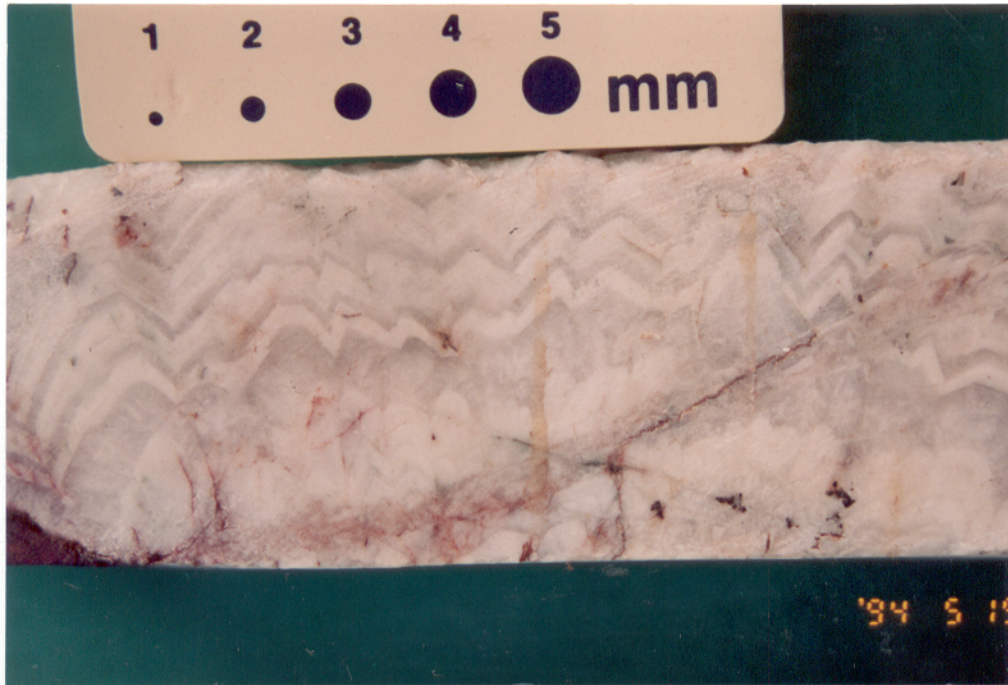


Figura 10- Textura em pente (*comb texture*) marcada por zonas de crescimento mais e menos leitosas. F-165/41,0 m

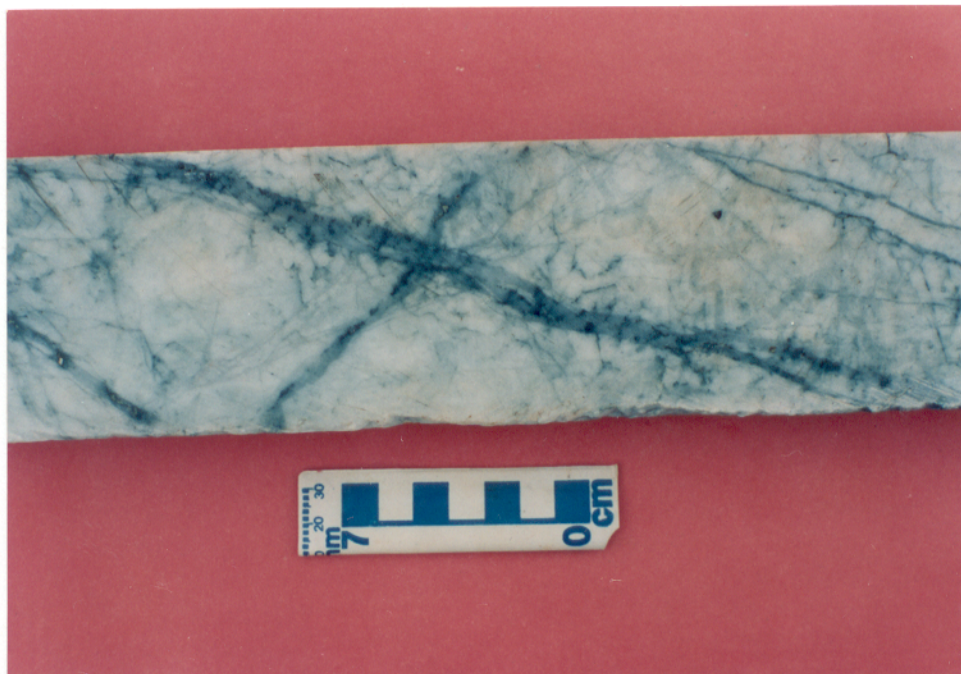


Figura 11- Vênulas de quartzo translúcido com clorita subordinada cortando um veio de quartzo leitoso com textura em pente. Exemplo de textura fantasma. F-153/141,7 m.

óptica com a dos grãos hospedeiros. Podem representar fraturas no quartzo maciço preenchidas por material vítreo que contrasta com o quartzo leitoso mais antigo. As inclusões fluidas no quartzo fantasma são bifásicas e trifásicas, com tamanhos entre 2 e 10  $\mu\text{m}$ .

Foram igualmente observados veios centimétricos de quartzo maciço, leitoso cortando o quartzo mais translúcido portador de sulfetos, o que caracteriza mais de uma geração deste mineral (Figura 12). A variedade quartzo leitoso apresenta abundantes inclusões fluidas, porém difíceis de serem caracterizadas.



Figura 12- Vênula de quartzo leitoso cortando veio de quartzo translúcido com sulfeto associado, compondo a textura de quartzo fantasma. F-153/136,0 m

#### D. Textura em pluma (*feather texture*)

É uma forma anômala encontrada nos veios que se caracteriza por feições laminares, semelhantes a estilhaços, lascas ou plumas delineadas por diferenças no

ângulo de extinção. Pode se desenvolver na periferia de núcleos de cristais normais ou constituir semi-auréolas de cristais de raios longos, que se extinguem em seqüência devido ao arranjo radial (Figura 13).

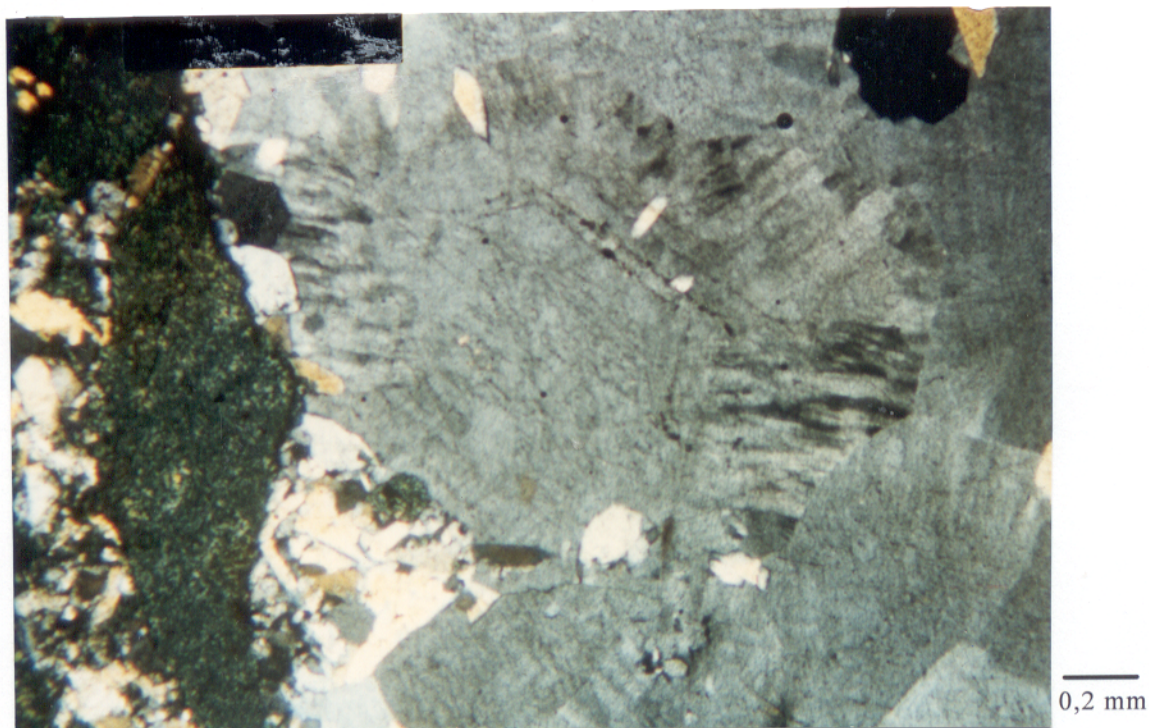
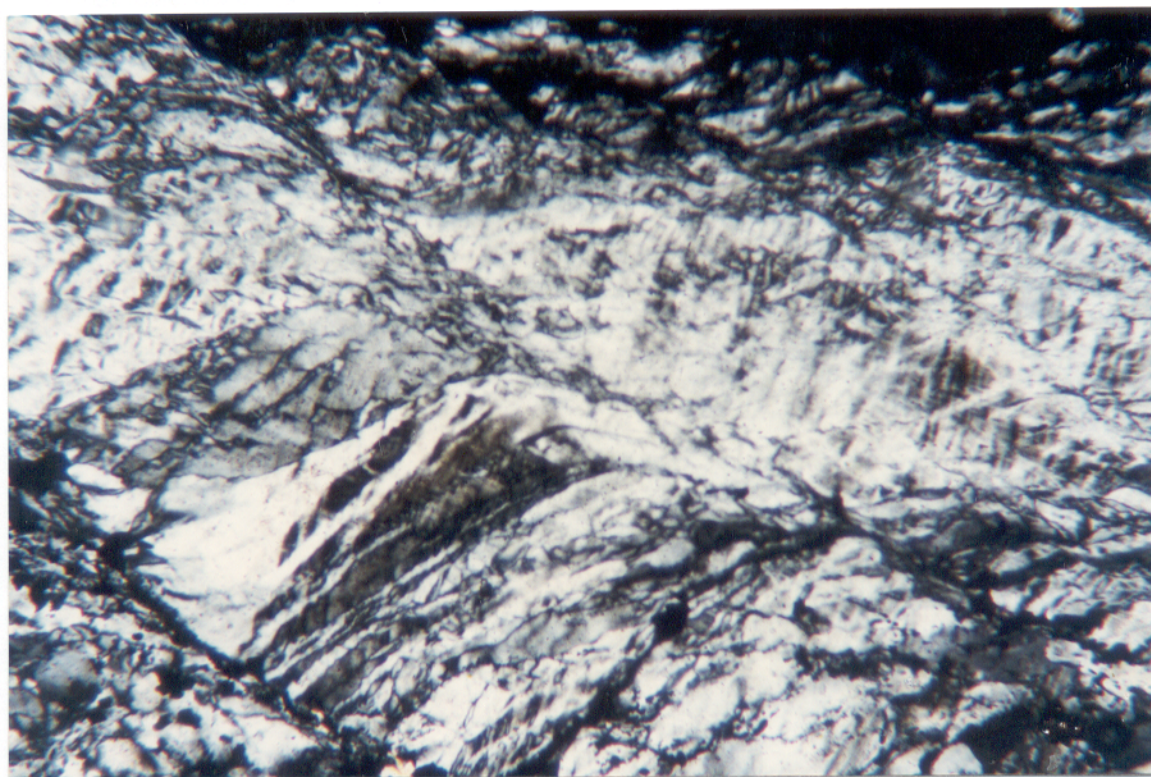


Figura 13- Fotomicrografia de textura em pluma nas bordas de um cristal de quartzo, com individualização de um núcleo eudral. À esquerda nota-se uma zona de cominuição com clorita associada ao quartzo. F-125/125,3 m

#### E. Texturas de deformação

Ao microscópico, o quartzo pode exibir variável grau de deformação, dependendo do comportamento mais frágil ou mais dúctil das zonas de cisalhamento (falhas/fraturas), a exemplo da extinção ondulante, limites de grãos suturados, desenvolvimento de bandas de deformação, sub-grãos e novos grãos, estes últimos relacionados a processos de

recristalização dinâmica (*recovery*). Os cristais de quartzo possuem aspecto límpido e contêm poucas inclusões fluidas, predominantemente menores que 2  $\mu\text{m}$ ). Um maclamento semelhante ao da microclina é observado localmente, como resultado de deslizamentos intracristalinos no quartzo (Figura 14). Segundo KERRICH (1976) a deformação heterogênea intracristalina pode ser atribuída, em parte, a um enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*) gerado pelo escape de fluidos das inclusões, com conseqüente incorporação de  $\text{OH}^-$  na estrutura do quartzo, facilitando os deslocamentos intracristalinos.



0,1 mm

Figura 14- Quartzo exibindo maclamento provocado por deslizamentos intracristalinos similar a uma foliação SC. Fotomicrografia em nicóis cruzados. F-163/255,2 m.

## F. Textura Brechada

As texturas brechadas estão restritas à área do conduto principal, ocorrendo tanto nos veios quanto nas rochas encaixantes próximas ao mesmo. Os fragmentos podem ser sub-angulosos a sub-arredondados, de dimensões milimétricas até 5 cm. Os fragmentos mais comuns são do próprio veio de quartzo, que apresentam textura de deformação, em pente, fantasma, maciça eudral e anedral com clorita vermicular associada, bem como fragmentos de rochas gabróicas cloritizadas, venuladas por quartzo, e de quartzo-arenitos fraturados (Figura 15).

A matriz é composta por agregados policristalinos de quartzo, clorita com impregnações de óxido de Fe e caolinita nos interstícios. O tamanho dos grãos é variável, mas nunca excede 0,25 mm. Essa matriz pode ter derivado da rocha hospedeira por fraturamento progressivo, reabsorção dos fragmentos e desenvolvimento de sub-grãos. Em alguns locais, destacam-se zonas cataclásticas, com fragmentos angulosos menores que 0,5 cm (Figura 16).

Fragmentos angulosos de quartzo-arenito cloritizado são encontrados inclusos no veio de quartzo, às vezes com impregnações de sulfetos.

Veios de quartzo, aparentemente maciços, são na verdade intensamente falhados e brechados apresentando partes com quartzo eudral reliquiar e outras com forte cominuição e redução do tamanho dos cristais a <0,3 mm.



Figura 15- Textura brechada nas bordas de veios de quartzo, gerada por repetidos falhamentos do próprio veio, comumente encontrada no sistema Águas Claras. F-139/222,2 m.

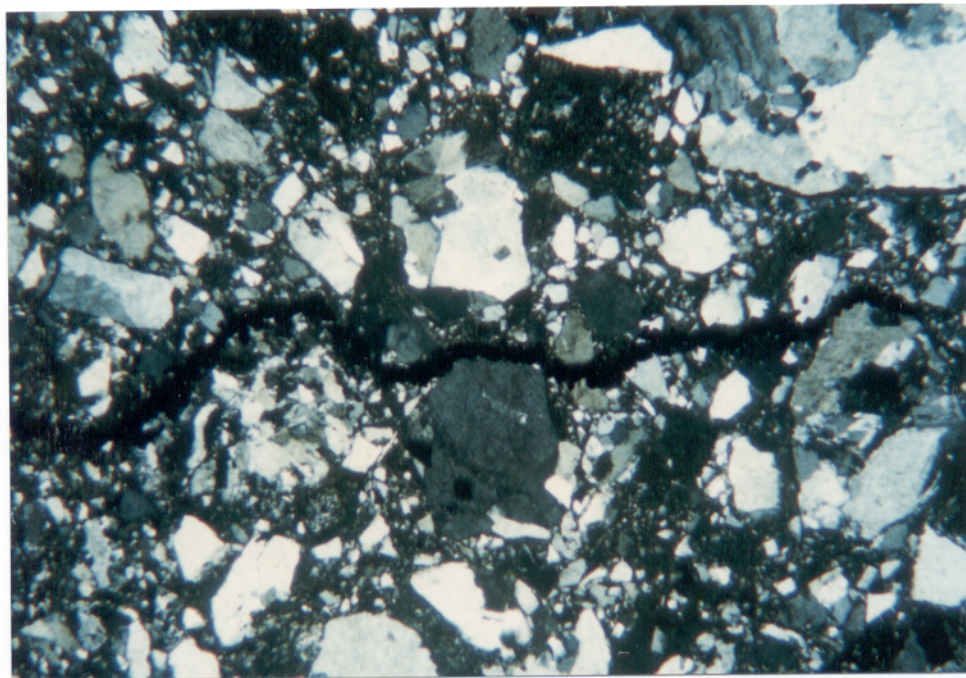


Figura 16 - Fotomicrografia de textura brechada com fragmentos de veios de quartzo, de tamanho variado e matriz fina composta por diminutos agregados de quartzo e clorita. Uma vênula de sulfeto secciona o quartzo brechado. F-125/86,6 m.

### 4.3. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Nos perfis verticais do PAC, elaborados pela DOCEGEO, foram inferidos corpos lenticulares paralelos à estruturação da zona de veio principal, representadas por 1) arenitos e gabros hidrotermalizados; 2) zonas hidrotermalizadas; 3) veios de quartzo brechados sulfetados ou gossanizados; 4) gossans; e 5) veios de quartzo com raros sulfetos (Figura 4).

Os arenitos e gabros hidrotermalizados correspondem quase sempre à rocha intensamente venulada com sulfetos associados, podendo estar silicificados e caolinizados, no caso dos arenitos, e cloritizados e caolinizados, no caso dos gabros.

A zona hidrotermalizada refere-se, em geral, a um material friável de coloração variada (vermelha, amarela a branca), constituído por quartzo+caolinita+turmalina+goethita, com fragmentos de veios de quartzo, de arenito e de rocha básica. É comum encontrar-se teores altos de Au nessa zona.

No presente estudo, não foi utilizada a denominação proposta pela DOCEGEO para as zonas de alteração hidrotermal, pois as mesmas incluem conjuntamente associações minerais de origem hidrotermal e supergênica, bem como obedecem critérios de avaliação econômica.

#### 4.3.1. Transformações Mineralógicas

##### 4.3.1.1. Seqüência Sedimentar

O quartzo-arenito apresenta evidências de alteração hidrotermal generalizada, mas de intensidade variada, produzidas por sericitização, cloritização, turmalinização e silicificação. Ocorre, ainda, caolinização, relacionada tanto a processos hidrotermais quanto a supergênicos.

A sericitização é o processo mais abrangente e não se limita apenas às rochas próximas dos veios, ocorrendo também em profundidade, à distância dessas estruturas, bem como na estrada de acesso à mina do Igarapé Bahia, conforme observações locais de COSTA (1992) e ANAISSE Jr. (1995). A cloritização também é ubíqua, porém nas proximidades dos veios é mais intensa. Os arenitos, em que predominam a sericita e a clorita, exibem uma coloração cinza esverdeada, que se torna mais escura nos clorita-arenitos. Os arenitos menos alterados hidrotermalmente apresentam coloração cinza esverdeada clara a esbranquiçada.

O zoneamento da alteração hidrotermal é perceptível apenas em escala microscópica, raramente em amostras de mão. Em geral, as zonas se superpõem, sempre com o predomínio de um mineral de alteração sobre o outro. A sericitização independe da existência de veios, ao passo que os outros tipos de alteração quase sempre estão a eles associados. Por vezes, as franjas de alteração não se desenvolvem simetricamente em relação às paredes dos veios/vênulas, podendo apresentar-se de duas formas distintas, de acordo com a fase mineral presente nos mesmos.

Quando ocorre turmalina nas vênulas, comparece, em direção às rochas encaixantes, primeiro a própria turmalina, e em seguida a clorita e a sericita (Figura 17), por vezes observando-se apenas a turmalina entre os grãos de quartzo. Havendo apenas clorita nas vênulas, este mineral concentra-se próximo às bordas da vênula, ramificando-se no sericita-arenito, a ponto de transformá-lo parcial ou totalmente em clorita-arenito.

Por questão de praticidade, os tipos de alteração hidrotermal são descritos separados, embora não ocorram isoladamente.

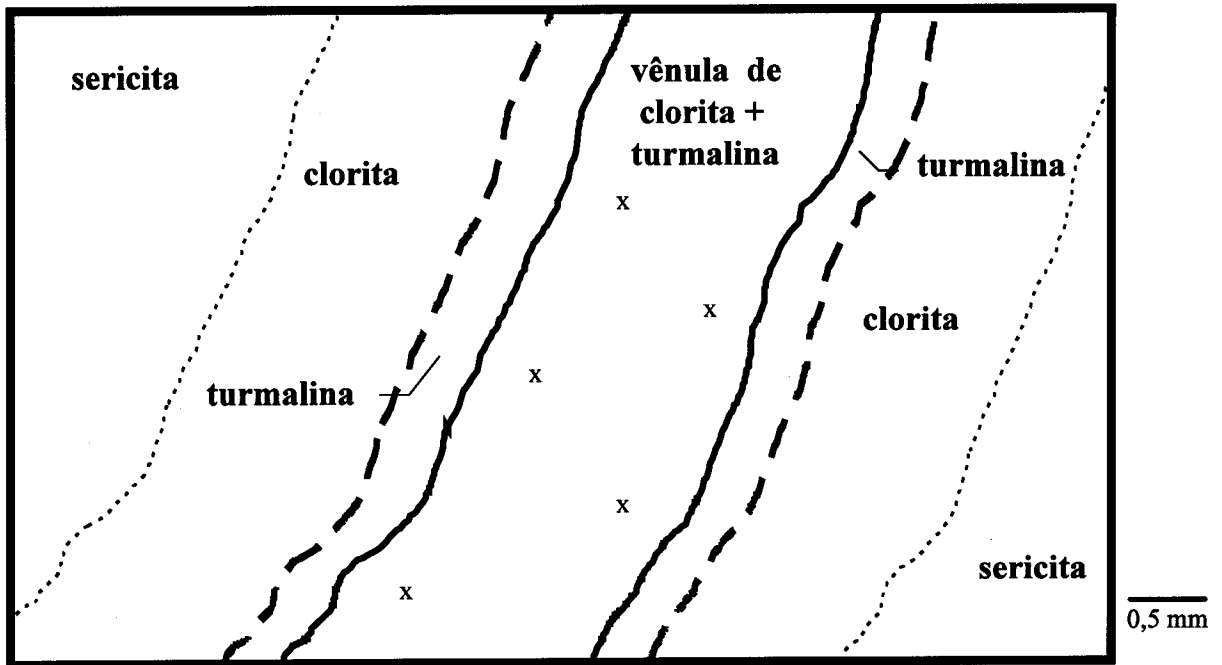


Figura 17- Representação esquemática do zoneamento da alteração hidrotermal ao longo de uma vênula de turmalina+clorita, em quartzo-arenito. Escala gráfica aproximada.

### • Sericitização

A sericita apresenta uma granulação fina predominantemente e exibe um aspecto difuso, semelhante por vezes ao quartzo microcristalino, cuja presença, portanto, não pode ser descartada. Ocorre, ainda, uma sericita de granulação mais grossa, na forma de palhetas ou associada à sericita fina. Ambas formam uma pseudo-matriz, com cerca de 30-50% do conteúdo modal. Essa “matriz” envolve os grãos de quartzo, os quais apresentam feições de corrosão como golfos, originando um arcabouço tipo “grãos suportados”. Pode ocorrer, também, apenas nos contatos dos grãos de quartzo, perfazendo cerca de 5-10% de teor modal (Figura 18).

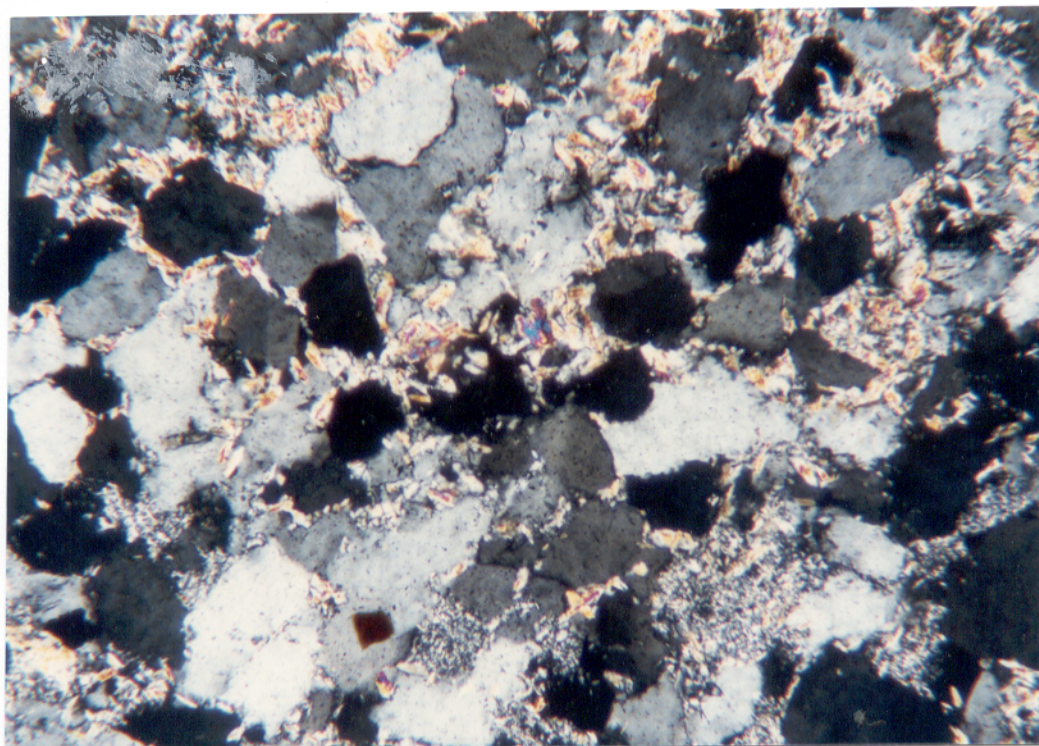


Figura 18- Quartzo-arenito com grãos de quartzo parcialmente corroídos e preenchidos por sericita de granulação fina (borda superior) e por palhetas finas de muscovita (borda inferior). Fotomicrografia em nicóis cruzados. F-125/62,6 m.

Nessa "matriz" destacam-se palhetas sub-euedrais de muscovita, algumas das quais são francamente deposicionais, com claras evidências de compactação mecânica, enquanto que outras são de substituição, às vezes total, dos grãos pré-existentes. Localmente observa-se a sericita/muscovita como feições alongadas, levemente onduladas, constituindo faixas aproximadamente sub-paralelas que sugerem uma foliação (Figura 19).

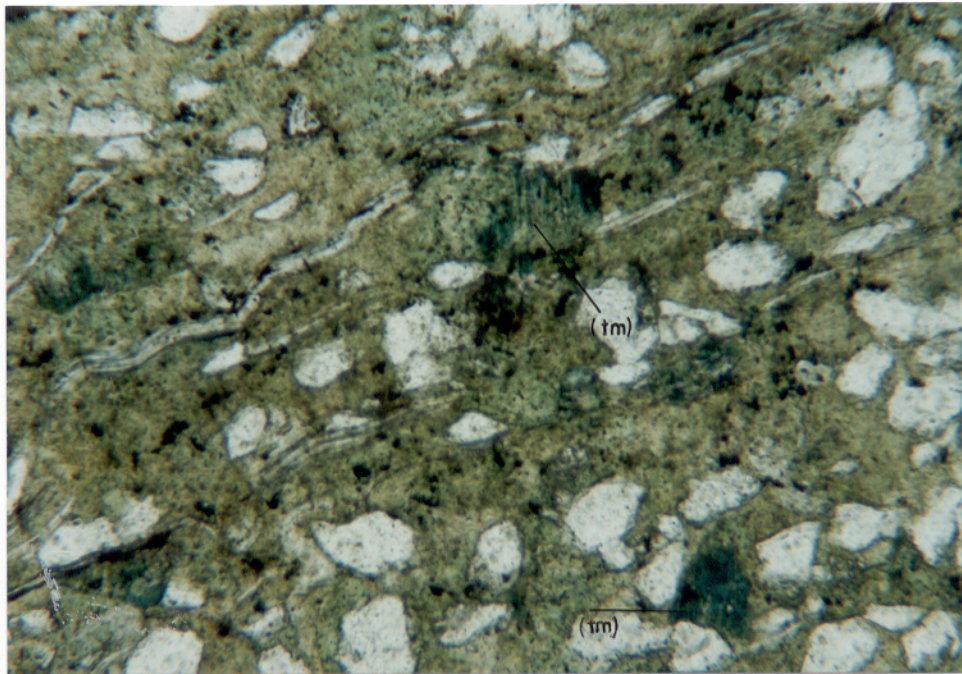


Figura 19- Cloritização intensa no quartzo-arenito com cristais de turmalina (tm) dispersos. Palhetas alongadas e onduladas de muscovita ocorrem constituindo faixas sub-paralelas, similar à foliação. Fotomicrografia em nicóis paralelos. F-165/ 52,7 m

A sericita de granulação média ocorre também em planos de fraturas parcial ou totalmente preenchidos, associada à turmalina e à clorita, bem como à pirita e à calcopirita. Comumente observa-se sericita em planos de fraturas longitudinais às vênulas de turmalina. Cristais finos marrons com formas irregulares (titanita ?) podem ocorrer nas vênulas com sericita e clorita.

Intervalos centimétricos (<3 cm) de material de granulação fina, coloração verde abacate, com laminação plano-paralela bem marcada foram observados intercalados nos arenitos finos a médios. São compostos predominantemente por sericita de granulação fina, recristalizada por vezes para muscovita. Sericita de granulação grossa e clorita ocorrem em faixas milimétricas. Esses intervalos podem representar a sericitização

completa de um arenito original ou simplesmente a transformação hidrotermal de material pelítico para sericita.

### • Cloritização

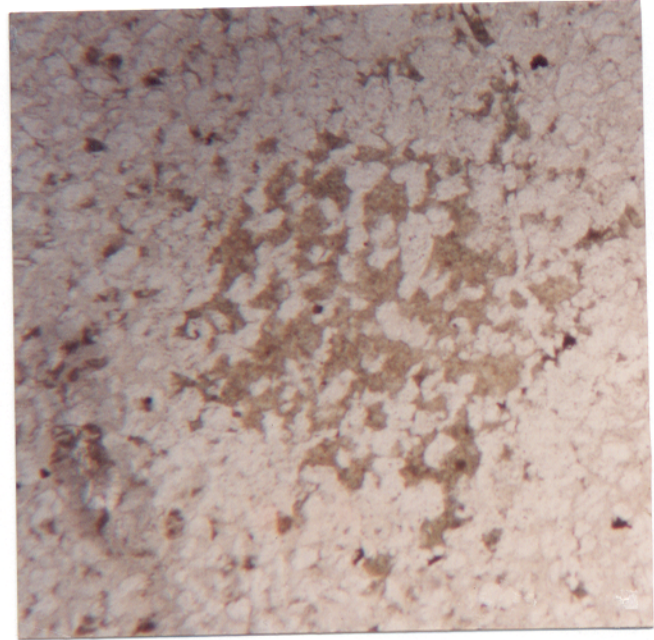
A cloritização nos arenitos varia de intensidade, chegando a clorita a constituir 50% do volume da rocha, ainda que, comumente, perfaça 3 a 20%. As maiores concentrações estão sempre relacionadas à presença de vênulas de clorita, enquanto que as menores ocorrem nos arenitos mais distantes do sistema de venulação principal.

A clorita apresenta um pleocroísmo amarelo pálido (X e Y) a marrom esverdeado (Z) e ocorre na forma de palhetas finas a médias, ou de rosetas. Compõe também uma pseudomatriz dos grãos de quartzo corroídos (Figura 19) ou simplesmente pode formar uma fina película em torno dos grãos, sem adentrá-los. Com nicóis cruzados, a clorita apresenta-se ora com coloração marrom, ora azulada, o que sugere a presença de dois tipos de clorita, hipótese essa que é corroborada pela ocorrência de vênulas de clorita azul cortando sub-paralelamente outras de clorita marrom. Grãos de zircão metamitizado, e cristais subédricos de calcopirita ocorrem na massa clorítica, principalmente onde a granulometria do arenito é grossa.

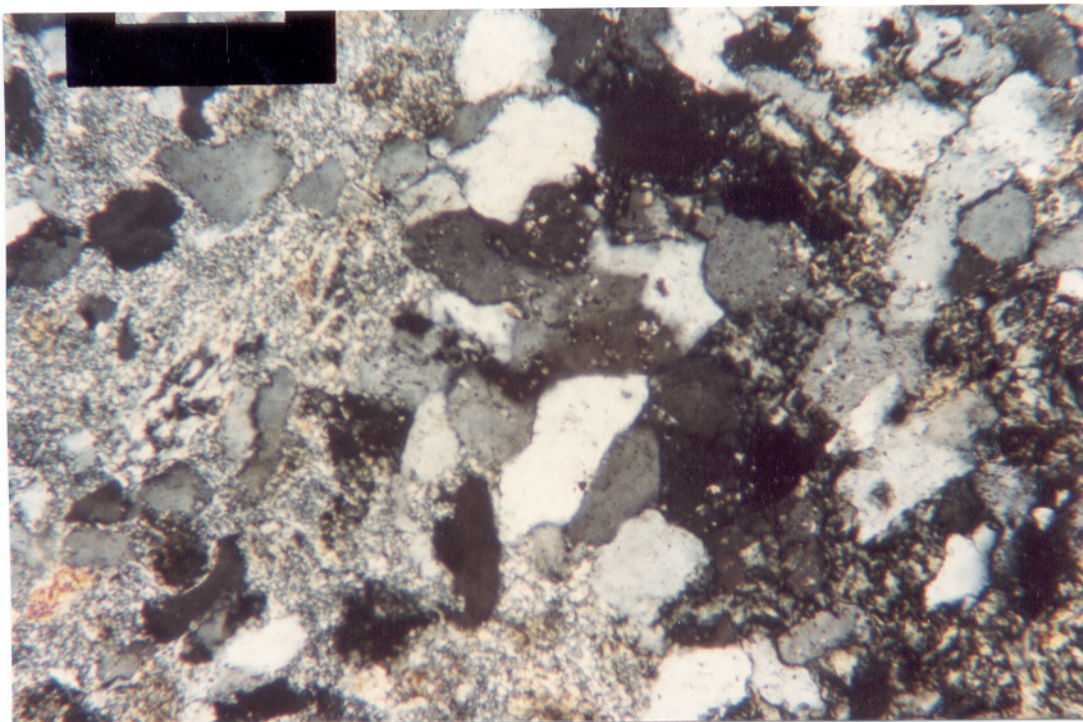
Uma ocorrência singular da clorita é na forma de concentrações arredondadas, milimétricas (< 0,8mm de diâmetro) que dão um aspecto pintalgado ao arenito. Ao microscópio, observa-se que os grãos de quartzo preservam contatos de compromisso, diferindo dos grãos de quartzo corroídos, ao lado, que compõem um arcabouço similar a de “grãos sustentados” (Figura 20). Em algumas amostras observam-se vênulas de quartzo+clorita que cortam essas concentrações cloríticas.



(A) 0,7 mm



(B) 0,2mm



(C)

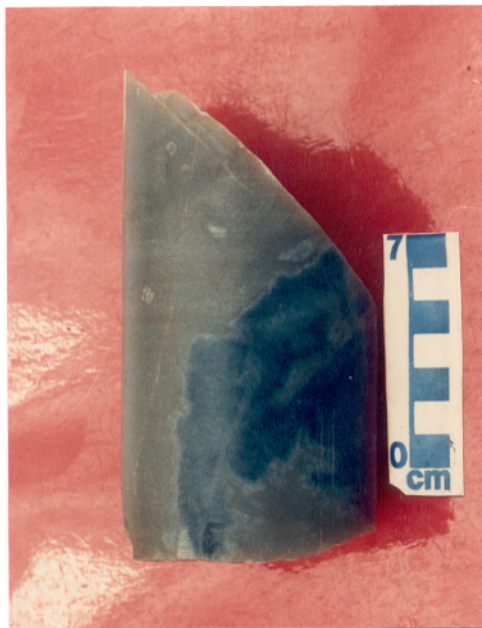
0,1 mm

Figura 20 -(A) Quartzo-arenito cinza-esverdeado pontuado por concentrações circulares de clorita+quartzo. Vênulas de quartzo são bordejadas por vênulas de turmalina. F-79/52,55m. Aspecto microscópico à luz ordinária (B) e nicóis cruzados em detalhe (C) das concentrações de clorita+ quartzo, em meio à "matriz" sercítica. F-125/57,9 m.

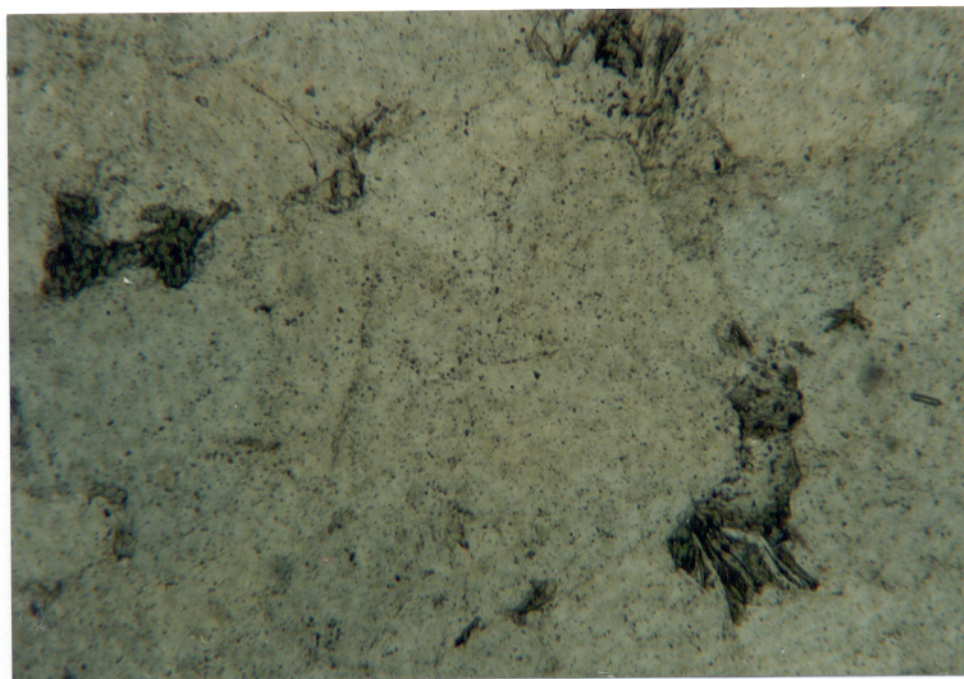
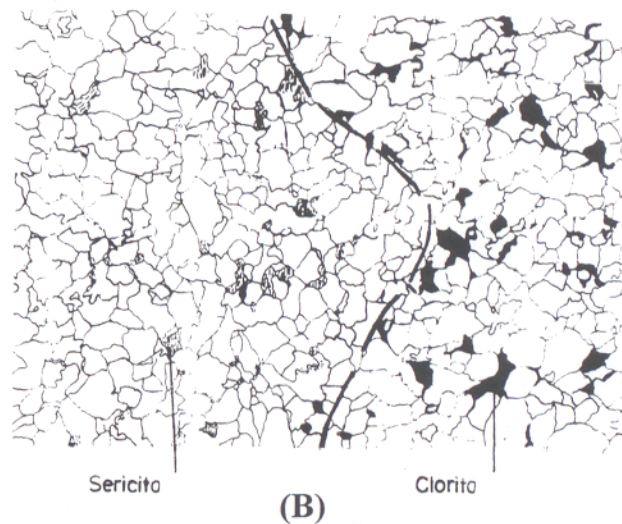
A relação temporal dos processos de cloritização e sericitização é ambígua nos arenitos estudados. Foi observada localmente uma mancha verde escura constituída por clorita-arenito (5% de clorita) invadindo o sericita-arenito (5% de sericita), sugerindo a formação da clorita após a da sericita (Figuras 21 A e B). Por outro lado, observa-se nos contos desses arenitos interpenetração daqueles minerais, o que pode indicar coprecipitação (Figura 21 C). Palhetas de uma mica verde com birrefringência de 0,020 são observadas na "matriz" clorítica, comumente na interface sericitização-cloritização, podendo representar processos de substituição entre os dois minerais ou a presença de um outro filossilicato.

#### • Turmalinização

A turmalinização se desenvolve particularmente próxima às paredes de vênulas de turmalina, associada comumente à clorita e, às vezes, também ao quartzo e sericita. A turmalina apresenta-se em cristais anédricos a euédricos, predominando os subédricos, de tamanho variado (0,1 a 0,5 mm de comprimento). O zoneamento óptico da turmalina, observado ao longo do eixo C e seção basal, é caracterizado por um núcleo azul esverdeado e uma coloração marrom escura nas bordas (Figura 22). A presença de turmalina cloritizada e o fato de encontrar-se restos sub-euedrais de turmalina no meio da massa clorítica sugerem uma cloritização tardia (Figura 18). Sulfetos ocorrem associados às vênulas de turmalina. Constata-se ocasionalmente uma rede de vênulas monominerálicas de turmalina, randômicas, a qual envolve fragmentos tanto de arenito cloritizado como do arenito silicificado, constituindo uma brecha.



(A)



(C)

0,1 mm

Figura 21 (A) - Quartzo arenito esverdeado com sericita intersticial (5%) apresentando uma mancha verde escura devida à presença de clorita. (B) Desenho do quartzo-arenito, ao microscópio, na interface clorita-sericita. (C) Detalhe do intercrescimento de lamelas de sericita e clorita. F-139/239,0 m.



0,1mm

Figura 22- Fotomicrografia de turmalina entre os grãos de quartzo, como produto de alteração hidrotermal. Fotomicrografia em nicóis paralelos. F-125/66 m.

### • Silicificação

Esse processo é evidenciado pela intensa venulação de quartzo nos arenitos, emprestando-lhes coloração mais esbranquiçada. Ao microscópio, observa-se, localmente, que os grãos de quartzo, próximos às paredes das vênulas, apresentam um aumento aparente da "granulação" da rocha, sem distinção de contatos à luz natural. Os quartzo-arenitos descritos pela DOCEGEO como silicificados quase sempre correspondem àqueles com a presença de cimento silicoso diagenético, o qual dá um caráter compacto à rocha.

### • Caolinização

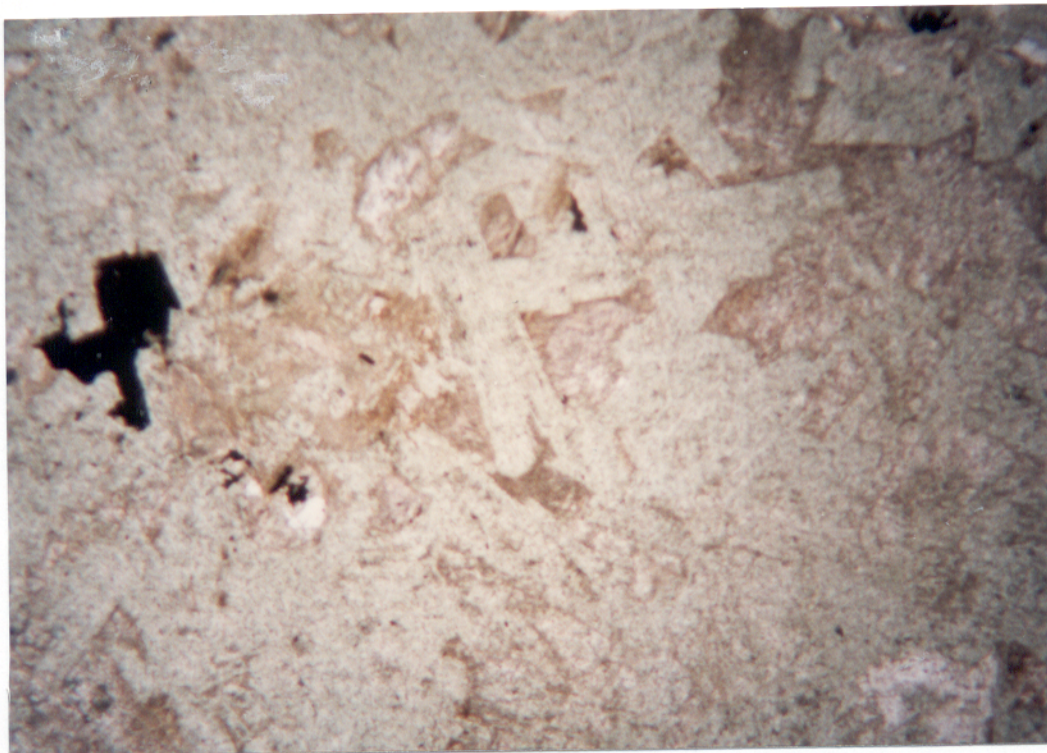
A caolinita está presente em planos de fraturas, preenchendo-os parcial ou totalmente, bem como nos arenitos intemperizados, o que indica origem tanto por processos hidrotermais quanto supergênicos. Esse argilo-mineral, ao microscópico, não foi observado entre grãos de quartzo, mas está presente nos arenitos que têm aspecto esquelético, preenchendo cavidades de dissolução. Fragmentos de arenito caolinizado podem estar relacionados à transformação supergênica impressa nessas rochas, já que caolinita ocorre associada aos gossans.

#### 4.3.1.2 - Rochas Hipoabissais Metabásicas

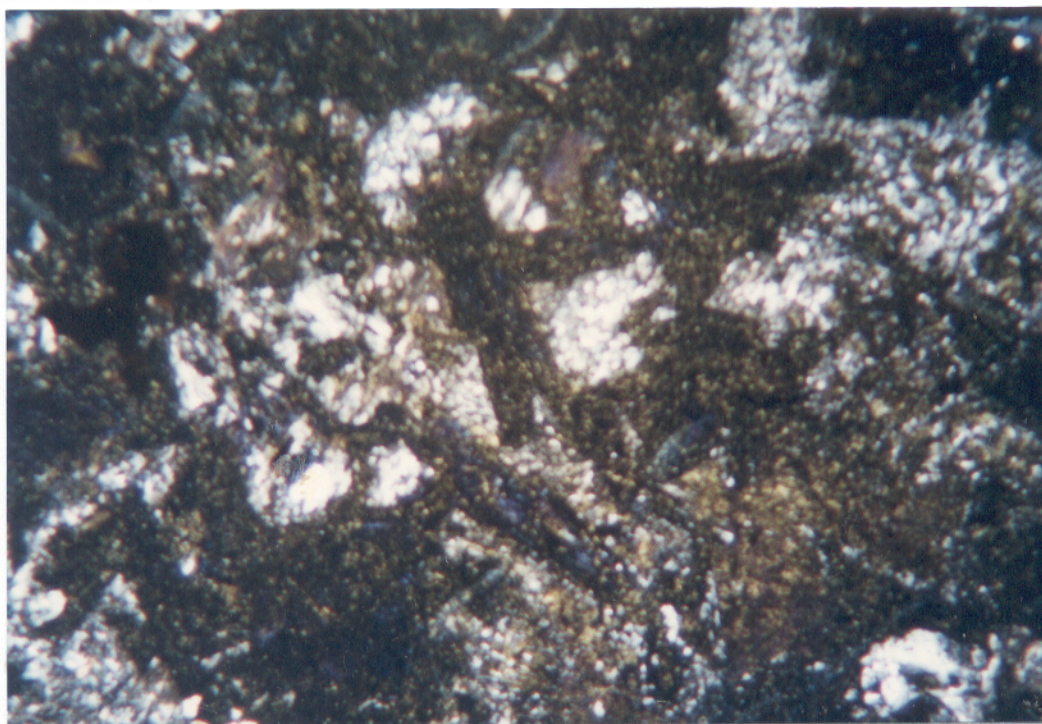
Essas rochas sempre apresentam a assembléia primária transformada, variando a concentração e composição dos minerais dela derivados. Nos termos moderadamente a menos alterados, a textura ígnea é preservada, reconhecendo-se facilmente as ripas de plagioclásio, e, nem sempre, os contornos originais dos minerais máficos (Figura 23). Nos termos intensamente transformados, a textura é completamente obliterada, com a presença comum de zonas de cisalhamento frágil-dúcteis, que originam partes brechadas, ou de caráter mais dúctil, esta última conferindo um aspecto amendoado à rocha, sem definir uma foliação.

As rochas que compõem o corpo tabular, citado no item 4.2.2, são de granulação fina, com associação mineralógica primária totalmente transformada para clorita e quartzo e preservando apenas as formas das ripas de plagioclásio, que estão intensamente sericitizadas/ muscovitizadas.

DALL'AGNOL et al. (1994) e BARROS et al. (1994a) indicam a existência de um evento metamórfico-hidrotermal logo após a cristalização dessas rochas, representado pela transformação da assembléia primária para actinolita, clorita, epídoto, titanita, opacos, sericita e carbonatos, a uma temperatura de  $450 \pm 20^\circ\text{C}$ . Um evento de mais baixa



A)



B)

0,3 mm

Figura 23 - Gabro com textura ígnea parcialmente preservada. A assembléia primária está totalmente transformada para clorita+quartzó, que constituem pseudomorfos segundo plagioclásio e minerais máficos, respectivamente. A) Luz natural e B) nicóis cruzados. F-139/217,8m

temperatura, relacionado à mineralização Águas Claras é aventada por esses autores, tendo produzido abundante clorita. Os produtos desses eventos, cuja distinção sem ambigüidade nem sempre foi possível ser feita, serão descritos a seguir, com ênfase nos termos intensamente transformados, que são constituídos basicamente de clorita + quartzo + argilo-minerais  $\pm$  sericita.

### • Cloritização

A clorita é a fase mineral mais ubíqua, ocorrendo em toda a espessura do sill. Apresenta sob nicóis cruzados cores anômalas diversas (azul, verde claro e marrom esverdeado), o que sugere a possibilidade da ocorrência de mais de um tipo de clorita, aliada ao fato de se observar interseções mútuas das vênulas, com predomínio da clorita azul como a mais tardia. Nas rochas menos alteradas, a clorita substitui os minerais máficos, quer penetrando nos planos de clivagem, quer constituindo manchas, principalmente na actinolita. Ocorre também em microvênulas no piroxênio. É observada ainda no plagioclásio, seja nas partes albitizadas, seja nas partes saussuritizadas.

Com o aumento progressivo da alteração, a clorita passa a constituir massas irregulares, substituindo as fases minerais pré-existentes, incluindo os agregados de quartzo policristalinos de origem hidrotermal. Na massa clorítica ocorre um mineral marrom escuro de relevo alto (titanita ?), bem como quantidades variáveis de opacos finos.

Registram-se comumente vênulas monominerálicas de clorita ou compostas de clorita e quartzo, com calcopirita e pirita subordinadas.

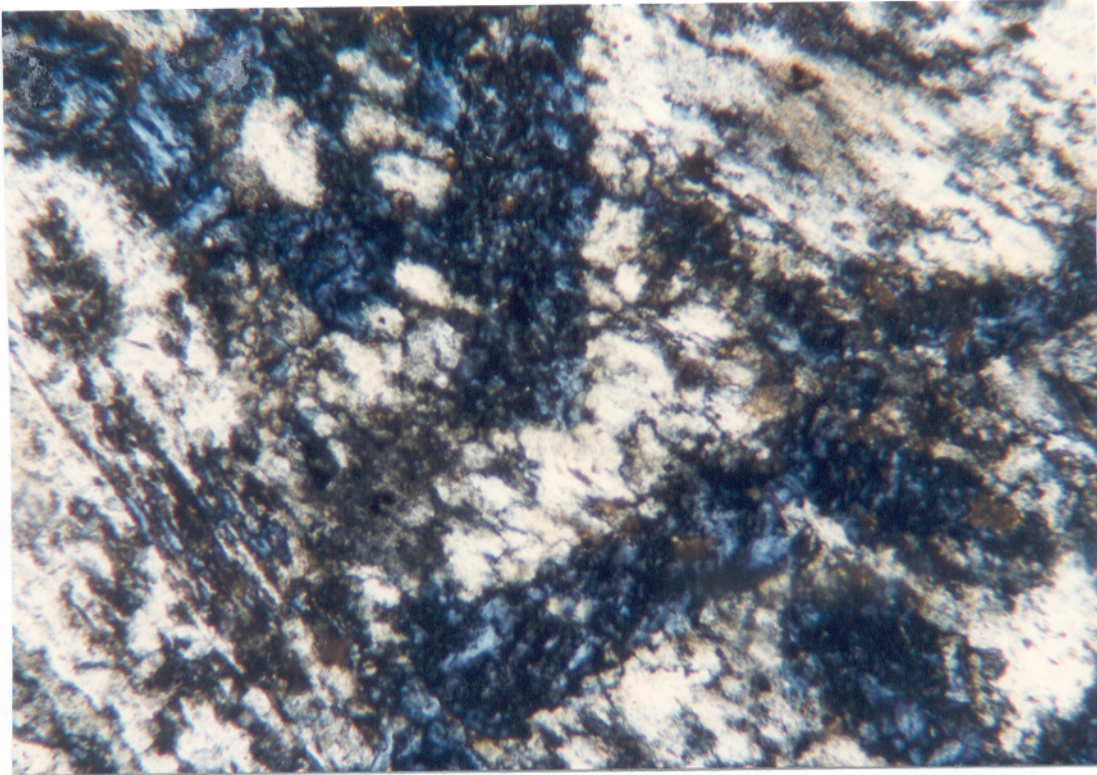
- **Silicificação**

Nas rochas menos transformadas, o quartzo ocorre preenchendo interstícios entre as fases minerais primárias, mesmo as opacas, e contem abundantes inclusões fluidas bifásicas e trifásicas. Forma grandes cristais opticamente contínuos, englobando minerais máficos ou preservando as formas prismáticas de minerais pretéritos, principalmente da actinolita. Essa feição é reconhecida por se encontrar vestígios do mineral original, em especial nas bordas. Em algumas amostras, a clorita forma manchas nesses cristais de quartzo.

Nas rochas mais alteradas, o quartzo apresenta um aspecto complexo, de difícil caracterização, sendo descrito como agregados policristalinos, com contornos irregulares, "esfarrapados", e contatos suturados, não relacionados à deformação (Figura 24). Esse quartzo substitui minerais máficos e plagioclásio, preservando, às vezes, os contornos poligonais dos cristais destruídos e é, por sua vez, substituído por clorita como anteriormente mencionado.

- **Argilização**

As rochas intensamente transformadas preservam parcialmente a textura ígnea e estão esbranquiçadas devido à caolinização (Figura 25). Ao microscópio, a caolinita é de difícil identificação, porém sua presença ou de outros argilo-minerais é sugerida pela ocorrência, à luz natural, de agregados de finos cristais, de cor marrom e aspecto turvo. Em alguns locais, argilo-minerais, provavelmente por sua maior plasticidade, definem, juntamente com a clorita, uma foliação S-C nessas rochas.



0,02 mm

Figura 24- Clorita pseudomorfizando ripas de plagioclásio, com quartzo policristalino de contatos suturados. Fotomicrografia em nicóis cruzados. F-163/98,5m

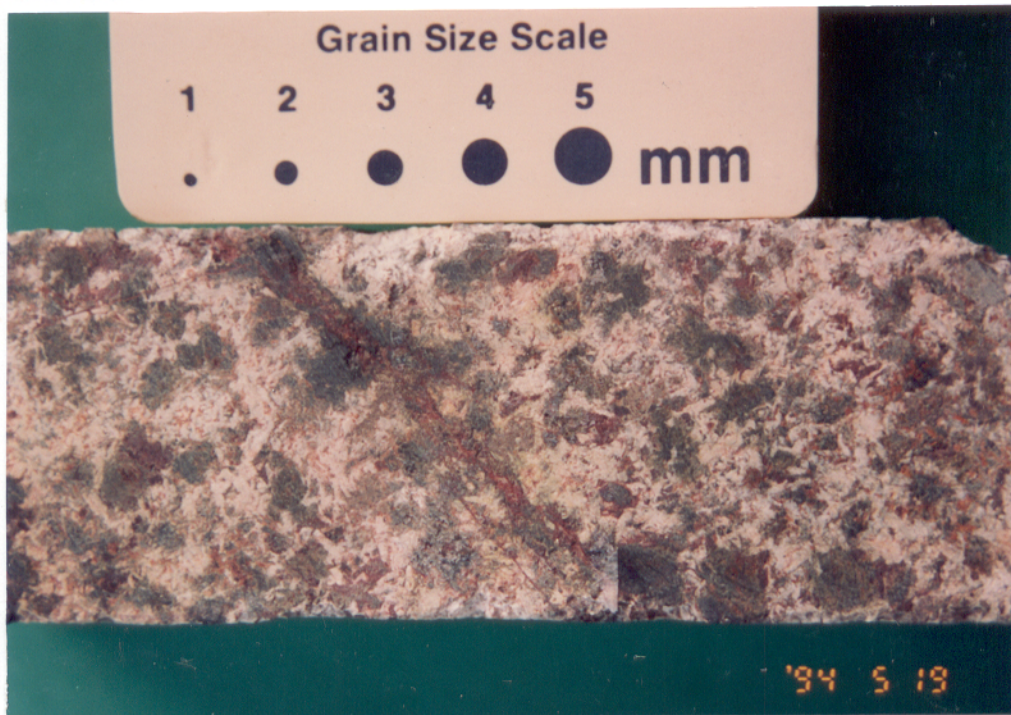
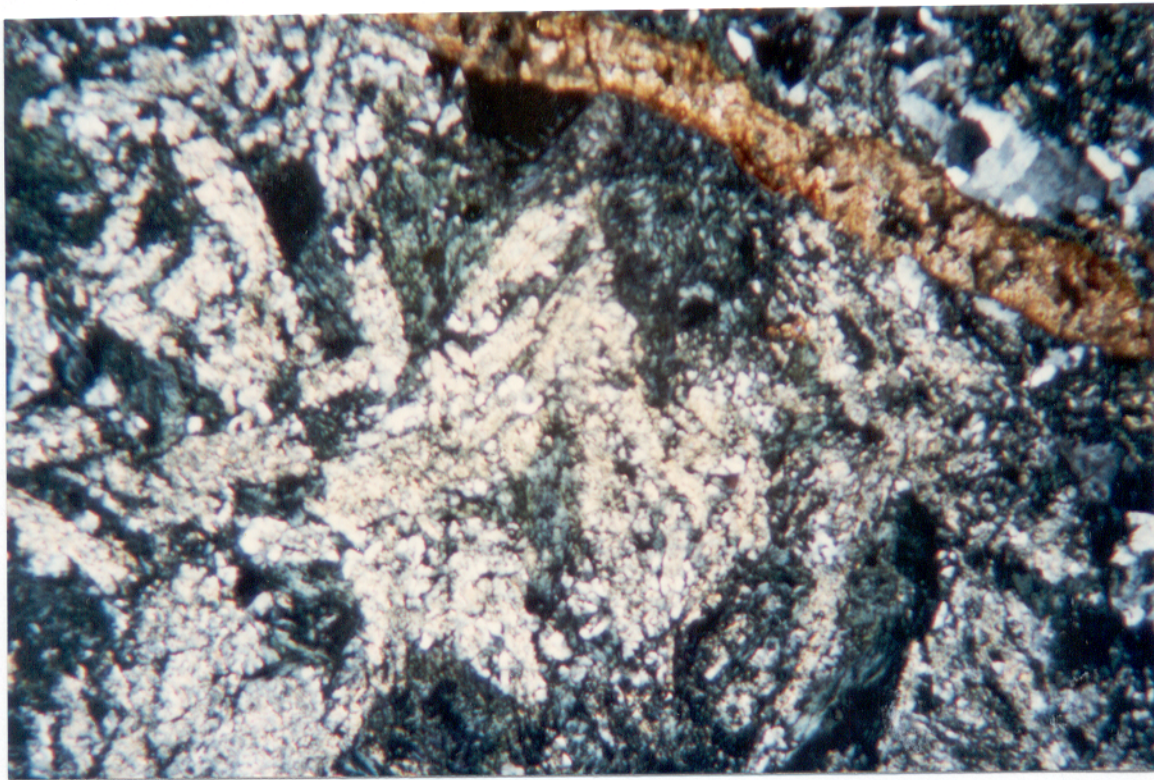


Figura 25- Rocha gabróica esbranquiçada exibindo parcialmente a textura ígnea original. A assembléia primária encontra-se totalmente transformada para quartzo, clorita, argilo-minerais e sericita. Vênulas de siderita cortam a mesma. F-165/71,9 m.

- **Sericitização**

Esse processo está intimamente associado à transformação do plagioclásio. A sericita geralmente ocorre em cristais finos, conservando a forma original do plagioclásio, mesmo em rochas mais transformadas (Figura 26). Palhetas anédricas de muscovita também substituem o plagioclásio. Essa mica é ainda observada em vênulas de sulfetos e em microzonas de cisalhamento, que seccionam e amendoam tanto a rocha gabróica como a clorita presente em vênulas. Pontuações de birrefringência semelhante à da sericita são comumente observadas nos agregados de quartzo policristalinos.



0,5 mm

Figura 26 - Fotomicrografia de gabro hidrotermalizado com textura ígnea parcialmente preservada e transformado para uma associação de clorita+sericita+argilo-minerais. Vênula de siderita corta a rocha. Nicóis cruzados. F-155/132,7 m.

### • Carbonatação

A presença de carbonatos disseminados e em vênulas monominerálicas é maior quando mais próxima da zona mineralizada. Encontram-se dispostos ao longo das direções de clivagem do plagioclásio e das fases ferro-magnesianas, bem como com formas romboedrais e esferulíticas nas vênulas. Nas rochas menos transformadas, ocorrem pontualmente.

Atráves de difração de raios-X, foram identificadas siderita e calcita, ambas em planos de fraturas, tendo esta última estrias de falha. Ao microscópio, predomina o carbonato com tons avermelhados, que caracterizam a siderita, principalmente em vênulas tardias que seccionam todas as demais (Figura 26).

### Epidotização

O epidoto é incolor a amarelado, ocorrendo com formas e tamanhos variados (0,2-0,8 mm), desde cristais bem formados, substituindo parcial ou completamente cristais de plagioclásio, piroxênio e actinolita, até formas anédricas, associado à saussuritização do plagioclásio. As formas euédricas encontram-se às vezes com bordas corroídas. Ocorre em vênulas de preenchimento, com albita, carbonatos, quartzo e clorita subordinados.

### • Albitização

A albita/oligoclásio sódico é encontrada em veios monominerálicos, associada ou não a epidoto, bem como na encaixante. Nesta última, ela é resultado da descalcificação do plagioclásio e é facilmente reconhecida por concentrar-se nas bordas dos cristais, com maclamento bem definido, límpida, ainda que ocasionalmente sericitizada/cloritizada.

### 4.3.2. Transformações Químicas

Foram analisadas quimicamente 11 amostras de quartzo-arenitos e 9 de rochas gabróicas, representativas da alteração hidrotermal descrita no ítem 4.3.1, visando ao entendimento das transformações mineralógicas hidrotermais relacionadas à mineralização do Prospecto Águas Claras. As amostras foram selecionadas com base nos dados petrográficos, excluindo-se as partes intensamente silicificadas ou ricas em vênulas de quartzo. Os elementos traços foram escolhidos com base nas associações mineralógicas hidrotermais, notadamente a sulfetada.

#### 4.3.2.1. Seqüência Sedimentar

Os principais processos hidrotermais que atuaram na seqüência sedimentar são sericitização, cloritização e turmalinização, os quais estão fortemente refletidos na composição química das rochas. As associações hidrotermais das amostras analisadas encontram-se na Tabela 1, amostras estas que, por questões de praticidade, foram referidas no texto pelos números 1 a 11. Os resultados analíticos das amostras analisadas encontram-se na Tabela 2, ordenadas de acordo com o decréscimo do teor de  $\text{SiO}_2$ .

#### - *Elementos Maiores*

Os quartzo-arenitos pouco alterados foram assim considerados por apresentarem feições diagenéticas preservadas, menos de 5% de minerais hidrotermais e ausência de sulfetos. A amostra 1 foi selecionada como a mais representativa desses arenitos por possuir o mais alto teor de  $\text{SiO}_2$  (97,1%) e o mais baixo valor de perda ao fogo (P.F.=0,62%). A soma dos álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) totaliza 0,45%, enquanto que os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}$  perfazem 1,6 e 0,28%, respectivamente, valores estes que são condizentes com o caráter pouco transformado desta amostra.

Tabela 1 - Associação mineralógica hidrotermal dos quartzos arenitos Águas Claras analisados quimicamente.

---

#	Amostra	1 (F-139/268,9) - arenito com <5% de sericita
◆	"	2 (F-142/114,5) - arenito com <5% de turmalina
■	"	3 (F-139/289,3) - arenito com <5% de sericita >turmalina >clorita
X	"	4 (F-139/239,0) - arenito com <5% de sericita=clorita
+	"	5 (F-125/130,0) - arenito com <5% de clorita >> turmalina
▼	"	6 (F-163/141,8) - arenito com ≤10% de clorita >sericita
△	"	7 (F-125/69,6) - arenito com ≤20% de sericita >turmalina >clorita
□	"	8 (F-125/57,9) - arenito com ≤30% de sericita >>clorita
▽	"	9 (F-125/121,8) - arenito com ≤35% de turmalina >clorita >sericita
▲	"	10 (F-187/36,3) - arenito com ≤40% de sericita
◇	"	11 (F-125/59,7) - arenito com ≤50% de clorita

---

Tabela 2 - Composição química dos quartzo-arenitos do Prospecto Águas Claras, Carajás. Elementos maiores, % em peso; elementos traços em ppm. Identificação das amostras de acordo com a Tabela 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	97,10	96,90	95,20	94,80	94,30	84,50	78,50	72,40	68,60	56,90	49,90
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,19	0,18	0,33	0,14	0,66	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	1,60	2,30	2,50	1,80	6,20	10,60	16,30	9,90	26,80	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,10	0,48	0,90	0,73	0,70	1,50	1,60	0,72	5,20	1,40	4,90
FeO	0,28	0,28	0,57	0,57	1,70	2,10	3,10	1,90	7,30	0,42	13,60
MnO	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,07	0,03	0,27	<0,01	0,15
MgO	<0,10	<0,10	<0,10	0,39	0,56	2,10	1,00	0,68	2,70	0,70	10,00
CaO	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05	<0,05
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,11	0,09	0,21	0,12	0,02
K <sub>2</sub> O	0,43	0,03	0,40	0,48	0,05	1,10	2,30	4,90	0,45	8,30	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
F	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,06	0,08	0,10	0,14	0,19
P.F.	0,26	0,45	0,43	0,54	0,62	1,73	1,93	2,48	2,59	3,98	6,05
O=F	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,06	0,08
<b>Total</b>	<b>99,71</b>	<b>99,82</b>	<b>99,86</b>	<b>100,06</b>	<b>99,86</b>	<b>99,48</b>	<b>99,42</b>	<b>99,88</b>	<b>97,50</b>	<b>99,36</b>	<b>98,41</b>
B	50	900	480	32	37	<10	890	53	4100	19	14
W	84	69	36	42	75	40	22	27	58	24	<15
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	64	<5	<5
Cu	17	67	14	52	11	8	35	79	412	94	45
Pb	<5	<5	<5	5	5	8	8	5	19	10	59
Zn	12	12	17	15	31	27	54	54	174	21	158
Co	11	42	8	6	12	15	20	23	33	24	59
Ni	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	47
Cr	27	<20	82	<20	27	89	82	103	27	171	123
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
As	2	47	1	1	1	1	4	9	2	60	31
Sb	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1

As amostras 2 a 5 apresentam valores de  $\text{SiO}_2$  entre 94,3 e 96,1%, constituindo juntamente com a amostra 1, o grupo de arenitos pouco alterados, de composição bastante homogênea (Figura 27). As amostras desse grupo, apesar de exibirem alteração hidrotermal incipiente, diferenciam-se entre si por apresentarem sempre o predomínio de um determinado mineral de alteração. A variação dos teores de  $\text{SiO}_2$  pode ser considerada como indicativa da intensidade da alteração hidrotermal, com teores cada vez mais baixos com o aumento progressivo da alteração (Figura 27).

A composição do diagrama multielementar permite uma melhor visualização do comportamento diferenciado das amostras analisadas (Figura 28). Globalmente, os quartzo-arenitos pouco alterados apresentam um comportamento mais homogêneo, com valores similares para os elementos maiores.

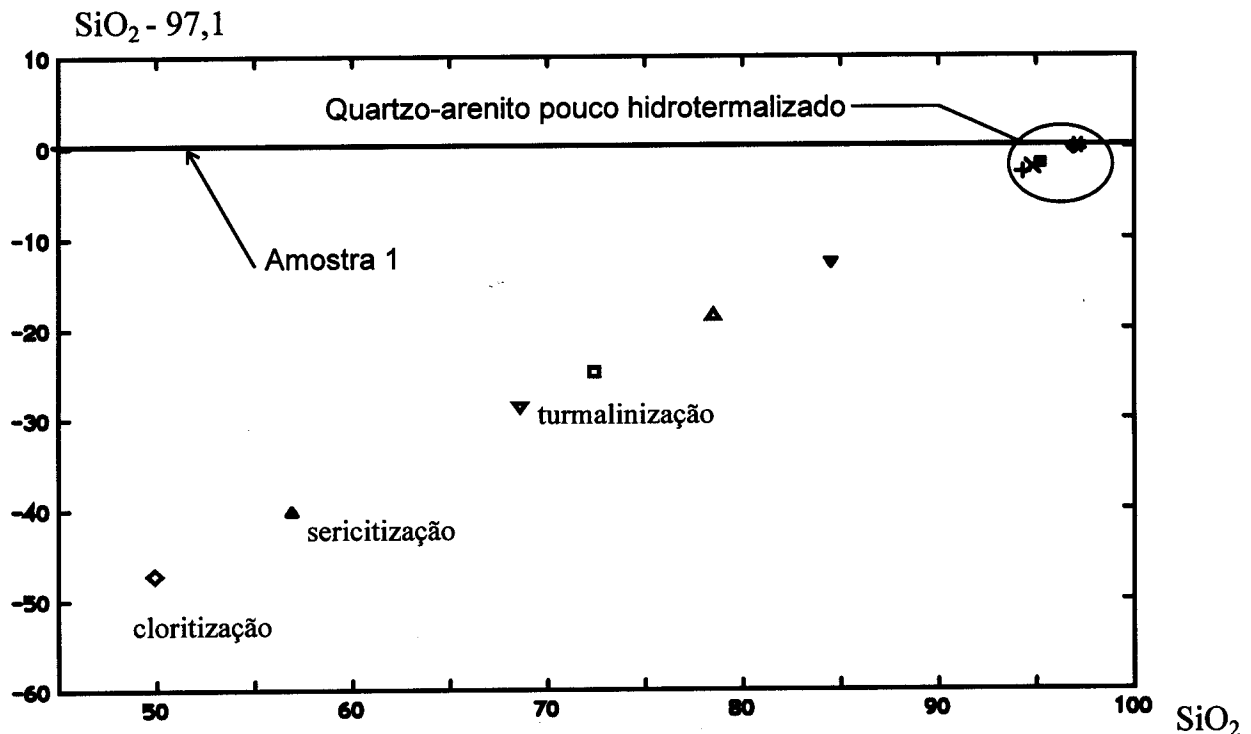


Figura 27 - Diagrama representativo do grau de alteração hidrotermal dos quartzo-arenitos, com base nos teores de  $\text{SiO}_2$  utilizando a amostra 1 como referência. Símbolos como na Tabela 1.

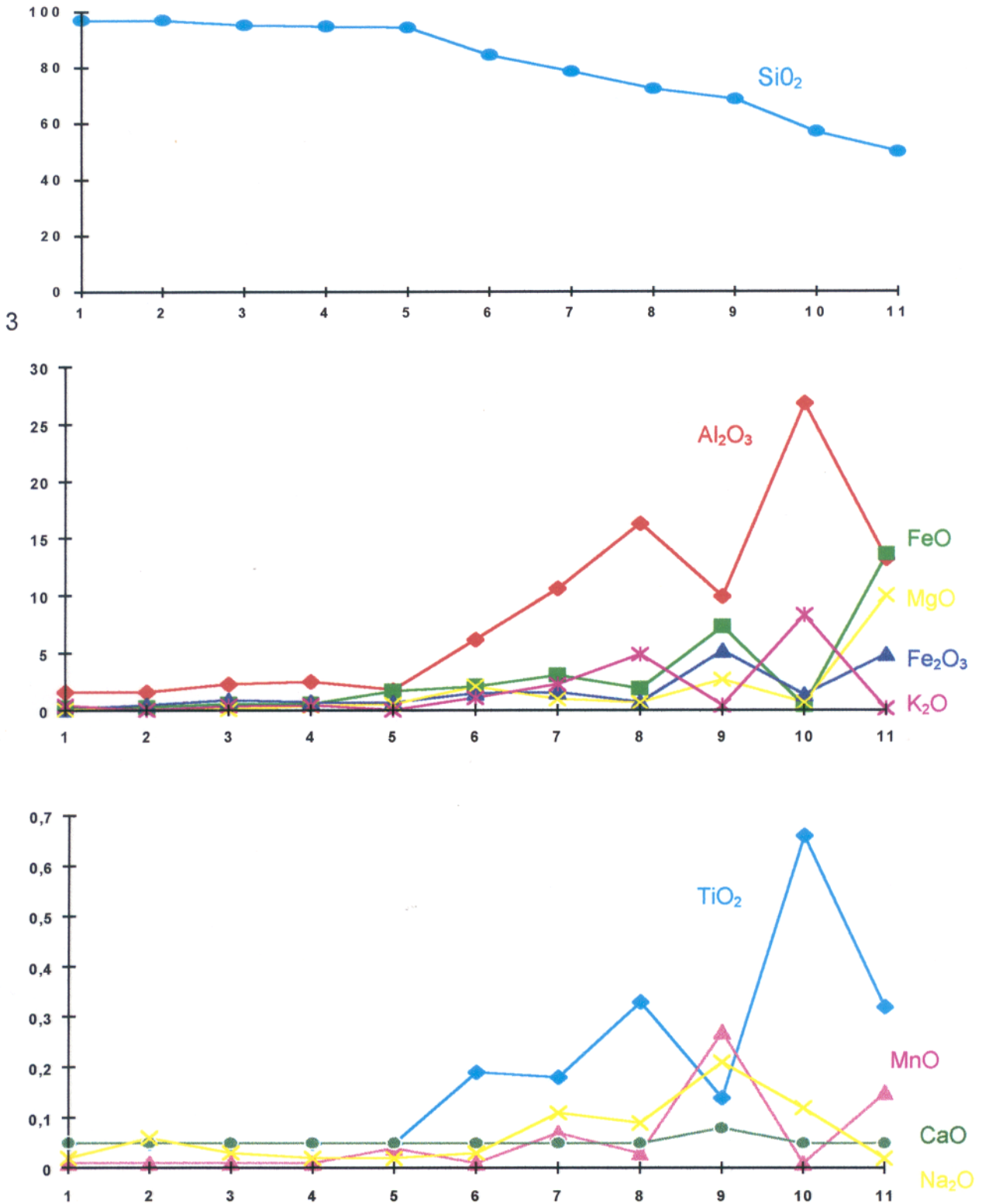


Figura 28 - Diagrama em aranha (*spidergram*) mostrando a distribuição dos elementos maiores nas rochas pouco alteradas (1 a 5) até intensamente alteradas (9 a 11). As amostras 6 a 8 apresentam grau de alteração moderada, variando o comportamento de acordo com o mineral de alteração predominante.

Nos quartzo-arenitos intensamente alterados, o processo de sericitização é caracterizado pelo aporte de  $K_2O$  e  $Al_2O_3$ , enquanto o processo de cloritização é marcado por enriquecimento em  $MgO$  e  $FeO$ . As amostras 10 (F-187/36,3m) e 11 (F-125/59,7m) são representativas dos processos de sericitização e de cloritização mais intensa, respectivamente (Figura 28). As quantidades de  $SiO_2$  nestas duas amostras (56,9 e 49,9%) são cerca de 50% menores do que na amostra 1, evidenciando a intensa dissolução dos grãos de quartzo devida aos processos hidrotermais. Quando comparam-se os arenitos substituídos parcialmente por sericita e clorita, percebe-se que, naqueles em que a clorita predomina, os teores de  $SiO_2$  são mais baixos, refletindo o fato de ser a clorita um mineral eminentemente deficiente em sílica.

Os valores de  $Na_2O$  e  $CaO$  são muito baixos nos quartzo-arenitos, que somados não ultrapassam 0,3%, embora mostrem um leve enriquecimento nas amostras com turmalina (Figura 28).

Os teores de  $Al_2O_3$  são bastante elevados nos arenitos alterados, em especial naqueles sericitizados. Valores menores são observados nos tipos à clorita e à turmalina. Os componentes  $FeO$  e  $Fe_2O_3$  apresentam comportamento inverso, estando enriquecidos nos dois últimos tipos.

Utilizando-se o diagrama triangular  $K_2O$ -( $MgO+FeO$ )- $B/100$  pode-se observar as diferentes associações hidrotermais encontradas nos arenitos, independentemente da intensidade de alteração (Figura 29). As amostras 8 e 10 representam o grupo em que a sericitização foi o processo mais atuante, enquanto as amostras 6 e 11 são aquelas em que predominou a cloritização. O processo de turmalinização é indicado nas amostras 7 e 9, as quais situam-se no campo superior do referido diagrama, com valor alto de  $B$  e baixo de  $K_2O$  e  $FeO+MgO$ , em relação às demais.

Os arenitos pouco alterados (amostras 1 a 5), apesar de possuírem menos de 5% de minerais hidrotermais, mostram um espalhamento diferenciado, de acordo com o mineral presente. Assim, a amostra 2, que contém apenas turmalina, é a que mais se

aproxima do vértice do B, ficando acima da amostra 3 que, além da turmalina, tem sericita. A amostra 4, apesar de possuir proporções modais praticamente equivalentes de clorita e sericita, caiu no campo da cloritização porém bem afastada da amostra 5, na qual a clorita é, de longe, o mais abundante mineral de alteração.

As amostras 6, 7 e 8 representam o grupo dos arenitos mediantemente alterados, com valores intermediários para  $\text{SiO}_2$  (72,4-84,5%) e para os principais óxidos que caracterizam os processos hidrotermais atuantes nessas rochas.

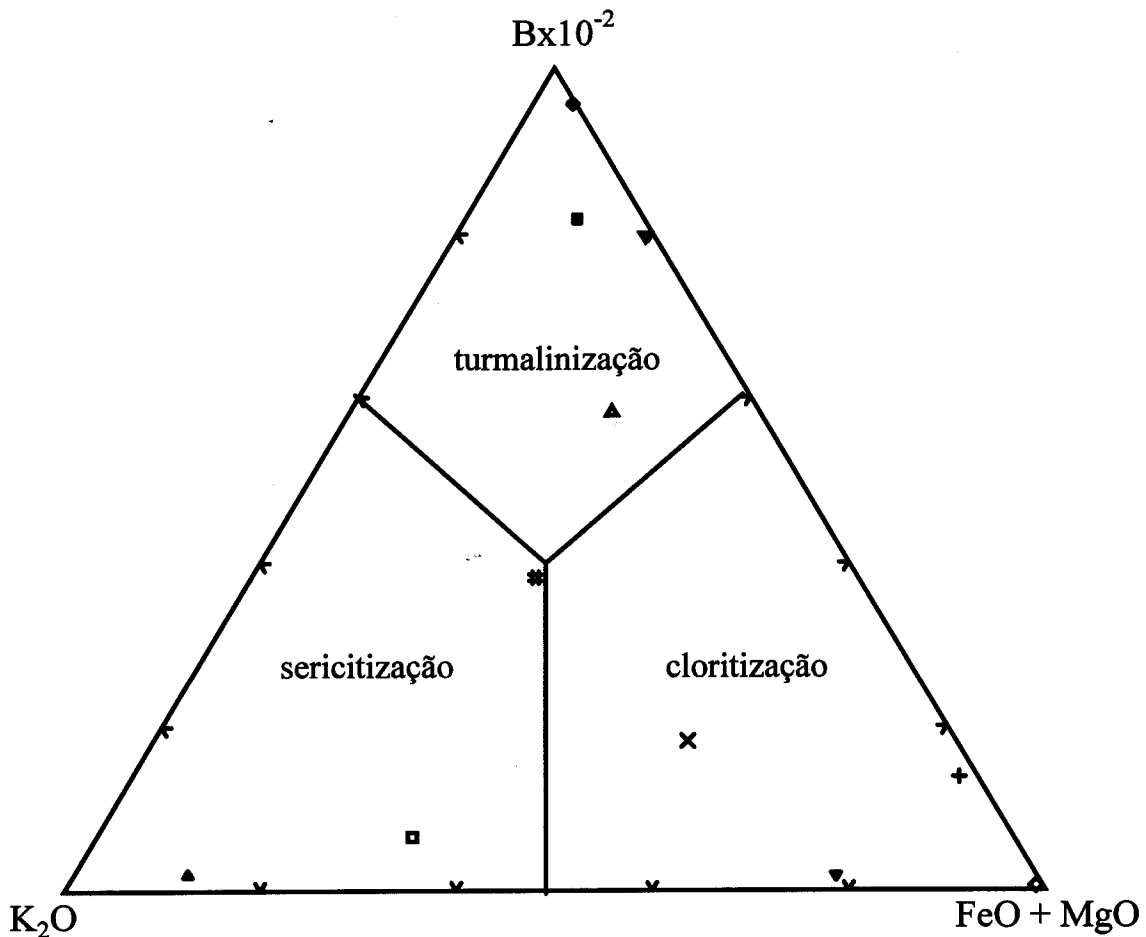


Figura 29 - Diagrama triangular com os campos determinantes dos processos hidrotermais relacionados aos quartzos-arenitos, com base nos teores de  $K_2O$ ,  $FeO+MgO$  e  $Bx10^{-2}$ . Símbolos como na Tabela 1.

Os teores de  $TiO_2$  são relativamente baixos nos quartzo-arenitos, mostrando um leve enriquecimento nos termos mais alterados, em especial naqueles com sericita. Isso reflete possivelmente a presença de titanita (ou leucoxênio ?) que, ao microscópico, é sugerida pela ocorrência de pequenos cristais marrons com formas irregulares, associados às vênulas de sericita e clorita.

### **- Elementos Traços**

A distribuição dos elementos traços nos quartzo-arenitos pouco a intensamente alterados pode ser visualizada na Figura 30. Os teores elevados de B (entre 480 e 4100 ppm) definem o processo de turmalinização nos quartzo-arenitos, sendo a amostra 9 considerada como representativa (4100 ppm; Figuras 29 e 30), ao diferenciar-se das demais, que apresentam teor médio de 30 ppm.

Nos arenitos pouco a moderadamente alterados (amostras 1 a 8), Cu e Zn apresentam valores médios de 28 e 35 ppm, respectivamente. Zn aumenta de modo significativo nos arenitos cloritizados (amostra 11) e turmalinizados (amostra 9), com teor médio de 166 ppm, enquanto que o Cu aumenta nesses últimos (412 ppm). Os elementos Pb e Co apresentam valores médios de 27 e 20 ppm, respectivamente, com valores maiores (59 ppm) apenas no arenito cloritizado.

As possui valores muito baixos, porém são relativamente maiores nos arenitos sericitizado (60 ppm) e cloritizado (31 ppm), e na amostra 2 (47 ppm). Essa amostra apresenta porções fraturadas/cominuídas que possibilitaram uma percolação maior dos fluidos mineralizantes. Sn é mais enriquecido no arenito turmalizado (64 ppm), diferenciando-se do restante, que apresenta teores iguais a 0,05 ppm.

W apresenta um comportamento errático, sendo o maior teor registrado na amostra mais representativa dos arenitos pouco alterados (84 ppm), e com valor abaixo do limite

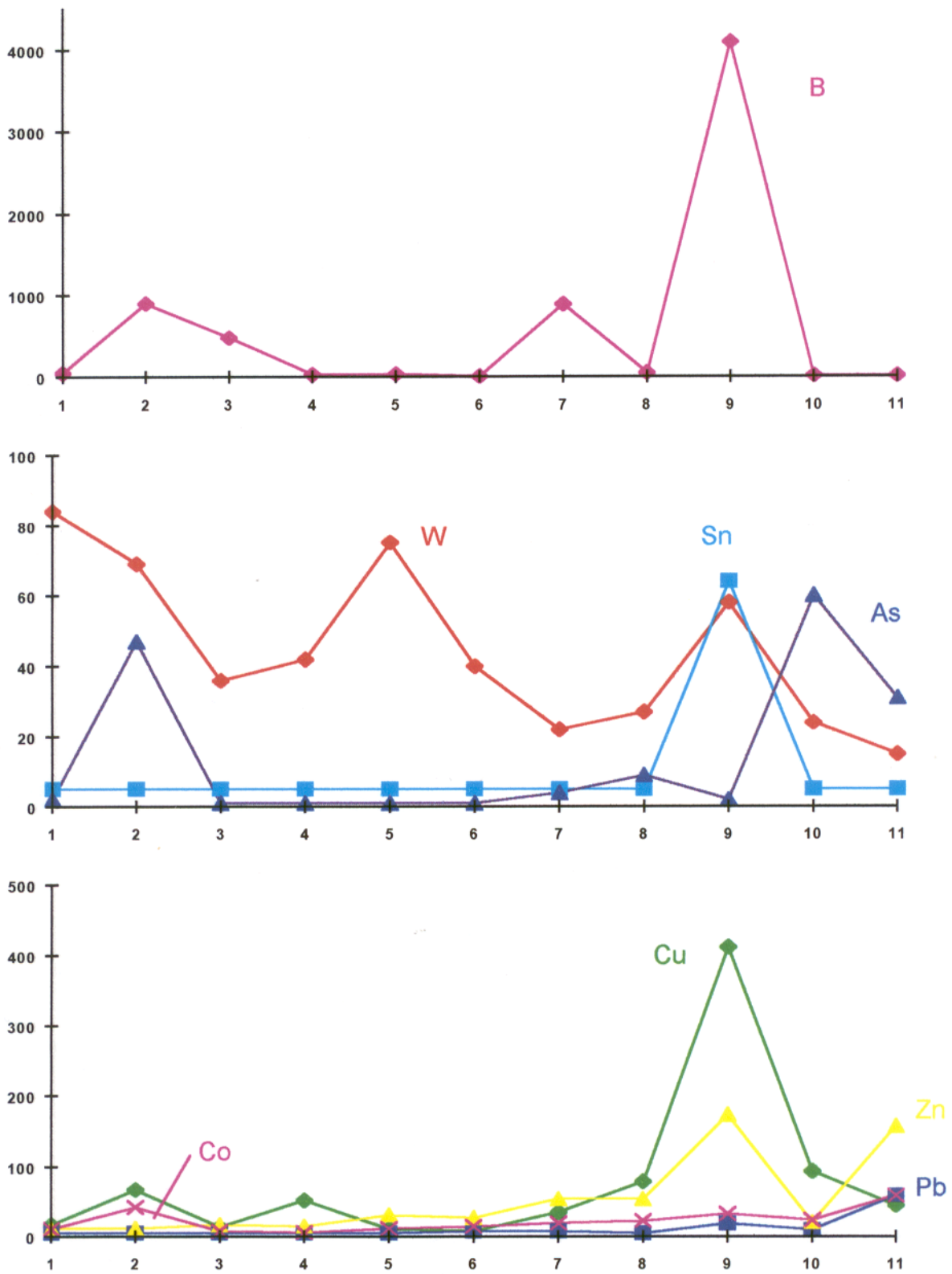


Figura 30 - Diagrama multielementar mostrando a distribuição dos elementos traços nos quartzos-arenitos pouco alterados (amostras 1 a 5) e nos moderados a intensamente alterados (amostras 6 a 11).

de detecção naquela que melhor representa o processo de cloritização (< 15 ppm). Entretanto, os valores de W entre 22 e 84 ppm (média de 48 ppm) são bem superiores aos encontrados em arenitos diversos (2-4 ppm) registrados por WEDEPOHL (1976), significando, provavelmente, entrada seletiva deste metal nos sedimentos Águas Claras via fluidos hidrotermais ou arenitos originalmente anômalos. Os teores de Bi e Sb não foram determinados por estarem abaixo do limite de detecção.

#### 4.3.2.2. Rochas Hipoabissais Metabásicas

As amostras selecionadas para análise química referem-se principalmente àquelas que possuem maior grau de alteração hidrotermal. São constituídas, na grande maioria, quase que exclusivamente por uma associação secundária de clorita, argilo-minerais, sericita e quartzo, variando apenas suas proporções modais, com ou sem textura ígnea preservada. Os gabros menos transformados (Gmt) foram divididos em 4 sub-grupos (BARROS et al., 1994a) com base na proporção modal de clinopiroxênio (Cpx >30%; 30>Cpx>15%; 15>Cpx>4% e Cpx <4%), cujas composições químicas médias serviram de referências, neste estudo, para as mudanças químicas que os gabros sofreram, relacionadas ao evento mineralizante.

Os resultados analíticos para 9 amostras de gabros/diabásios hidrotermalizados encontram-se na Tabela 3, ordenadas segundo o decréscimo dos teores de SiO<sub>2</sub>. A determinação do conteúdo modal das amostras analisadas foi limitada pela granulação fina e textura complexa, que dificultaram a identificação de alguns minerais, obtendo-se apenas uma estimativa visual das proporções minerais, quando possível (Tabela 4).

Com base nesses dados, pode-se constatar uma heterogeneidade química entre as amostras estudadas, refletindo certamente o comportamento diferenciado frente aos processos hidrotermais, em particular aqueles associados à mineralização, representados pela cloritização, argilização e sericitização. Para a análise do comportamento dos elementos

Tabela 3 - Composição química de gabros/diabásios hidrotermalizados de Águas Claras. Elementos maiores, % em peso; elementos traços em ppm. Identificação das amostras de acordo com a Tabela 4. As primeiras 4 colunas correspondem às médias dos sub-grupos estudados por BARROS et al. (1994a).

	Px<30%	30<px<15	15px<4	Px<4%	139	24	107	12	142	138	104	106	142A
SiO <sub>2</sub>	49,15	49,59	48,73	48,53	51,40	47,90	47,90	45,50	44,00	43,90	42,50	38,70	37,20
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,83	1,15	1,09	2,20	0,69	1,10	0,97	0,82	1,00	0,61	1,10	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	14,47	14,26	15,14	11,50	14,20	16,40	16,80	15,60	14,70	16,20	22,10	21,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	3,19	4,09	4,52	4,60	5,00	9,20	5,80	6,10	6,13	3,50	13,10	5,60
FeO	7,86	10,13	10,65	10,5	14,90	13,10	5,60	13,60	15,40	13,90	14,40	1,30	14,60
MnO	0,17	0,22	0,23	0,22	0,11	0,16	0,10	0,28	0,76	0,19	0,28	0,08	0,70
MgO	6,98	7,71	5,64	5,51	7,60	9,80	10,90	7,60	6,80	11,30	7,20	4,80	7,20
CaO	11,71	9,42	9,0	8,9	0,28	<0,05	0,05	<0,05	0,05	0,17	6,10	0,68	0,05
Na <sub>2</sub> O	2,12	2,64	2,45	2,78	0,01	0,15	0,01	0,02	0,02	<0,01	1,40	0,03	0,02
K <sub>2</sub> O	1,61	1,13	1,18	0,55	0,01	0,06	0,20	1,50	1,70	0,17	0,12	1,80	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,2	0,21	0,15	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	0,12
F	-	-	-	-	0,10	0,18	<0,09	0,09	0,11	0,12	0,11	0,05	0,11
P.F.	1,60	1,76	1,83	2,07	5,27	6,49	7,43	5,94	6,51	6,87	5,19	10,34	8,29
O=F	-	-	-	-	0,04	0,08	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,02	0,05
<b>Total</b>	<b>99,58</b>	<b>101,27</b>	<b>99,41</b>	<b>100,02</b>	<b>98,09</b>	<b>97,74</b>	<b>98,85</b>	<b>98,15</b>	<b>97,83</b>	<b>98,40</b>	<b>97,56</b>	<b>94,11</b>	<b>97,84</b>
B	-	-	-	-	18	88	<10	<10	18	11	1280	14	18
W	-	-	-	-	<15	<15	32	26	64	19	<15	<15	66
Sn	-	-	-	-	<5	24	<5	33	<5	<5	52	<5	<5
Cu	148	75	73	99	2805	1541	1463	14	159	16	29	4,1*	81
Pb	-	-	-	-	26	25	23	25	36	25	20	19	32
Zn	104	139	135	207	73	95	111	575	704	306	152	523	502
Co	81	94	99	104	51	246	78	92	113	61	123	270	109
Ni	124	96	99	110	<25	87	102	102	87	71	79	370	102
Cr	415	101	140	109	82	246	315	308	472	294	246	315	356
Bi	-	-	-	-	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
As	-	-	-	-	2	12	1	1	2	1	48	3	3
Sb	-	-	-	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1

- não determinado; \* % em peso.

Tabela 4 - Descrição textural e mineralógica suscinta das rochas gabróicas Águas Claras que foram analisadas quimicamente. (z.m.= zona mineralizada).

- Amostra 104 (F-163/98,55) - gabro parcialmente transformado para clorita+quartzo (30%), com piroxênio e hornblenda (2%), actinolita (33%) e plagioclásio saussuritizado (35%); à 155 m da z.m.;
- Amostra 106 (F-163/105,7) - gabro com vênula de epídoto e traços de actinolita, "foliado", transformado para argilo-minerais + sericita (40%), clorita (30%), quartzo (25%) e opacos (5%), com textura ígnea parcialmente preservada; à 148 m da z.m.;
- Amostra 107 (F-163/130,8) - diabásio da borda inferior do sill, com textura ígnea parcialmente preservada, constituído por clorita, quartzo, sericita, argilo-minerais (?) e opacos; à 123 m da z.m.;
- Amostras 138 (F-155/102,1) - dique de diabásio com clorita > quartzo > sericita, seguindo essa ordem de abundância; à 3 m. a z.m.
- Amostra 139 (F-155/121,4) - gabro totalmente transformado para clorita + quartzo (95%) com opacos primários esqueletais (5%) e textura ígnea preservada; amostra dentro da z.m.;
- Amostra 142 (F-155/132,7) - gabro transformado para clorita+ sericita+ argilo-minerais+ quartzo; à 1,5 m da z.m.;
- Amostra 142A (F-155/133,3) - gabro transformado para clorita > argilo-minerais > sericita e quartzo; à 2 m da z.m.;
- Amostra 12 (F-125/88,2) - gabro com plagioclásio sericitizado e máficos substituídos para argilo-minerais+ clorita+quartzo. Clorita em proporções similares as de argilo-minerais+ sericita; amostra dentro da z.m.;
- Amostras 24 (F-139/217,8) - idem, com textura parcialmente preservada; amostra dentro da z.m.;

maiores nos gabros analisados, construíram-se diagramas tipo aranhograma, nos quais as amostras foram agrupadas de acordo com o grau e o tipo de alteração, mas que por questões práticas serão discutidos em conjunto (Figura 31).

#### **- Elementos Maiores**

A amostra 104 é a que apresenta um padrão mais próximo dos Gmt, embora mostre menores teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e maiores de  $\text{FeO}$  e P.F., o que já indica mudanças impostas pelos processos hidrotermais (Figura 31).

Comparativamente aos Gmt, as amostras fortemente cloritizadas (138 e 24) apresentam menores conteúdos de  $\text{SiO}_2$ , álcalis e  $\text{CaO}$ , bem como maiores teores de  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ . Não há diferença palpável entre os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ . A amostra 139 também apresenta intensa cloritização, porém difere das outras por estar silicificada, com o quartzo ocorrendo na forma de grandes cristais poligonais, de origem indefinida (tardi-magmática ou hidrotermal) e como agregados policristalinos de contatos suturados. A referida amostra apresenta-se também excepcionalmente rica em  $\text{TiO}_2$  (2,2%), possivelmente como resultado de concentração anômala de fases primárias titaníferas hoje reestabilizadas como titanita. Com relação aos demais componentes, esta amostra segue o mesmo padrão de perdas e ganhos relativos, com exceção feita ao  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que registra o menor teor dentre todas as amostras analisadas.

Em todos os gabros intensamente transformados, destacam-se a lixiviação quase completa de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , decorrente da destruição do plagioclásio e da actinolita e o aporte de  $\text{H}_2\text{O}$  às rochas, resultando na formação de grandes quantidades de clorita, sericita e argilo-minerais, bem como no empobrecimento relativo de  $\text{SiO}_2$ . A clorita reteve grande parte do Fe e Mg, enquanto que a formação de sericita reteve o K nas rochas em que ela se estabilizou.

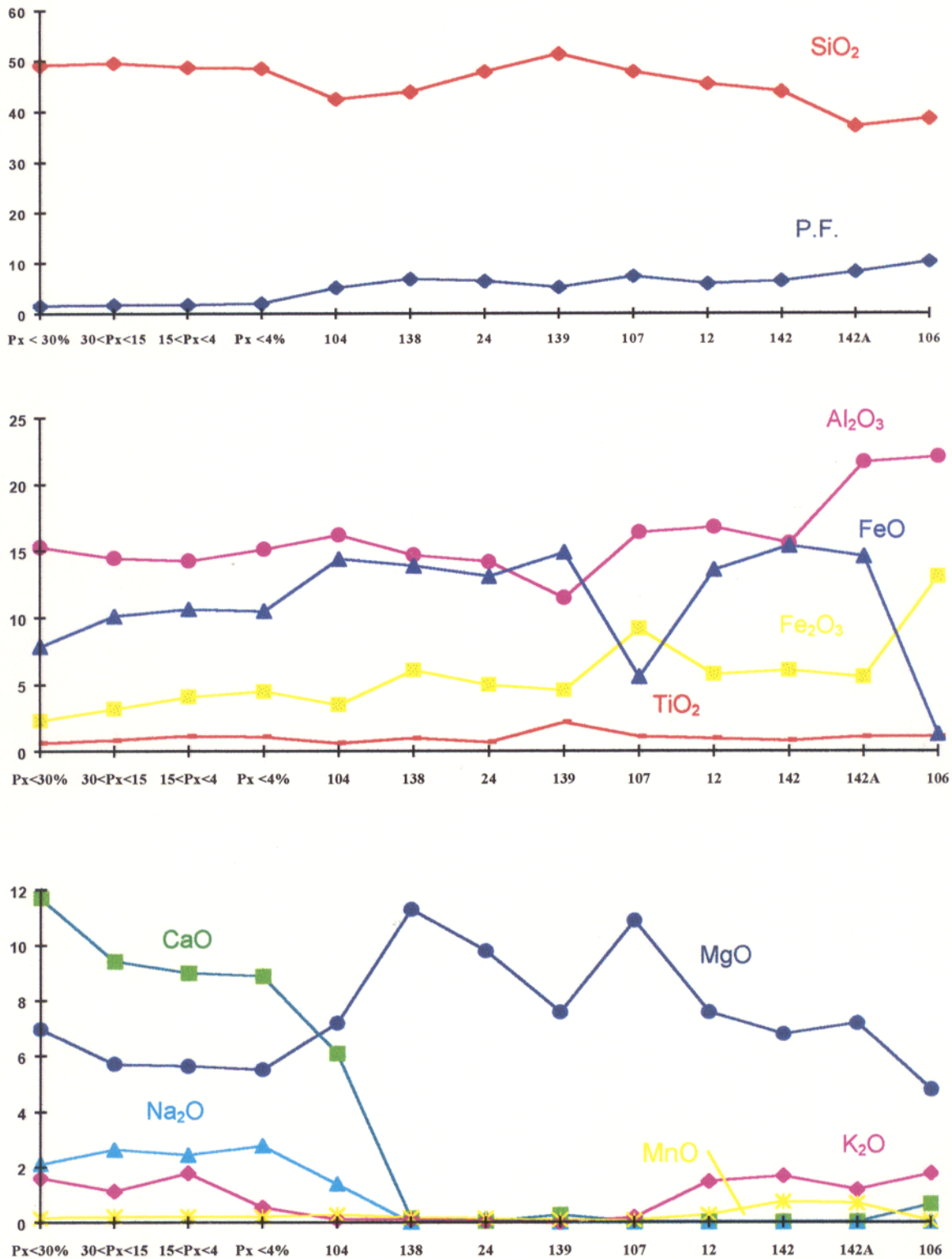


Figura 31 -Diagramas mostrando a distribuição dos elementos maiores nos gabros intensamente cloritizados (amostras 138, 139 e 24) e nos gabros com clorita, sericita, quartzo e argilo-minerais (amostras 107, 12, 142, 142A e 106). As quatro primeiras amostras, juntamente com a amostra 104, correspondem aos gabros menos transformados.

As amostras 12, 107, 142 e 142A, que apresentam variadas proporções de sericita, argilo-minerais e clorita, revelam, em comparação aos Gmt, menores teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , bem como maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e P.F. Por encontrar-se intensamente caolinizada, a amostra 142A possui um dos mais elevados teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (21,7%) e de P.F. (8,29%). Os teores de  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}$  são, em geral, também maiores, enquanto os de  $\text{TiO}_2$  são equiparáveis. Com relação ao  $\text{K}_2\text{O}$ , em apenas uma amostra (107) o teor é menor, registrando-se para as demais valores comparáveis aos dos Gmt, devido à presença de sericita. O enriquecimento relativo em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , nesse grupo, credita-se à formação de filossilicatos, os quais, no balanço geral, propiciaram o empobrecimento relativo em  $\text{SiO}_2$ . A amostra 106 destaca-se do conjunto de amostras analisadas por apresentar os teores mais elevados de  $\text{SiO}_2$  (22,1%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (13,1%),  $\text{K}_2\text{O}$  (1,8%) e P.F. (10,34%), retratando a intensa transformação que ocorreu nessa amostra, que, apesar de preservar parcialmente a textura ígnea (similar àquela da Figura 25), revela ao microscópio uma foliação desenhada por porções amendoadas de clorita, sericita e argilo-minerais.

### **- Elementos Traços**

A distribuição dos elementos traços não define uma correlação com os tipos de alteração presentes (Figura 32). O boro apresenta valores baixos (média de 14,5 ppm), exceto nas amostras 139 (88 ppm) e 104 (1280 ppm) em que a turmalina ocorre em vênulas. Os teores de W e Sn são relativamente homogêneos com médias de 30 e 16 ppm, respectivamente. Bi e o Sb não foram determinados por estarem abaixo do limite de detecção. As apresenta ampla variação de teores, a maioria das amostras contendo entre 1 e 3 ppm, e duas apenas valores bem acima: 24 (12 ppm) e 104 (48 ppm).

Os teores de Cu, Pb, Zn e Co são muito variáveis, não sendo possível definir uma correlação clara entre eles e nem com a alteração presente, embora se observe teores

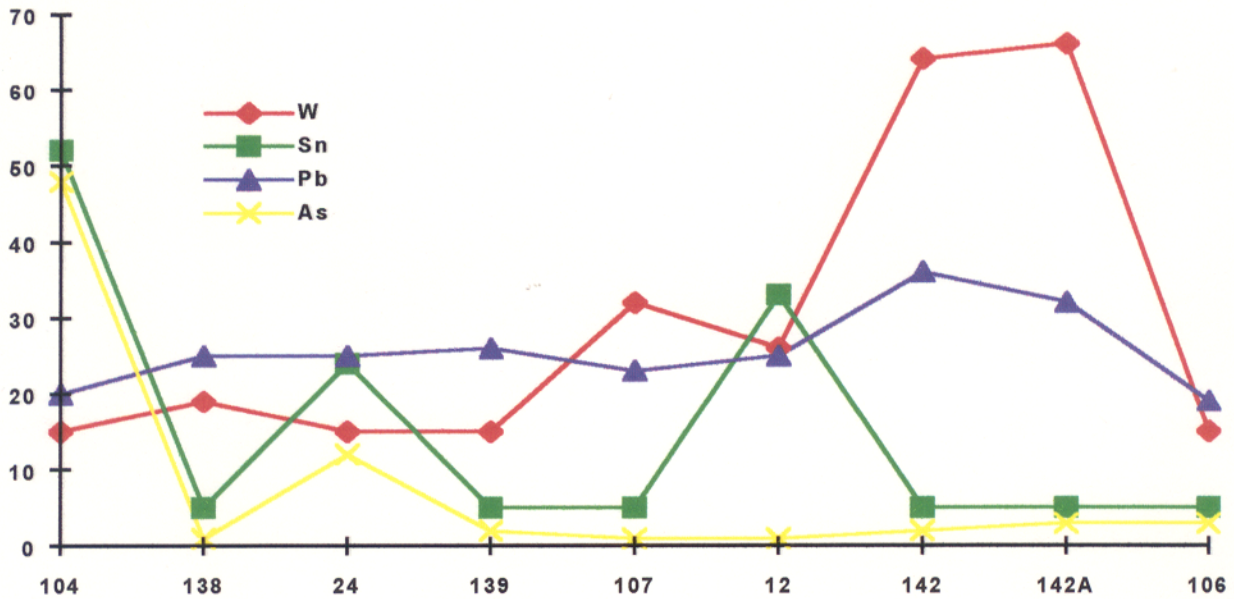
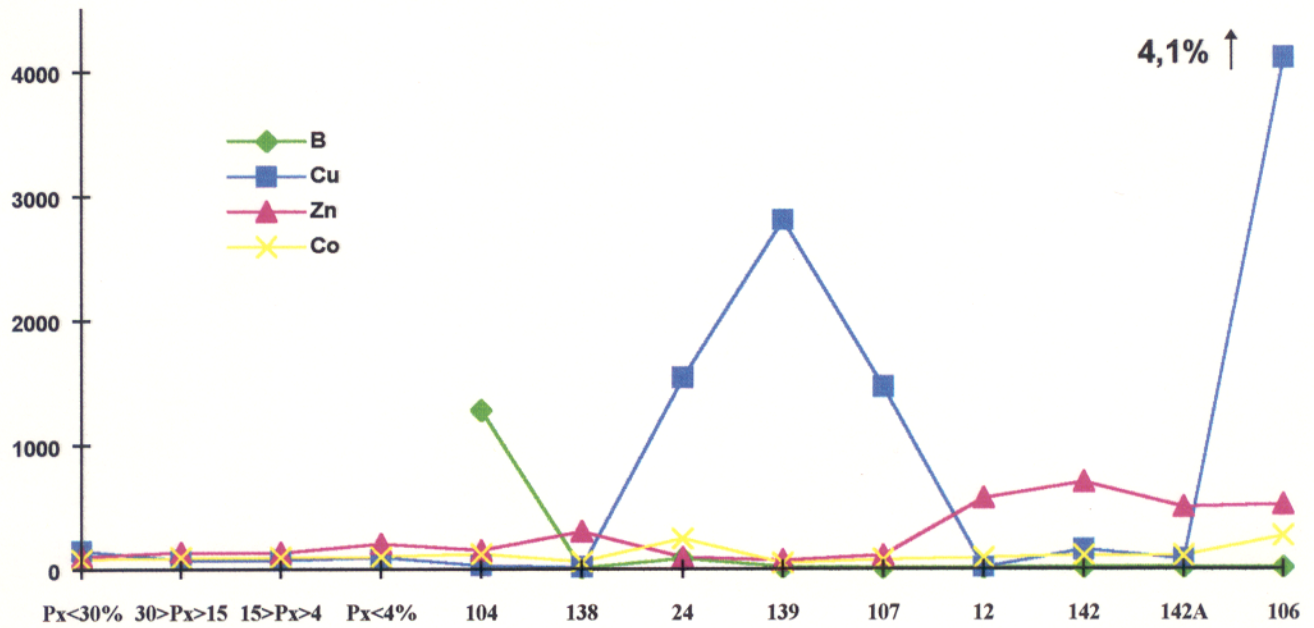


Figura 32- Diagrama multielementar mostrando a distribuição dos elementos traços nos gabros hidrotermalizados do Prospecto Águas Claras.

elevados de Cu e Co nas amostras ricas em clorita e sericita e teores mais elevados de Zn naquelas com argilo-minerais e sericita. Esses metais apresentam tanto valores bem superiores quanto similares aos dos Gmt, destacando-se os teores de 4,1% de Cu na amostra 106 e 704 ppm de Zn na amostra 142, na primeira devido à significativa presença de calcopirita disseminada.

## 4.4. A MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA

### 4.4.1. Associação Mineral

A paragênese metálica dos veios do depósito aurífero Águas Claras foi determinada a partir do estudo das texturas de sobrecrecimento e substituição dos minerais de minérios e de ganga observadas em seções polidas e amostras de mão. Os minerais de minério ocorrem em proporções que pouco variam de um corpo para o outro e possuem relações texturais consistentes nos furos amostrados. O corpo F-15 foi o melhor estudado por apresentar a assembléia sulfetada melhor preservada, em especial nos testemunhos do furo F-153.

Grande parte dos minerais de minério está presente nos veios principais de quartzo, localmente com estruturas tipo *stockwork*. Nas rochas encaixantes eles ocorrem em vênulas e, menos comumente, na forma disseminada, em particular nos quartzarenitos. Esses minerais podem constituir até 80% do veio, embora perfaçam, em geral de 5% a 10% do seu volume. Podem ocorrer associados aos sulfetos, clorita (dominante), caolinita em cavidades/bolsões, turmalina e sericita. Movimentação recorrente, ao longo de fraturas, resultou na brechação dos veios com pirita cimentando fragmentos de rocha básica hidrotermalizada e quartzo (Figura 33).

A paragênese metálica dos veios é constituída principalmente por pirita (30-20%) e calcopirita (40-30%) com proporções subordinadas de esfalerita (8-3%) e arsenopirita (7-3%), bem como traços de galena e de pirrotita. Magnetita (7%) e hematita (6%) representam as fases óxido, ocorrendo além delas wolframita ( $\leq 2\%$ ).

A calcopirita é o sulfeto mais abundante nos veios, com formas maciças e quase sempre associada à pirita (Figura 34). Em geral, ocorre substituindo a pirita nos planos de fratura e de clivagem, bem como nas bordas (Figura 35). Outra forma de ocorrência da calcopirita é como exsolução na esfalerita, na forma de gotas (*blebs*) de tamanhos variados. Os contatos com o quartzo são principalmente lobulados. Inclusões de pirita

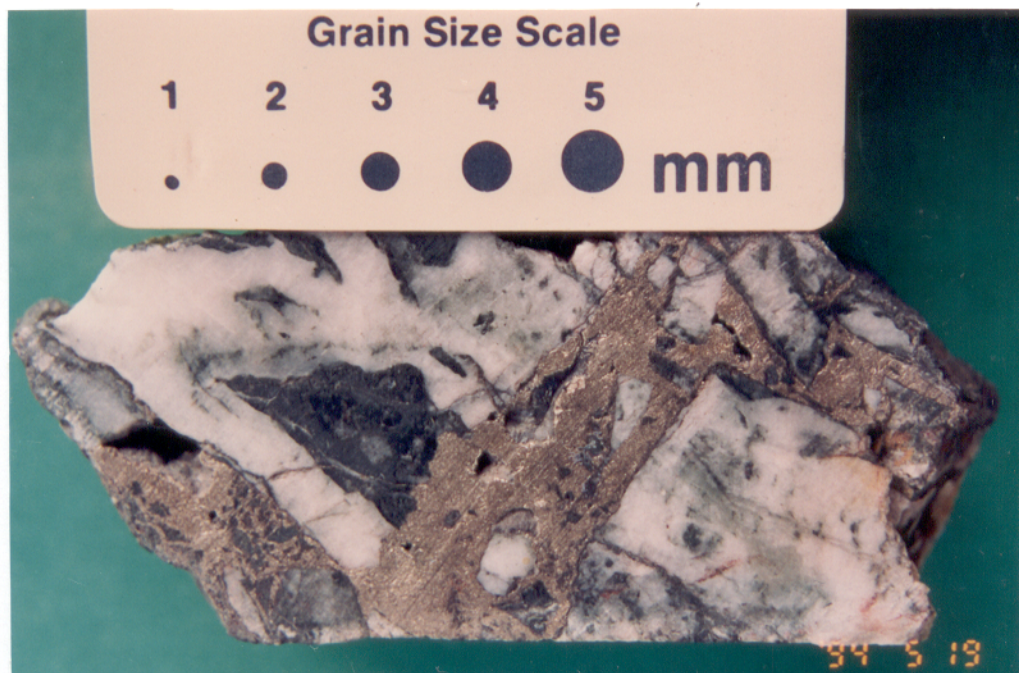


Figura 33 - Veio de quartzo brechado englobando fragmentos de rocha básica hidrotermalizada e cortado por vênulas de pirita. F-165/6,7 m

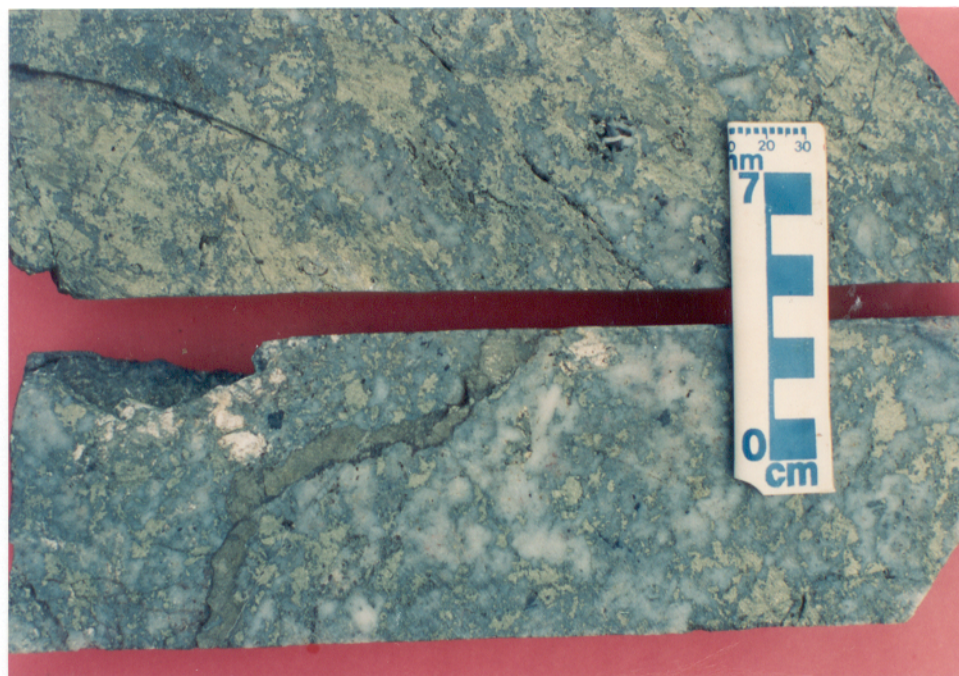


Figura 34 - Calcopirita e pirita maciças em veio de quartzo, com vênula de pirita (vpy) atravessando o veio, bem como pequenos bolsões de caolinita associados (cao). Observar também quartzo drusiforme (qd). F-153/128,0 m

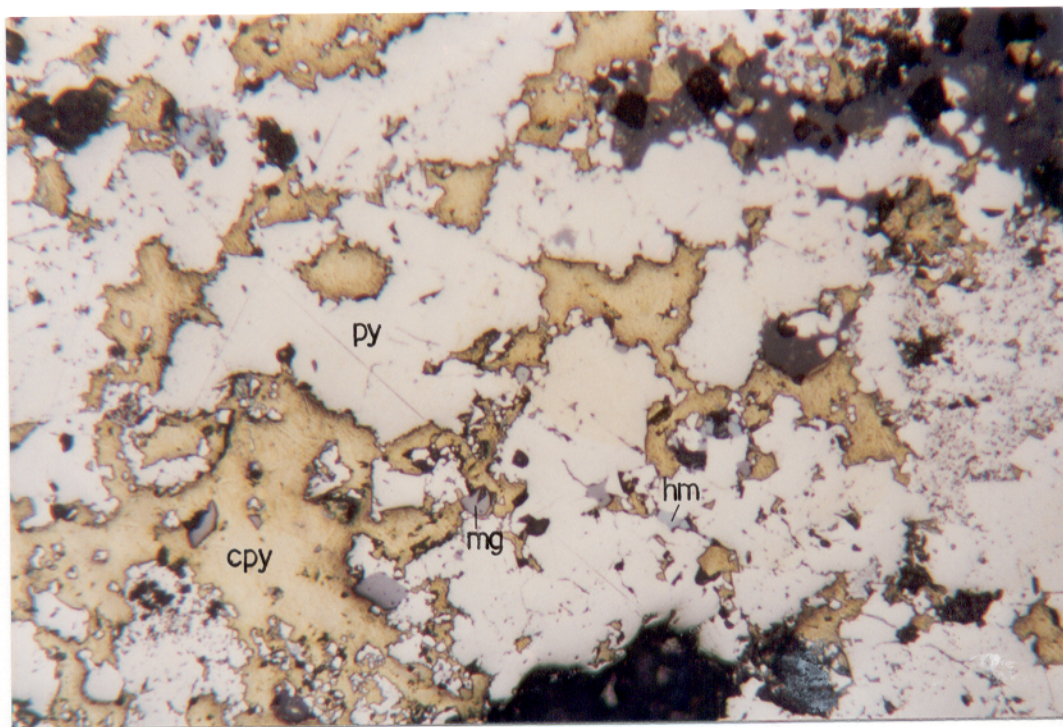


Figura 35 - Calcopirita (cpy) substituindo pirita (py) Observar cristais de magnetita (mg) e hematita (hm; azul claro) inclusos na pirita. Fotomicrografia em luz refletida. F-153/128,0 m

subédrica, magnetita, hematita e esfalerita, isoladas ou agrupadas, são comumente observadas nas massas de calcopirita.

A pirita é, em geral, menos abundante que a calcopirita, mas localmente pode ser o sulfeto dominante. Os cristais apresentam-se com formas diversas, desde cúbica perfeita até anédrica. Comumente são observadas feições de corrosão nos cristais de pirita, chegando a ter restos isolados de pirita em meio a calcopirita, o que indica ter sido a pirita um dos primeiros minerais a se precipitar. Os cristais de pirita apresentam tamanho desde 0,05 mm a 1 cm, e contatos poligonais quando inclusa no quartzo. Deformação frágil é nela identificada pelo desenvolvimento de clivagens ortogonais, bem como trilhas de pirita em formas aciculares. Inclusões de hematita, magnetita,

esfalerita, arsenopirita e substituição local por hematita são comumente observadas na pirita (Figuras 35 e 36). A pirita pode ocorrer também em vênulas cortando massas de calcopirita.

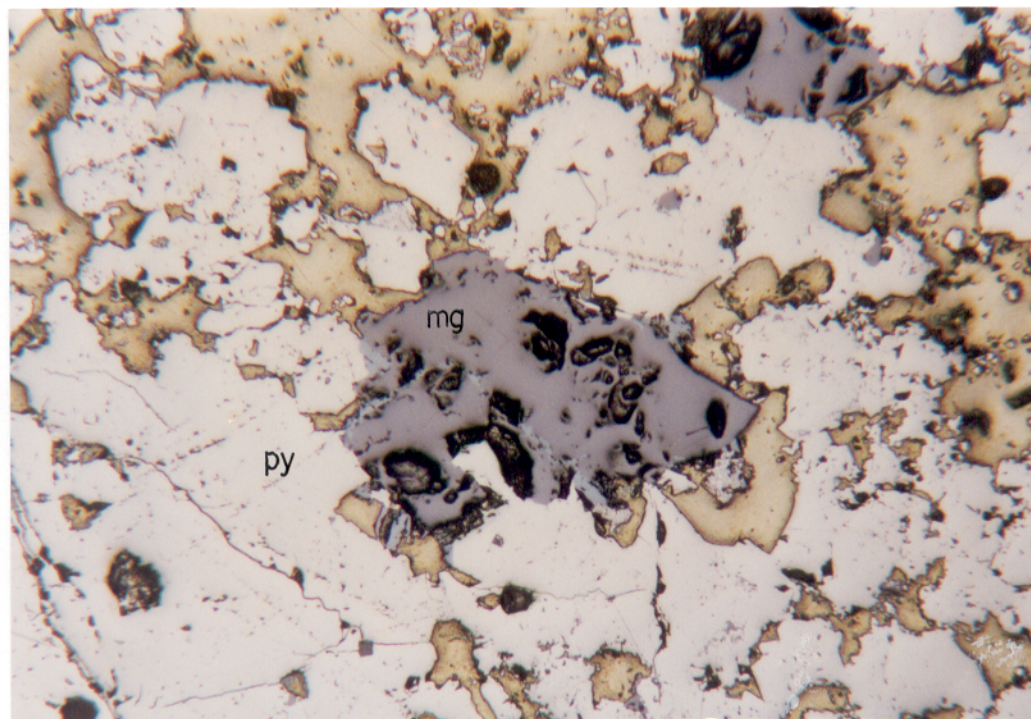
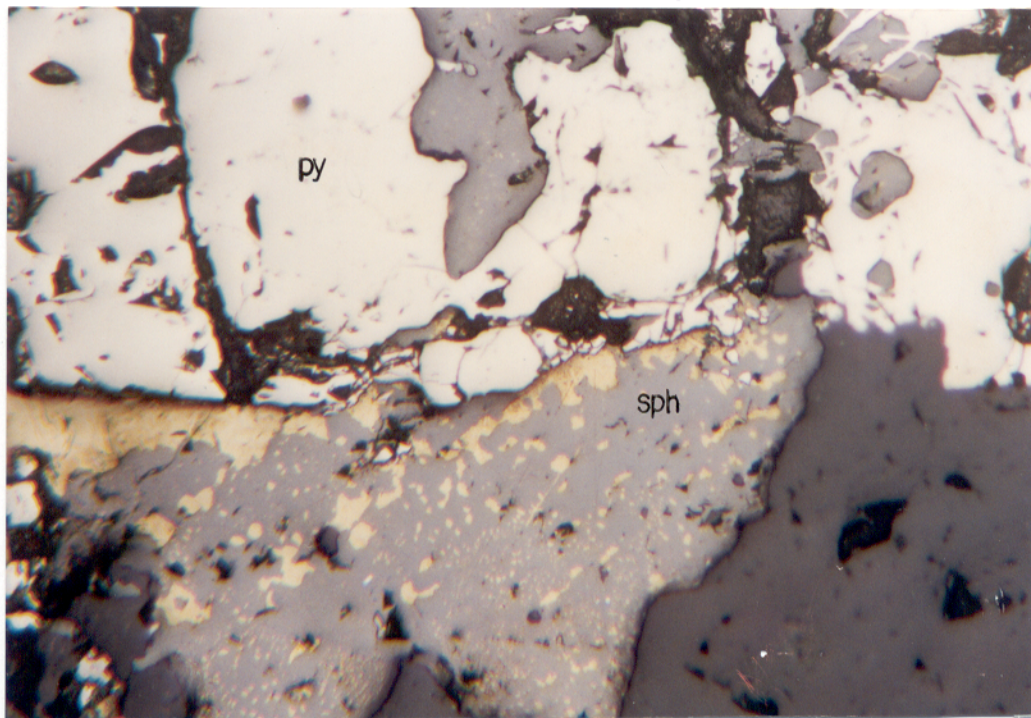


Figura 36 - Cristais de pirita (py) com bordas corroídas em meio calcopirita (cpy), e inclusão de grãos de magnetita (mg) hematitizada nas bordas . Fotomicrografia em luz refletida. F-153/131,1 m

A esfalerita ocorre em pequenos cristais anédricos, de até 0,1mm, isolados ou associados à hematita e à magnetita, todos inclusos na calcopirita e pirita. Vênulas de esfalerita apresentando cristais euédricos, de dimensões até 0,5mm e com exsoluções de calcopirita (Figura 37), são observadas cortando tanto a calcopirita como a pirita.



0,1 mm

Figura 37 - Esfalerita (sph; cinza claro) com inclusões em gotas de calcopirita (exsolução; cpy) e pirita (py) associadas, em veio de quartzo (cinza escuro). Fotomicrografia em luz refletida. F-153/142,9 m

Os cristais de magnetita são subédricos a anédricos, com tamanhos entre 0,1 e 0,3 mm, ocasionalmente com lamelas de hematita intercrescida. A hematita ocorre em pequenos grãos ou lamelas, inclusos e dispersos nas massas de calcopirita e pirita, nesta última predominantemente nas bordas.

A arsenopirita comparece em cristais euédricos, associada à pirita, nas bordas de vênulas de quartzo cortando massas de calcopirita (Figura 38). Outra ocorrência é na forma de lamelas, de cor levemente azulada, intercrescidas com pirita, observadas, em especial, na porção dos cristais de pirita com feições de corrosão.

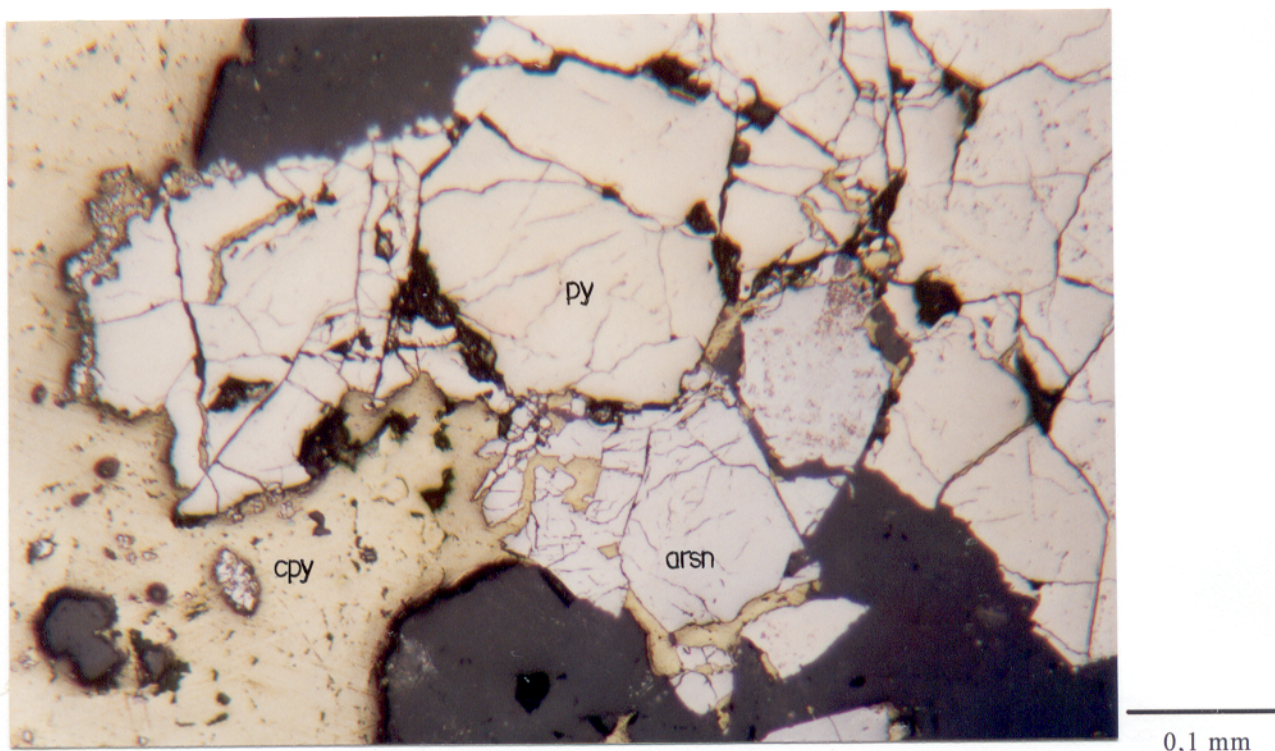


Figura 38 - Cristais subédricos de arsenopirita (arsn) e pirita (py) em veio de quartzo (qz) sendo substituídos por calcopirita (cpy). Fotomicrografia em luz refletida. F-153/128,7 m

A wolframita é de tipo ferberita (classificação via difração de raios-X) apresentando cor preta e brilho metálico. Constitui massas irregulares, cortadas por vênulas de pirita e calcopirita, bem como pequenas apófises em cristais de pirita e calcopirita (Figura 39). Possui contatos lobulados com a calcopirita e poligonais com a pirita. Foram observadas inclusões de pirita, calcopirita, hematita e quartzo na ferberita.

Concentrações subordinadas de cobaltita, bismutinita, estanita e tennantita foram detectadas por SOARES et al. (1994), a última em traços na zona de oxidação. Estas fases não foram identificadas no presente trabalho, por terem passado despercebidas ou por ocorrerem em cristais muito diminutos e de difícil identificação pelos métodos ópticos convencionais.

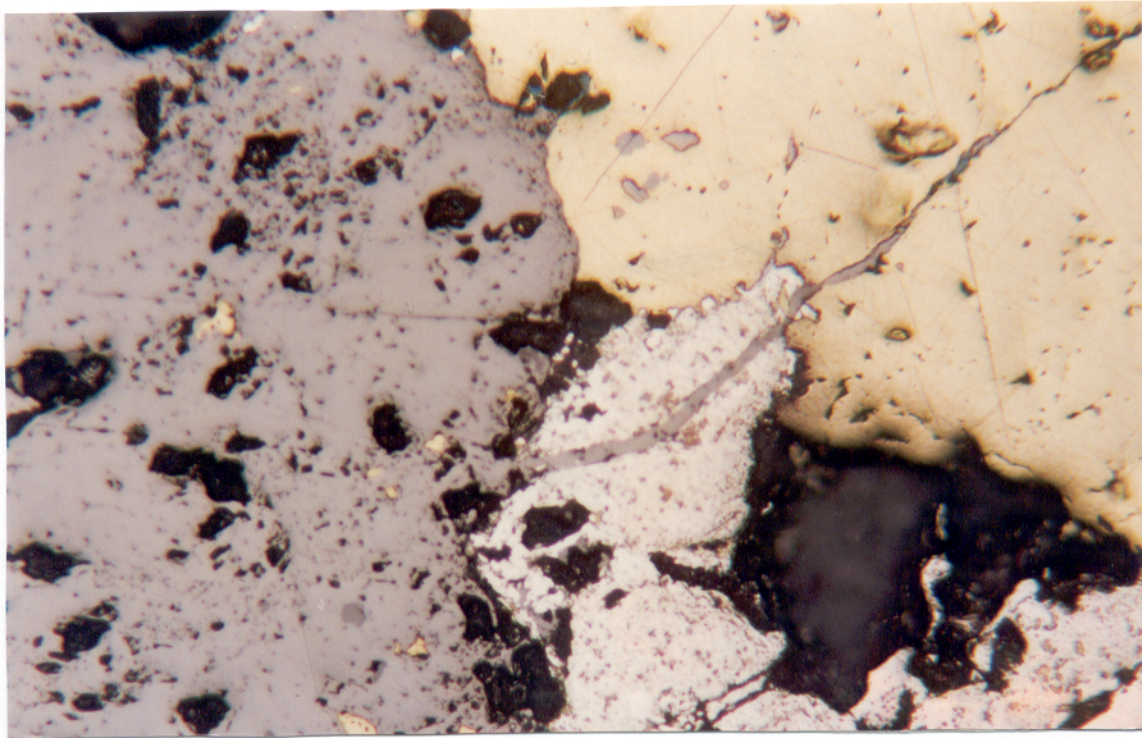


Figura 39 - Formas maciças de wolframita (wolf) em massas de calcopirita (cpy). Observar fina apófise de wolframita cortando o cristal de pirita (py). Covelita (cv; azul escuro) ocorre no contato wolframita/calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida. F-153/135,2 m

Com base nas relações texturais, pode-se dizer que a formação dos minerais de minério descritos nos veios de quartzo foi, no geral, concomitante. A pirita, a hematita e a magnetita devem ter sido as primeiras fases a se formar. A calcopirita apresenta feições de ter sido precipitada um pouco mais tardiamente que as demais fases, enquanto a wolframita foi gerada após a calcopirita. Entretanto, o fato de ocorrerem vênulas de pirita e wolframita cortando a calcopirita sugere uma reativação do sistema hidrotermal, com pulsações cíclicas. A precipitação de  $\text{FeS}_2$  deve ter sido prolongada durante o evento hidrotermal, seja como produto de remobilização da pirita precoce ou como uma fase tardia distinta.

### - Transformações Secundárias

A paragênese sulfetada primária do PAC foi afetada por processos de oxidação a profundidades variadas, chegando a atuar até 200 m (por exemplo, o furo F-139).

A calcopirita é o sulfeto que se apresenta mais fortemente alterado, chegando a formar ilhas isoladas em massas de calcocita (dominante) e bornita (Figura 40). A calcocita pode ocorrer também em pequenas vênulas ou pontuações dispersas nos veios de quartzo. A covelita ocorre de forma generalizada nas assembléias transformadas, mas em quantidades traços. Cobre nativo comparece em finas vênulas, preenchendo planos de fraturas, chegando a mostrar estrias de falhas normais ao mergulho dos planos de falha (Figura 41). Malaquita também foi observada substituindo sulfetos secundários.

A pirita ocorre esparsamente em pequenos cristais isolados em uma massa de calcocita, e mais comumente transformada para óxi-hidróxidos de ferro.

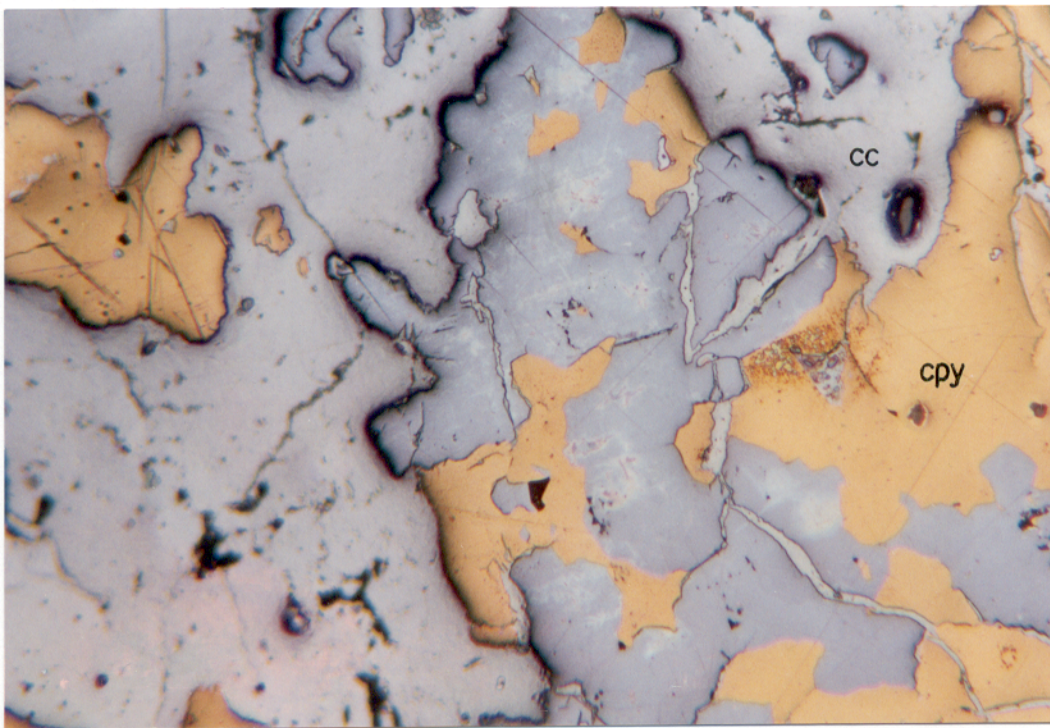


Figura 40 - Calcopirita (cpy) substituída por bornita (bn) e calcocita (cc). Vênulas de calcocita cortam a bornita e a calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida. Fotomicrografia em luz refletida. F-125/110,5 m

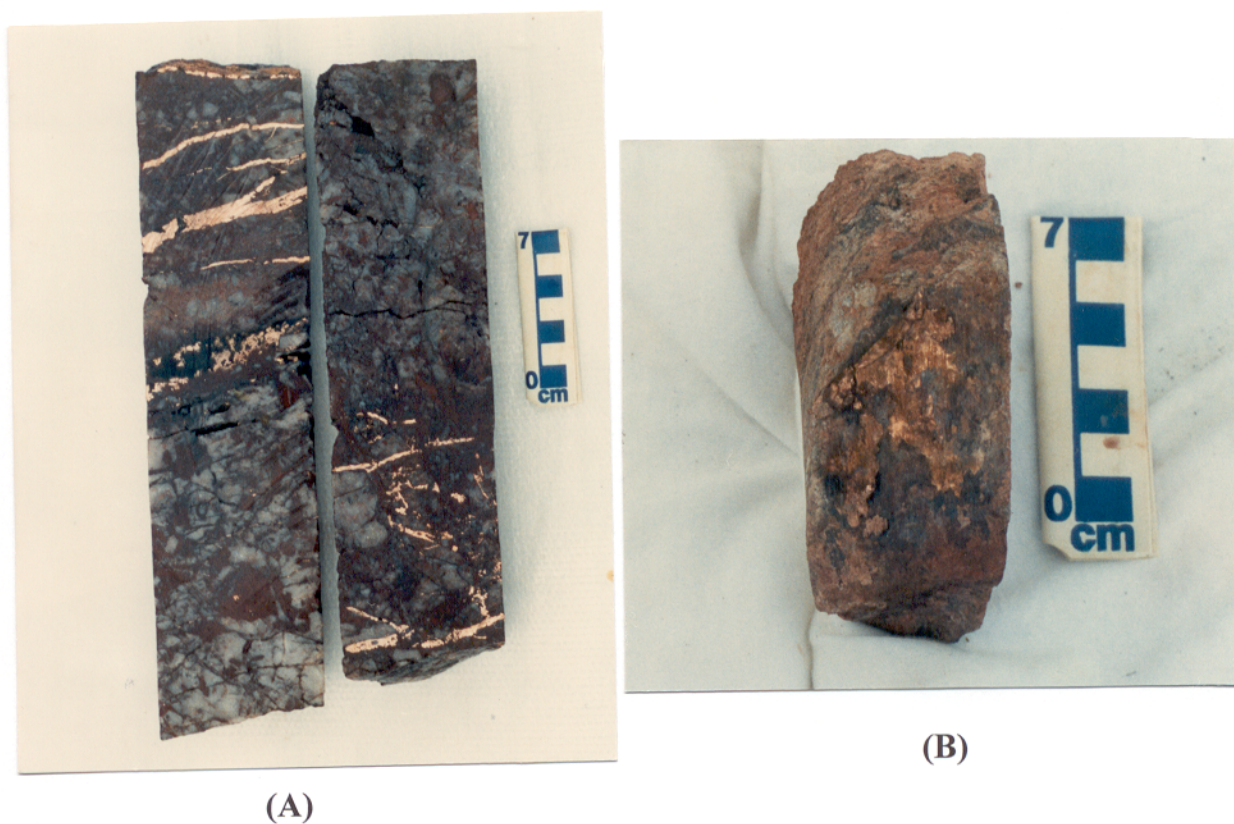
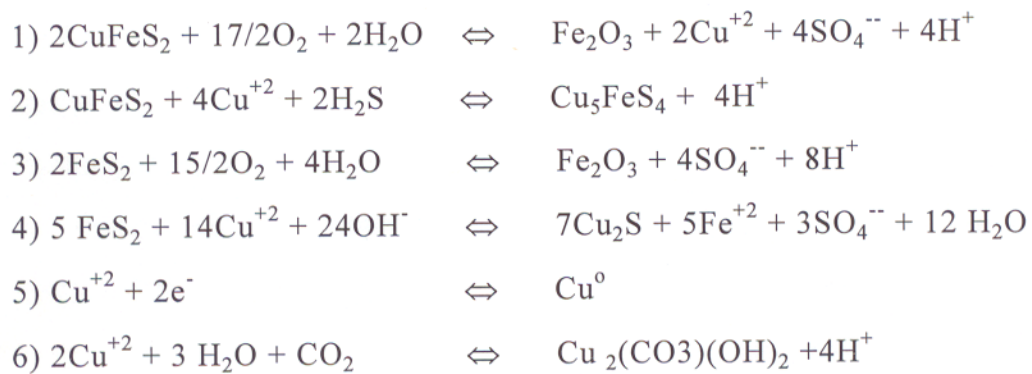
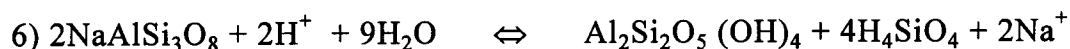


Figura 41 - (A) Vênulas de cobre nativo em veio de quartzo brechado. F-139/220,0 m. (B) Estrias de falhas no cobre nativo em veio de quartzo. F-139/221,0 m.

As reações abaixo representam algumas das transformações acima descritas:



A grande liberação de íons de  $H^+$  nas reações 1 e 2 aumenta a acidez do ambiente e pode ter propiciado o ataque aos silicatos das rochas gabróicas, particularmente o plagioclásio, e dos quartzos-arenitos (sericita), levando à produção de caolinita, que é comum nos sítios mais alterados supergênicamente, exemplificada pela reação abaixo:



### - Ocorrência e Distribuição do Ouro

O Au não foi detectado ao microscópio, mas foi descrito pela equipe da DOCEGEO (SOARES et al. 1994), com base em análises de microsonda, possuindo composição do electrum (75% de Au e 25% de Ag), nas seguintes formas: 1) incluso nos cristais de arsenopirita, 2) no contato entre pirita e calcopirita e 3) isolado nas massas de calcopirita. Os resultados analíticos obtidos pela DOCEGEO nos perfis de sondagem forneceram teores de até 40 g/t, bastante alto em comparação com os teores das rochas encaixantes, os quais comumente encontram-se abaixo do limite de detecção. Os teores mais elevados estão intimamente relacionados aos produtos de alteração supergênica da paragênese sulfetada que formam gossans, constituídos essencialmente por goethita, limonita, hematita, martita, quartzo, caolinita e turmalina (dados da DOCEGEO).

Os veios de quartzo gossanizados, descritos nos perfis da DOCEGEO, são de coloração marrom escura a cinza metálica, magnéticos ou não, com fragmentos porosos e maciços possuindo cavidades às vezes preenchidas por microdrusas de quartzo.

Os veios mostram também um enriquecimento em Cu, Ag e Co, o primeiro atingindo concentrações até 50% (dados da DOCEGEO).

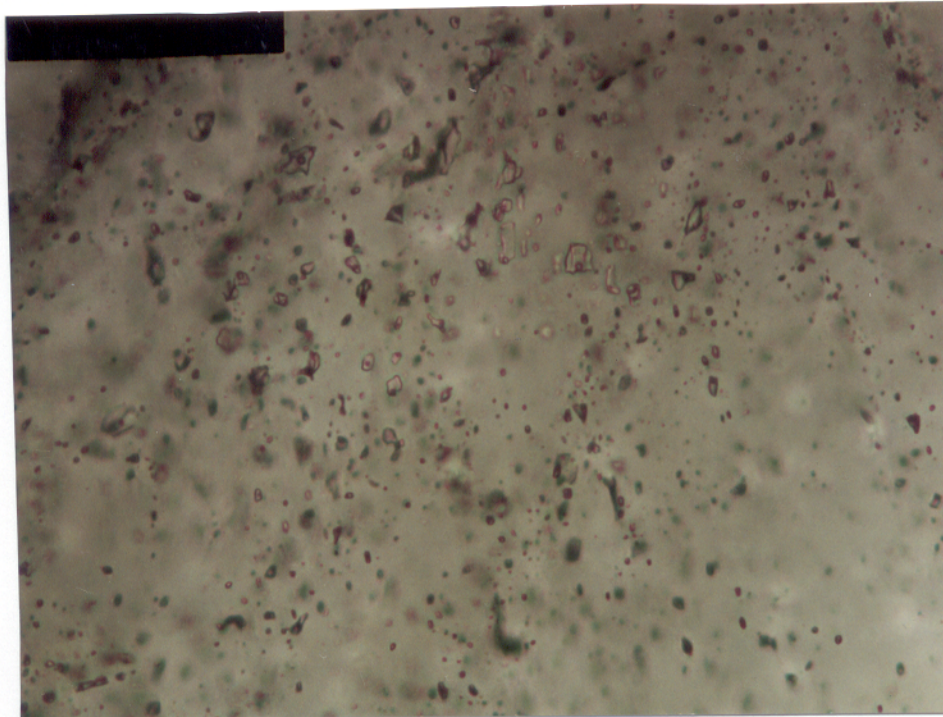
#### 4.4.2. Fluidos Hidrotermais

O estudo dos fluidos responsáveis pela mineralização e alteração hidrotermal foi baseado em análises microtermométricas de inclusões fluidas (IF) em 5 amostras de quartzo de veios, em particular naqueles com texturas maciça eudral, fantasma e em pente. As cloritas de hábitos vermicular e em palheta encontram-se associadas ao quartzo em pente e eudral. De modo geral, a distribuição das inclusões nas variedades de quartzo é irregular. No quartzo leitoso elas são muito numerosas, embora de tamanho bem diminuto ( $<2 \mu\text{m}$ ), enquanto que outras variedades mostram domínios com diferentes graus de abundância, alguns deles quase sem inclusões.

A análise petrográfica permitiu a identificação de quatro tipos principais de inclusões fluidas, classificadas segundo SHEPHERD et al. (1985) em líquido+vapor (L+V), líquido+vapor+sólido (L+V+S), líquido+sólido (L+S) e líquido (L), à temperatura ambiente.

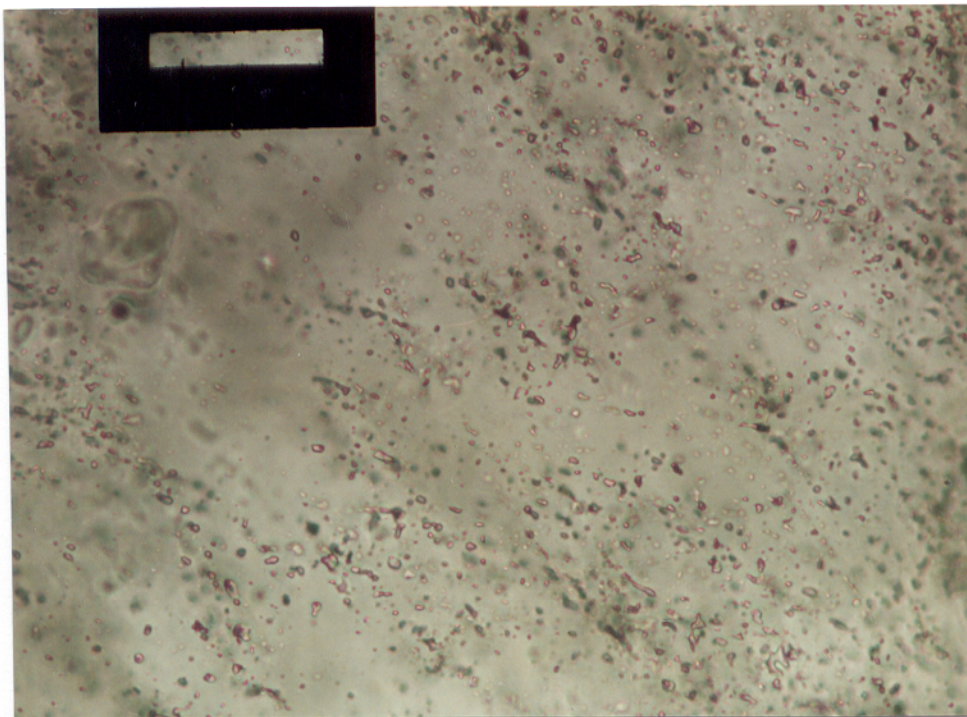
O tipo L+V consiste em inclusões aquosas bifásicas e corresponde à população que forneceu maior número de dados. Essas inclusões possuem elevada transparência, algumas exibindo leve birrefringência de cor rósea. Ocorrem sob as formas sub-arredondadas a arredondadas, alongadas, irregulares e, subordinadamente, facetadas (cristais negativos). O tamanho das IF varia de 3 a 15  $\mu\text{m}$ , predominando as menores (Figuras 42 e 43). A razão volume fase vapor/volume total varia muito pouco, com valores mais freqüentes em torno de 0,05. A maior parte das L+V analisadas é considerada como primária. Inclusões em fraturas cicatrizadas, com características e resultados microtermométricos similares as primárias foram observadas.

As inclusões L+V+S também são aquosas, mas contêm uma ou mais fases sólidas exibindo cores de birrefringência verde e amarelo, formas cúbica e retangular, o que sugerem tratar-se de halita. O tamanho dessas IF varia de 5 a 20  $\mu\text{m}$ , predominando aquelas menores que 10  $\mu\text{m}$ . A fase vapor ocupa no máximo 5% da cavidade, sendo o volume do cristal de saturação até 8 vezes maior do que o da fase vapor. Há predominância desse tipo de



25  $\mu\text{m}$

Figura 42 - Fotomicrografia de inclusões fluidas L+V, à luz natural, em cristais de quartzo em pente. F-125/115,0 m



25  $\mu\text{m}$

Figura 43 - Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas e monofásicas, em cristais de quartzo com feições de recristalização. Nicóis paralelos. F-125/115,0 m

inclusão quando o quartzo está intercrescido com sulfetos, o qual se torna mais translúcido, limpo e eudral. Apesar disso, a associação espacial com inclusões monofásicas e bifásicas dificulta estabelecer uma cronologia relativa para elas (Figuras 44 e 45).

As inclusões monofásicas são, em geral, líquidas, eminentemente aquosas, com formas arredondadas e tamanhos entre 2 e 10  $\mu\text{m}$ . Foram identificadas apenas durante a etapa de congelamento/aquecimento em que se observou fusão de gelo, com nucleação ou não de bolha gasosa, indicando fenômenos de metaestabilidade (ROEDDER, 1984). Os dados microtermométricos das IF monofásicas não foram considerados, embora os dados referentes às mudanças de fase fossem similares às das inclusões bifásicas circunvizinhas.

As inclusões constituídas por uma fase líquida e outra sólida (L+S) são relativamente comuns, tendo dimensões entre 3 e 15  $\mu\text{m}$ , formas irregulares, arredondadas ou facetadas. Em geral, as de tamanho menor ocorrem em fraturas cicatrizadas, juntamente com tipos monofásicos. As inclusões L+S também foram observadas no quartzo eudral intercrescido com sulfetos e nucleiam uma fase vapor, tanto na etapa de aquecimento como na de congelamento/resfriamento. Revelam, assim, um comportamento metaestável, constatando-se no segundo caso que a bolha desaparece a 4°C, à medida em que ocorre a fusão de hidrato e cristalização de halita.

Globalmente, as IF encontradas nas variedades de quartzo não mostram diferenças marcantes no grau de preenchimento (raramente com valor diferenciado) e nas dimensões da fase sólida sugerindo serem contemporâneas. O modo de ocorrência e a distribuição das IF nos quartzos estudados apontam para uma origem primária, com possíveis mudanças pós-aprisionamento indicadas pela ocasional presença de formas estranguladas (*necking down*).

Devido aos processos de recuperação cristalina (*recovery*) em resposta à deformação impressa no sistema de veios, as IF predominantes são as de tamanho pequeno, menores que 2  $\mu\text{m}$ , aparentemente monofásicas, distinguindo-se uma fase vapor naquelas

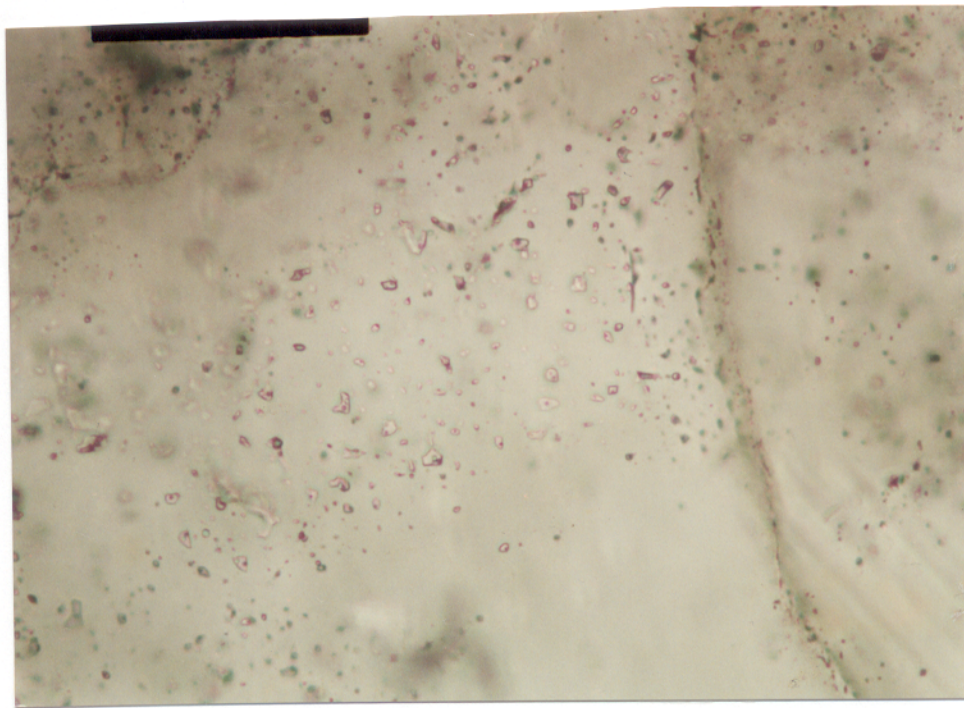
25  $\mu\text{m}$ 

Figura 44 - Grupo de inclusões fluidas L+V+S, de tamanhos reduzidos, no centro de cristais de quartzo, em vênulas fantasma. Fotomicrografia em nicóis paralelos. F-153/140,0 m

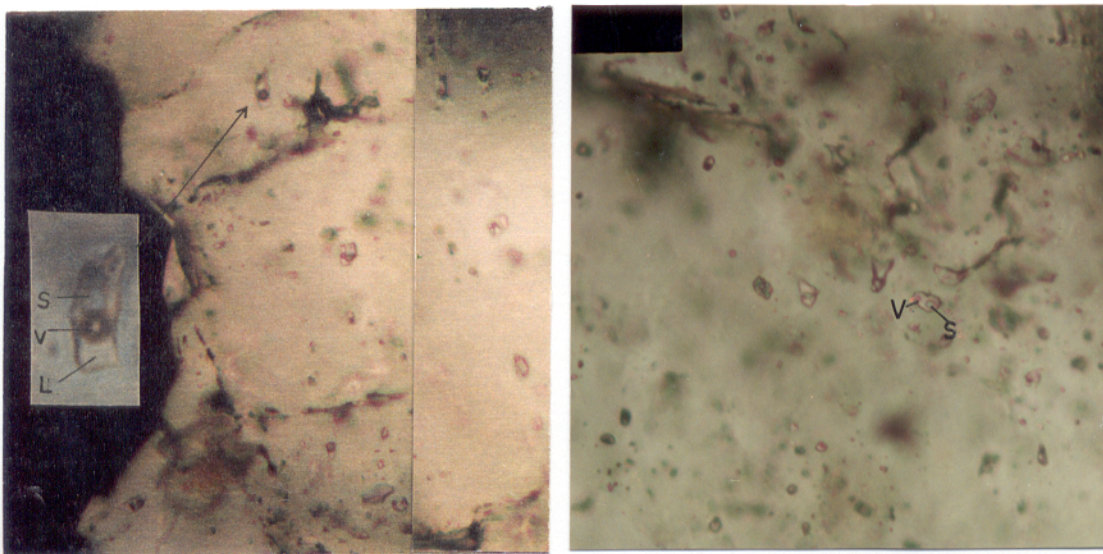
25  $\mu\text{m}$ 

Figura 45 - Fotomicrografia, à luz natural, de inclusões fluidas L+V+S em cristais de quartzo intercrescido com sulfetos. F-125/120,0m

de tamanho maior (Figura 43). A esses processos é atribuída a ausência de inclusões em determinadas zonas do quartzo, em especial naquelas com diminuição do tamanho dos cristais. Fraturas cicatrizadas são comuns, algumas francamente pseudo-secundárias, segundo os critérios de ROEDDER (1984), com inclusões tipo L+S e L predominantes.

### - Resultados Microtermométricos

Os resultados microtermométricos obtidos para as inclusões L+V e L+V+S, apesar de mostrarem variações nas temperaturas de mudanças de fase, serão descritas em conjunto. Na obtenção das temperaturas de mudanças de fase, representadas pelas temperaturas do ponto eutético ( $T_e$ ), de fusão de hidrato ( $T_{fh}$ ) e fusão de gelo ( $T_{fg}$ ), foi utilizado o método de congelamento seqüencial, descrito por HAYNES (1985). Este método consiste no congelamento repetido da inclusão antes da fusão final da fase sólida remanescente desejada (gelo ou hidrato). Esse procedimento favorece a nucleação da fase em estudo, facilitando seu reconhecimento e a determinação de seu ponto de fusão.

Na etapa de congelamento, via de regra, as IF congelaram no intervalo  $-80$  e  $-60^\circ\text{C}$ . Com o resfriamento gradual, mostraram a primeira fusão ( $T_e$ ) entre  $-62$  e  $-54^\circ\text{C}$ , predominantemente. Medidas mais altas foram obtidas para as L+V, não ultrapassando, porém,  $-30^\circ\text{C}$  (Figura 46). A  $T_e$  é utilizada para identificar os principais solutos do fluido aquoso. Os dados acima aproximam-se do ponto eutético determinado para os sistemas NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O ( $T_e = -52^\circ\text{C}$ , SHEPHERD et al., 1985) e NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O ( $T_e = -57^\circ\text{C}$ , CRAWFORD 1981) indicando, portanto, a presença dominante dos íons Na<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>, Cl<sup>-</sup>, nas soluções aquosas. A formação de fases meta-estáveis, em especial de hidratos de Ca e Mg, pode deprimir as temperaturas do eutético desses sistemas (DAVIS et al., 1990), explicando aqueles valores mais baixos. Com base nos dados experimentais desses autores, os valores encontrados para o ponto eutético representam molalidades para os componentes CaCl<sub>2</sub> e MgCl<sub>2</sub>, entre 0,75-1,8m e 0,96-1,7m, respectivamente.

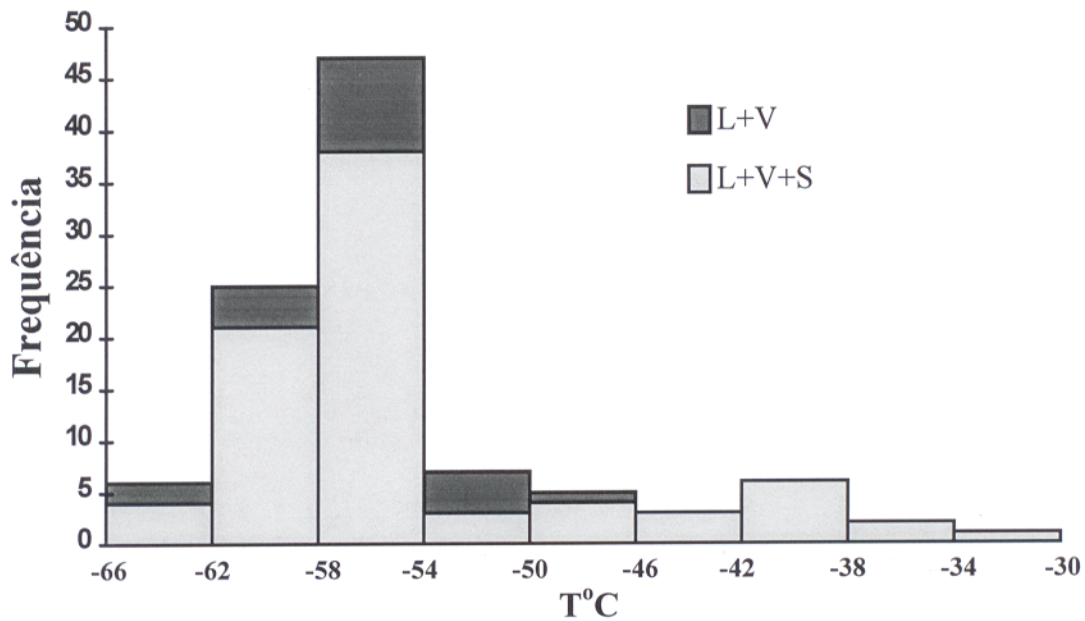


Figura 46 - Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético determinadas em inclusões fluidas presentes em cristais de quartzo de veios hidrotermais do Prospecto Águas Claras, Carajás.

Os cloretos de Na e Ca são componentes importantes e relativamente comuns em fluidos hidrotermais, ocorrendo em diversos ambientes geológicos. Na região de Carajás, foram determinados como componentes nos sistemas hidrotermais mineralizados Pojuca (MEDEIROS NETO, 1985; WINTER, 1994) e Bahia (RIBEIRO & VILLAS, 1990), bem como em veios no Granito Serra dos Carajás (JAVIER RIOS, 1991; JAVIER RIOS & VILLAS, 1994).

Por não existirem ainda dados experimentais para o sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ , os dados microtermométricos para os fluidos aquosos Águas Claras foram interpretados com base no sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ , que vem sendo reavaliado nos últimos 20 anos por vários pesquisadores (SHEPHERD et al., 1985, VANKO et al., 1988, DAVIS et al., 1990, OAKES et al., 1990 e WILLIAMS-JONES & SANSON, 1990).

No diagrama ternário NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, a trajetória da fusão, que é função da composição do fluido, pode ser descrita através do equilíbrio das fases que se formam com o aumento da temperatura. De forma simplificada, tem-se, a partir do ponto eutético, a fusão de hidratos de CaCl<sub>2</sub> (não observados), seguida da fusão do gelo ou do hidrato de NaCl (hidrohalita; Figura 47; VANKO et al., 1988; WILLIAMS-JONES & SANSON, 1990). Ambos os casos foram observados nas L+V estudadas, sendo o último mais comum, com temperaturas de fusão do hidrato entre -41,7 e -18,6°C com frequência maior entre -20/-25°C (Figura 48). Quando a hidrohalita funde primeiro, a composição muda, a partir da curva cotética gelo-hidrohalita, em direção ao vértice da H<sub>2</sub>O, com fusão completa do gelo. Imediatamente após a fusão da hidrohalita, reconhecida pela cor esverdeada de seus cristais, observam-se o reaparecimento da bolha e, comumente, o desenvolvimento de franjas de gelo ao redor da cavidade. Ao se fundirem, elas liberam a bolha que passa a se deslocar livremente. Nesse ponto, mediu-se a Tfg. As temperaturas de fusão do gelo para as L+V variam desde -30°C até próximo de 0°C, com um conjunto bem diferenciado no intervalo de 0°/-5°C (Figura 49). Utilizando as Tfg no sistema NaCl-H<sub>2</sub>O, sem considerar o teor de CaCl<sub>2</sub>, pode-se calcular a partir da equação de Bodnar apud GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) salinidades equivalentes da ordem de 0,53 a > 22,71 em peso de NaCl e densidades em torno de 0,9 até cerca de 1,1 g/cm<sup>3</sup> (Figura 50). Os valores de Tfg < -20,8°C não permitem estimar salinidades em % equiv. NaCl, por estarem abaixo do ponto eutético desse sistema.

Com respeito às inclusões L+V+S, após a fusão dos primeiros cristais (Te), é o gelo que funde a seguir. Com o aumento da temperatura, a composição do sistema muda ao longo da curva cotética gelo-hidrohalita, até o desaparecimento total do gelo, penetrando no campo da hidrohalita+líquido. Ao atingir a outra curva cotética, a hidrohalita converte-se em halita, sem que a composição se modifique. A identificação da hidrohalita foi facilitada pela fusão incongruente para halita, com forma e posição distintas das observadas na etapa pré-congelamento. As temperaturas obtidas para fusão

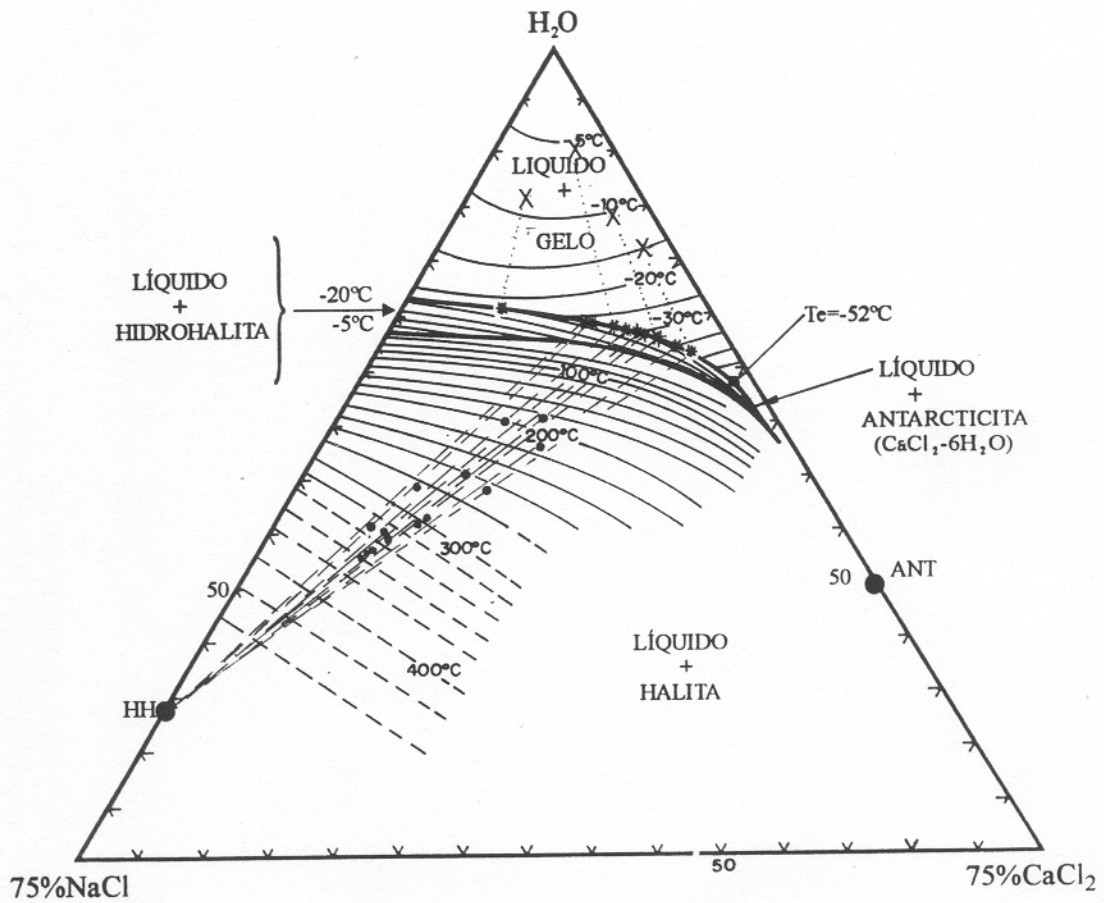


Figura 47 - Diagrama ternário NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O em que estão representadas temperaturas de fusão do gelo (X), de fusão da hidrohalita (\*) e de dissolução da halita (o) medidas em inclusões fluidas em cristais de quartzo de veios hidrotermais do Prospecto Águas Claras, Carajás (PA). Modificado de VANKO et al. (1988) e WILLIAM-JONES & SAMSON (1990).

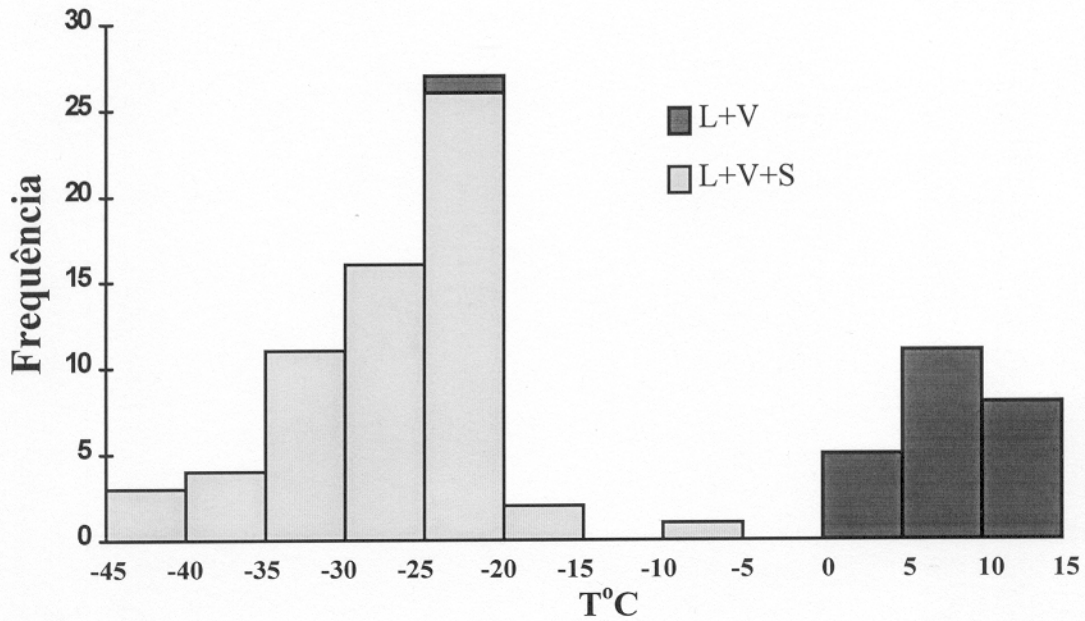


Figura 48 - Histograma de frequência das temperaturas de fusão da hidrohalita determinadas em inclusões fluidas em quartzo de veios hidrotermais do Prospecto Águas Claras, Carajás.

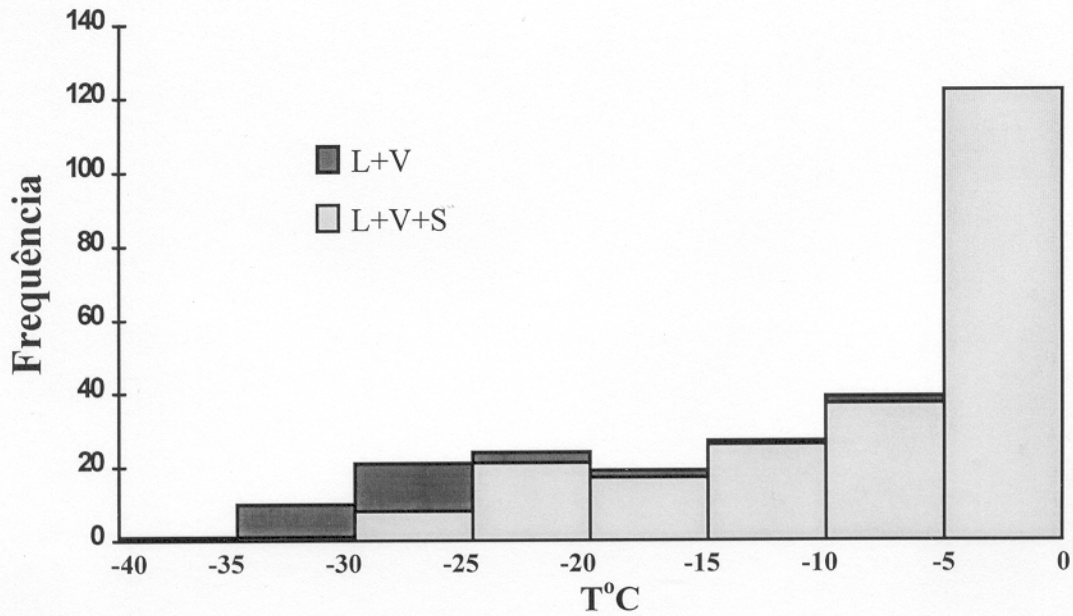


Figura 49 - Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo determinadas em inclusões fluidas em cristais de quartzo de veios hidrotermais do Prospecto Águas Claras, Carajás.

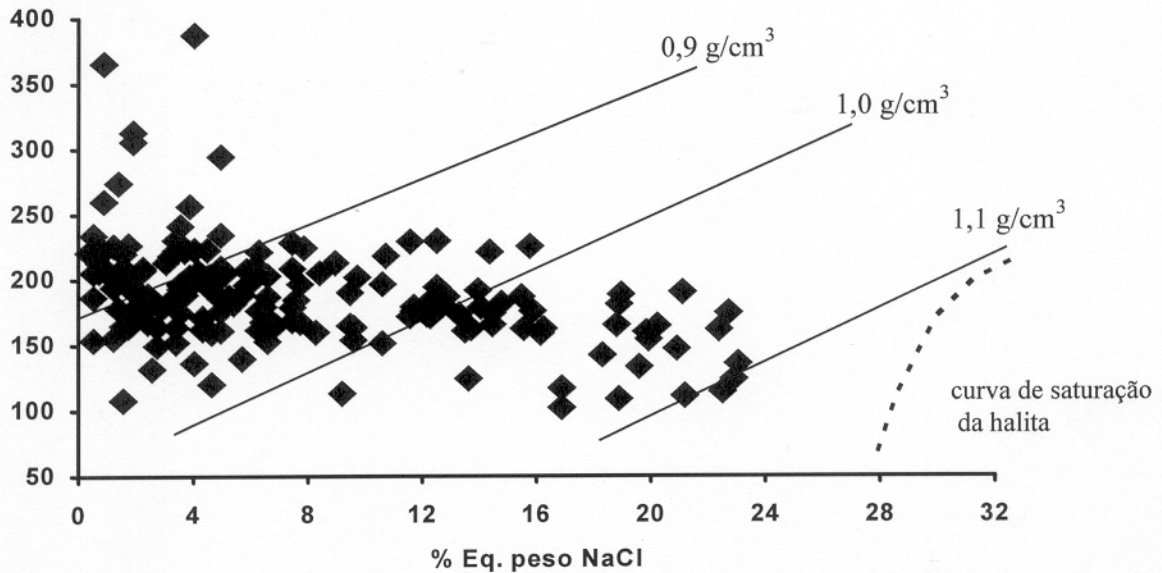


Figura 50 - Diagrama temperatura de homogeneização total (Th) vs salinidade contendo dados microtermométricos de inclusões fluidas L+V em veios de quartzo, com isócoras do sistema NaCl-H<sub>2</sub>O (Prospecto Águas Claras, Carajás -PA).

da hidrohalita, entretanto, não são aplicáveis ao diagrama, pois ocorreram acima de 0°C, entre 5 e 12°C, típicas de metaestabilidade, com comportamento similar ao descrito por VANKO et al. (1988) e ZWART & TOURET (1994). As temperaturas de fusão do gelo para as L+V+S registram valores predominantemente entre -25,6 e -30,5°C (Figura 49).

Na etapa de aquecimento, as inclusões L+V sofreram homogeneização total via desaparecimento da fase vapor, com valor mínimo de 102,3°C e máximo de 387,4°, predominando o intervalo entre 160-190°C, que é a faixa representativa de temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos (Figura 51).

Nas inclusões L+V+S, a fase vapor foi a primeira a se homogeneizar, incorporando-se à líquida a temperaturas em torno de 150-200°C, seguida do desaparecimento gradual dos cristais de saturação, os quais apresentaram temperaturas de fusão variáveis entre 185 e 360°C (Figura 51). Na grande maioria, as inclusões

trifásicas sofreram crepitação ou vazamento, determinando-se apenas a temperatura mínima de dissolução da halita. Nas inclusões com dois sólidos um deles não se dissolveu, mesmo a temperaturas de 550°C, sem mostrar diminuição de volume, sugerindo tratar-se de sólido aprisionado e não de saturação, pois, durante a fase de congelamento, esses cristais permanecerem também imutáveis.

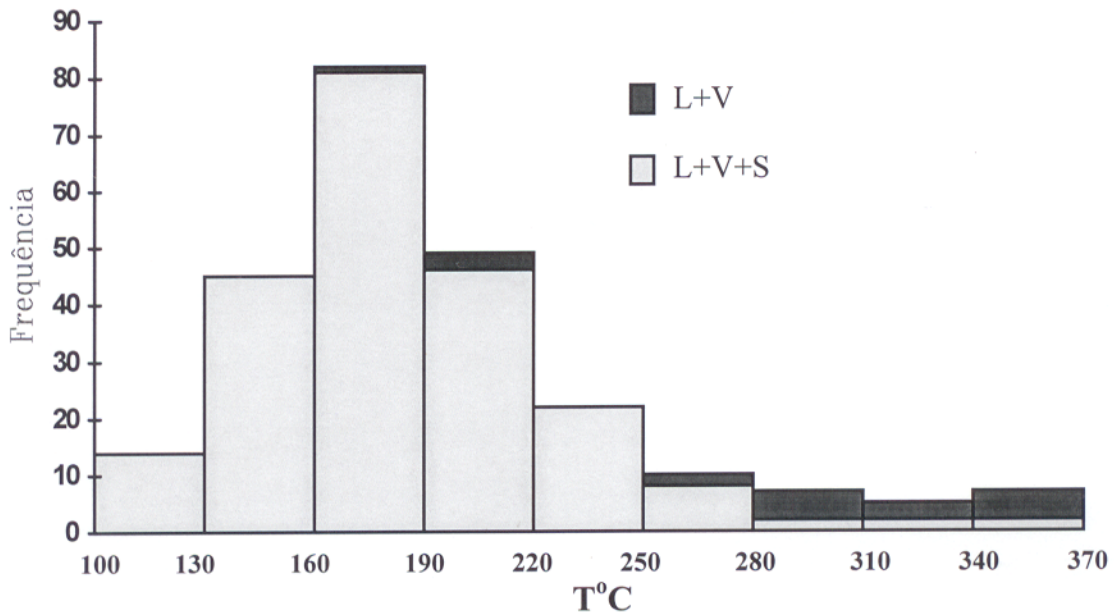


Figura 51 - Histograma de freqüência das temperaturas de homogeneização total determinadas em inclusões fluidas em quartzo de veios hidrotermais do Prospecto Águas Claras, Carajás.

Utilizando-se as temperaturas de dissolução da halita, pode-se estimar salinidades equivalentes entre 30 e 45% de NaCl, calculadas segundo a equação de Sterner e outros apud GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994).

A metaestabilidade foi comumente observada durante a etapa de congelamento da análise microtermométrica, sendo evidenciada pelas seguintes observações: 1) nas L+V+S, pelo desaparecimento da fase sólida, fusão incongruente da hidrohalita acima de 0°C e pela fusão de gelo na presença de halita; 2) nas L+V, pelo desaparecimento da fase

vapor e nucleação de fase sólida, indicando nesse último caso a presença de inclusões supersaturadas em halita à temperatura ambiente.

Os fenômenos de metaestabilidade prejudicaram a obtenção mais precisa de algumas medidas, em especial a salinidade das IF tipo L+V.

Com base nos valores médios das temperaturas de fusão da hidrohalita e gelo, determinadas para as inclusões L+V, pôde-se estimar as composições desses fluidos em 81-90% de H<sub>2</sub>O, 2-7% de NaCl e 5-17% de CaCl<sub>2</sub>, representadas na porção superior do diagrama NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (Figura 47).

Para as inclusões L+V+S, a composição dos fluido foi estimada com base nas temperaturas de dissolução da halita e fusão do gelo, estando representada no campo halita + líquido da Figura 47 , com valores de H<sub>2</sub>O, NaCl e CaCl<sub>2</sub>, entre 55-65%, 15-35% e 10-15%, respectivamente.

Particularmente no quartzo fantasma, foi observado um zoneamento, em que as inclusões na parte central do veio (L+V e L+V+S) possuem salinidades mais altas (20-25 % eq.NaCl) e temperaturas de homogeneização total mais baixas (150-160°C) do que as das bordas do veio com homogeneização em torno de 200°C e salinidades na faixa de 5-10 % eq. NaCl.

As temperaturas mínimas, obtidas para os fluidos mineralizantes do Prospecto Águas Claras, foram comparadas com aquelas determinadas com o geotermômetro da clorita. Esse geotermômetro, proposto empiricamente por CATHELINEAU (1988), é baseado na concentração atômica de Al no sítio tetraédrico (Al<sup>IV</sup>), que aumenta linearmente com o aumento da temperatura. A clorita analisada possui composição homogênea (Anexo) independentemente da forma na qual ocorre (vermicular ou em palhetas). Os valores para Al<sup>IV</sup> variaram de 2,67 a 2,56 e, assim indicam, segundo a equação proposta por aquele autor, temperaturas entre 338,4 e 379,1°C, e média de 358,2°C. Essas temperaturas são equivalentes às temperaturas de homogeneização total determinadas nas inclusões trifásicas, através da dissolução de cristais de halita.

## 5. DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

### 5.1. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Alteração e deposição hidrotermais são processos de trocas químicas irreversíveis e mútuas entre soluções e rochas. A natureza das soluções depende, portanto, principalmente da composição da rocha e do fluido, das condições físico-químicas na interface rocha-fluido e da razão fluido-rocha (ROSE & BURT, 1979).

As rochas encaixantes da mineralização de sulfetos de Fe-Cu (Au) do Prospecto Águas Claras (PAC) sofreram intensa e diversificada alteração hidrotermal, provocada pela interação com os fluidos formadores do sistema de veios/vênulas de quartzo.

Os sedimentos siliciclásticos da Formação Águas Claras, de idade arqueana, preservam um considerável número de estruturas sedimentares primárias e secundárias, que caracterizam um ambiente deposicional marinho-transicional (depósitos plataformais, litorâneos e fluviais; NOGUEIRA, 1995).

No PAC, os quartzo-arenitos são os principais litotipos daquela unidade, apresentando, ainda, feições texturais relacionadas a processos de diagênese (descritos no item 4.3.1.1). O cimento sintaxial é a principal feição diagênética observada, além de linhas de “sujeira” entre os bordos do grão e o cimento, os quais indicam infiltração de material argiloso (?) e líquidos intersticiais (linhas de minúsculas inclusões fluidas) durante a diagênese. O cimento é essencialmente silicoso e confere à rocha um aspecto silicificado com arcabouço fechado. Contatos suturados entre os cimentos dos grãos indicam a participação de processos de dissolução sob pressão litostática (McBRIDE, 1985). Salienta-se que não foram levadas em consideração no presente estudo as diferenças texturais entre os arenitos dos depósitos fluviais, litorâneos e marinhos, pois, em termos composicionais, todos são quartzo-arenitos (NOGUEIRA, 1995) e respondem da mesma forma à alteração hidrotermal, variando apenas a intensidade.

Nos quartzo-arenitos estudados, descreve-se uma “matriz” constituída por sericita,

de granulação fina, semelhante à sílica microcristalina (não se descartando sua presença), pós-deposicional, e de origem hidrotermal, que foi precipitada a partir de soluções aquosas em desequilíbrio com a rocha encaixante, haja vista feições de corrosão no cimento e nos grãos de quartzo. Nessa “matriz” observa-se, também, sericita recristalizada na forma de palhetas (tipo *flakes*) ou em leques, de granulação média, bem como lamelas subeudrais de muscovita. O termo matriz é utilizado entre aspas por ter caráter apenas descritivo, pois na literatura sedimentar refere-se a material fino entre grãos detríticos, de origem deposicional, ao contrário do observado nesses arenitos.

Os processos de cloritização e turmalinização nos quartzo-arenitos, intimamente relacionados à mineralização, são sempre vinculados a veios/vênulas, enquanto que a sericitização deles independe. A presença de sericita é comumente descrita em orto-arenitos aflorantes na Serra dos Carajás e considerada como pós-deposicional, mas, de modo geral, sem conotação genética (FIGUEIRAS & VILLAS, 1984; FIGUEIRAS et al., 1987; NOGUEIRA, 1995). A ocorrência de sericita em 1) arenitos venulados, com ou sem zoneamentos, 2) em vênulas cortando outras de turmalina e 3) em vênulas de calcopirita+pirita indica, contudo, que há uma geração de sericita nos quartzo-arenitos associada à mineralização e aparentemente desatrelada daquela da “matriz”.

Face a essa observação, passou-se a indagar se as diferentes formas de ocorrência e granulações da sericita não estariam relacionadas a gerações distintas deste filossilicato nos quartzo-arenitos. Assim, a sericita fina (correspondendo àquelas descritas em várias ocorrências na região) poderia representar uma fase mais precoce, generalizada, e a sericita de granulação maior, uma fase mais tardia e diretamente relacionada à mineralização.

BOCALON et al. (1994) sugerem que os intraclastos de argilito e grãos de feldspato poderiam ser a fonte da matriz argilosa (ilita e esmectita) encontrada nos arenitos aflorantes na estrada de acesso à Mina do Igarapé Bahia (nas proximidades do PAC). Essa hipótese é prejudicada pelas baixas quantidades desses constituintes nos

arenitos, que são estimados em pouco mais de 5% (COSTA, 1992; BOCALON et al., 1994; ANAISSE Jr., 1995 e o presente trabalho). Outros componentes na matriz também foram descritos em arenitos da região, como pirofilita (FIGUEIRAS & VILLAS, 1984) e caolinita ilitizada/sericitizada (NOGUEIRA, 1995; ANAISSE Jr., 1995).

Um estudo detalhado das características petrográficas relacionadas ao ambiente sedimentar desses arenitos, bem como de amostras de locais diversos na região, ajudaria a entender a gênese da sericita e a comprovar ou não a existência de duas gerações, com conseqüências no aspecto temporal do evento mineralizante.

A cronologia entre sericita e clorita é complicada, pois na interface em que são observadas, elas podem ocorrer em palhetas intercrescidas ou apresentar feições de substituição mútua. No primeiro caso, elas seriam contemporâneas e ligadas à mineralização, enquanto no outro as relações texturais ambíguas não permitiram dizer qual delas é mais tardia ou mais precoce. Além disso, a coexistência de uma mica verde com cor de interferência alta, que pode representar um termo intermediário entre ambas (fengita?) ou ser produto de substituição de um daqueles dois filossilicatos, torna mais difícil ainda a interpretação paragenética.

Os quartzo-arenitos com proporção modal de minerais hidrotermais menor que 5% e, assim, considerados como pouco alterados apresentam composição química homogênea, com teores de  $\text{SiO}_2$  perfazendo mais de 97% do peso da rocha. Aqueles com teor modal de minerais hidrotermais menor ou igual a 50% foram considerados como representantes dos quartzo-arenitos intensamente alterados, sendo os processos de sericitização e cloritização marcados por enriquecimentos em  $\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{FeO} + \text{MgO}$ , respectivamente, enquanto que a turmalinização é essencialmente caracterizada pelos valores elevados de boro. Apesar de os arenitos serem, em geral, considerados quimicamente não reativos, há nos quartzo-arenitos de Águas Claras muitas evidências de desequilíbrio (corrosão dos grãos detríticos, substituição do cimento silicoso, etc.). Além disso, eles mostraram muito boa correlação entre o conteúdo mineralógico e o

quimismo, definindo claramente o tipo de alteração hidrotermal presente. Os teores mais elevados de Zn e Cu nos quartzo-arenitos, com turmalinização e cloritização, confirmam a contemporaneidade desses processos com a mineralização. Concentrações altas de W em comparação com arenitos diversos (WEDEPOHL, 1976) e localmente de Sn associado à turmalinização sugerem a incorporação destes metais a partir de fluidos mineralizantes. O grau de sericitização, de modo geral, mostrou uma boa correlação positiva apenas com Cu e As.

O comportamento químico de vários elementos, no que diz respeito à alteração hidrotermal das rochas encaixantes e à mineralização, já discutido no ítem 4.3.2., pode ser visualizado na Tabela 5.

Independentemente do tempo de formação das duas variedades de sericita, o processo de sericitização, no estudo das mudanças químicas sofrida pelos arenitos, foi tratado como um só, pois ambas ocorrem juntas e são de origem hidrotermal.

As rochas gabróicas têm composição toleítica e foram alojadas em ambiente continental. Ocorrem na forma de diques e sills intrusivos nos sedimentos da Formação Águas Claras, tendo sofrido transformações químicas e mineralógicas devido à reações com fluidos aquosos, caracterizadas como metamórfico-hidrotermais. A preservação de texturas magmáticas indica que esse processo foi essencialmente térmico, sem deformação expressiva associada (BARROS et al., 1994a).

A comparação das composições químicas das rochas gabróicas estudadas por BARROS et al. (op. cit.) com as do presente trabalho mostra que as transformações químicas (e mineralógicas) relacionadas ao evento mineralizante são distintas daquelas descritas pelos autores acima. Os processos associados à mineralização são representados por uma assembléia de minerais hidratados, resultantes da transformação e/ou substituição pseudomórfica das fases minerais pré-existentes. Quimicamente eles são marcados por uma intensa lixiviação de Na<sub>2</sub>O e CaO, enriquecimento relativo de FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e intenso de H<sub>2</sub>O, bem como empobrecimento relativo de SiO<sub>2</sub>

(Tabela 5). O maior aporte de água às rochas está refletido na cristalização de grandes quantidades de clorita, sericita e argilo-minerais. O Cu e o Zn apresentam teores mais elevados nos gabros hidrotermalizados, demonstrando uma relação simpatética com o grau de alteração.

A presença de albita e epidoto nas rochas gabróicas pode estar relacionada tanto ao evento metamórfico-hidrotermal, quanto ao evento mineralizante, já que as condições de temperatura entre os dois eventos são equívales.

Tratando-se as rochas encaixantes em conjunto, pode-se considerar que a cloritização foi o processo hidrotermal mais importante relacionado à mineralização, com transformação total das assembléias originais no caso dos gabros e parcial no caso dos arenitos. Observações microscópicas nos quartzo-arenitos e gabros sugerem a existência de duas cloritas, uma de cor azul anômala e outra marrom, em nicóis cruzados, que poderiam ser reflexo da própria evolução do fluido, ou ainda, uma delas ser relicto da clorita metamórfico-hidrotermal descrita por BARROS et al. (1994a).

Vênulas de turmalina formaram-se com maior intensidade nos arenitos do que nos corpos gabróicos. A fonte do B poderia ser as próprias rochas sedimentares de ambiente marinho, pois rochas dessa natureza possuem valores de boro relativamente altos (CHRIST & HARDER, 1976). A argilização, por outro lado, foi mais intensa nos gabros, sendo representada quimicamente por teores mais elevados de  $Al_2O_3$  e  $H_2O$ , e mais baixos de álcalis e CaO.

Apesar das ambiguidades e incertezas, a sericitização nos quartzo-arenitos é devida a processos hidrotermais, com provável geração de duas sericitas, uma precoce, de granulação fina, independente da mineralização, e outra, de granulação média, tardia e geneticamente a ela associada. Nos gabros, além da sericita associada à saussuritização do plagioclásio, há outra, em planos de foliação, que seccionam e amendoam vênulas de clorita, indicando formação de sericita posterior à clorita. Aquela associada à saussuritização pode estar relacionada a ambos os eventos, metamórfico-hidrotermal e

hidrotermal/mineralização.

A carbonatação associada à mineralização é tardia em relação aos demais processos, definida por vênulas de siderita que cortam tanto as rochas encaixantes quanto os sulfetos nos veios de quartzo.

Tabela 5 - Quadro comparativo da distribuição dos componentes químicos no processo hidrotermal associado à mineralização.

LITOLOGIA	PROCESSOS HIDROTERMAIS	COMPONENTES REDISTRIBUÍDOS	COMPONENTES ADICIONADOS	COMPONENTES LIXIVIADOS
Diabásios/ Gabros	Cloritização,serici- tização,argilização, silicificação, ± tur- malinização, ± car- bonatação	FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , K <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, B, Cu, Zn, Co, CO <sub>2</sub> , S	CaO, Na <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub>
Quartzo- arenitos	Cloritização,serici- tização,turmalini- zação,silicificação, ± argilização		K <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, B, TiO <sub>2</sub> , Cu, Zn, As, W, Sn, S	SiO <sub>2</sub>

## 5.2 - SISTEMA DE VEIOS

O depósito de sulfetos de Águas Claras é do tipo veio, espacialmente relacionado a zonas de cisalhamento, de direção geral NE-SW, com movimentação aparente sinistral e comportamento frágil a frágil-dúctil, que colocou lado a lado rochas areníticas e gabróicas e propiciou uma maior interação das soluções hidrotermais entre as rochas encaixantes. O minério nos veios é do tipo disseminado a maciço, localmente do tipo *stockwork* e brechado. Como a mineralização é contemporânea com o desenvolvimento da zona de cisalhamento, necessita-se de um estudo detalhado das relações geométrica e temporal dessa zona, bem como com as principais estruturas da região para se ter uma compreensão das condições estruturais/tectônicas em que a mesma se formou.

A zona de cisalhamento possui comportamento principalmente frágil, com feições de brechas e cominuição associada. Por vezes, observa-se nas rochas gabróicas uma foliação incipiente, amendoando porções da mesma. O quartzo nos veios apresenta feições de recristalização dinâmica e geminação mecânica, que atestam um comportamento mais frágil-dúctil para o sistema. Os quartzo-arenitos comportaram-se de modo frágil, relacionado a sua maior competência, em relação às rochas gabróicas.

Em geral, a formação de veios se dá com abertura de fraturas em ambiente de baixo *stress* com alta pressão de fluidos. Podem se formar através de falhas de tensão normal ao *stress* principal ou fraturas de cisalhamento (HODGSON, 1989).

Um dos mecanismos mais simples para explicar a formação de juntas é o fraturamento hidráulico, que é causado quando a pressão dos fluidos ( $P_f$ ) excede a pressão confinante, em uma quantidade igual ou maior que a força tensional (*tensile strength*) da rocha. Esse mecanismo pode ser induzido por reservatórios hidrotermais geopressurizados (FYFE et al., 1978; KERRICH, 1986).

A circulação de fluidos nas fraturas formadas é favorecida pelos espaços criados no deslocamento relativo entre superfícies irregulares. Durante essa movimentação a diferença de pressão (*stress* -  $P_s$ ) entre as zonas de tensão ( $P_f > P_s$ ) e de alívio ( $P_f < P_s$ )

gera um gradiente favorável à circulação de fluidos (GUHA et al., 1983; FYFE et al., 1978). Células de convecção também são comumente citadas para explicar a circulação de fluidos.

A natureza do sistema hidrotermal e as condições estruturais controlam e determinam os tipos texturais do quartzo nos veios. O quartzo sendo a fase mais comum, ao longo dos canais abertos, deve refletir as condições prevalecentes durante a formação dos veios. Segundo ADAMS (1920) e DOWLING & MORRINSON (1989), as texturas de quartzo em pente, drusiforme e tipo pluma são encontradas em ambientes de baixa pressão, próximas à superfície, preenchendo espaços livres. O quartzo maciço, fantasma e brechado são de ambientes um pouco mais profundos.

A presença comum de fragmentos das rochas encaixantes (venuladas e com alteração hidrotermal ou não), além do próprio veio de quartzo (comumente do tipo eudral e fantasma, cisalhado ou não) indicam repetidos episódios de fraturamento e penetração de fluidos no ambiente de formação do minério. Repetidas gerações de quartzo podem ser bem mais o resultado de múltiplos eventos hidrotermais do que de atividade sísmica ao longo da estrutura hospedeira (DOWLING & MORRINSON, 1989). O contrário é postulado por SIBSON (1987) e SIBSON et al. (1988) que assinalam mecanismos de formação de veios dependentes de efeitos dinâmicos associados a sismicidade. Um modelo de falhas reversas de alto ângulo, funcionando como válvulas ativadas por pressão de fluido, é proposto para explicar as flutuações cíclicas na pressão dos fluidos relacionados a depósitos mesotermiais tipo *lode* (veios/filões; SIBSON et al., 1988).

As relações temporais (interseções mútuas) entre vênulas/veios principalmente de quartzo, clorita e turmalina também indicam um processo episódico para a formação do sistema de veios Águas Claras com diversas recorrências/venulações, que levou à substituição dos próprios minerais hidrotermais precipitados no sistema, como, por exemplo, a cloritização de turmalina.

### 5.3. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DE SULFETOS

A assembléia metálica observada é predominantemente ferro-cuprífera com Zn e W subordinados. Segundo SOARES et al. (1994), a presença de tennantita associada à calcopirita, arsenopirita e cobaltita define o sistema Fe-Cu-Co-As-S no depósito Águas Claras. A presença de cobaltita não foi observada no presente estudo, mas segundo aqueles autores há significativos teores de Co no minério sulfetado/oxidado. O Au, apesar de não detectado pelos métodos ópticos convencionais, apresenta teores de até 40 g/t nos perfis gossanizados.

A solubilidade dos metais em fluidos aquosos é controlada, dentre outros fatores, pelas variações da fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) e enxofre ( $fS_2$ ). Utilizando-se o intervalo de temperatura de cristalização da clorita (339-380°C), a qual coexiste com os sulfetos, no diagrama  $T^\circ C$  vs  $fS_2$  e considerando-se 1) a ausência de bornita hidrotermal ( $Cu_5FeS_4$ ), 2) a falta de evidências da decomposição de calcopirita ( $CuFeS_2$ ) para pirita+bornita, e 3) a presença de pirrotita ( $Fe_{1-x}S$ ) apenas em quantidades traços, pôde-se fixar como condições prevaletentes de  $fS_2$  a faixa entre  $10^{-4,7}$  e  $10^{-9}$  atm para a formação de pirita e calcopirita (Figura 52). O intervalo de temperatura acima é comparável ao da dissolução da halita em inclusões fluidas em cristais de quartzo com sulfetos (330-360°C).

Os valores de fugacidade de  $fO_2$  correspondentes àquelas da fugacidade de  $fS_2$ , com base no diagrama  $\log fO_2$  vs  $\log fS_2$  à temperatura de 367°C (Figura 53), que é próxima da temperatura média de 358,2°C obtida com o geotermômetro da clorita, podem ser fixados entre  $10^{-29}$  e  $10^{-23}$  atm. Este intervalo é compatível com as condições de equilíbrio entre magnetita ( $Fe_3O_4$ ), hematita ( $Fe_2O_3$ ) e pirita ( $FeS_2$ ), que são fases comuns no depósito Águas Claras, cujo ponto tríplice à 367°C registra para  $fO_2$  e  $fS_2$  respectivamente  $10^{-25}$  e  $10^{-7}$  atm.

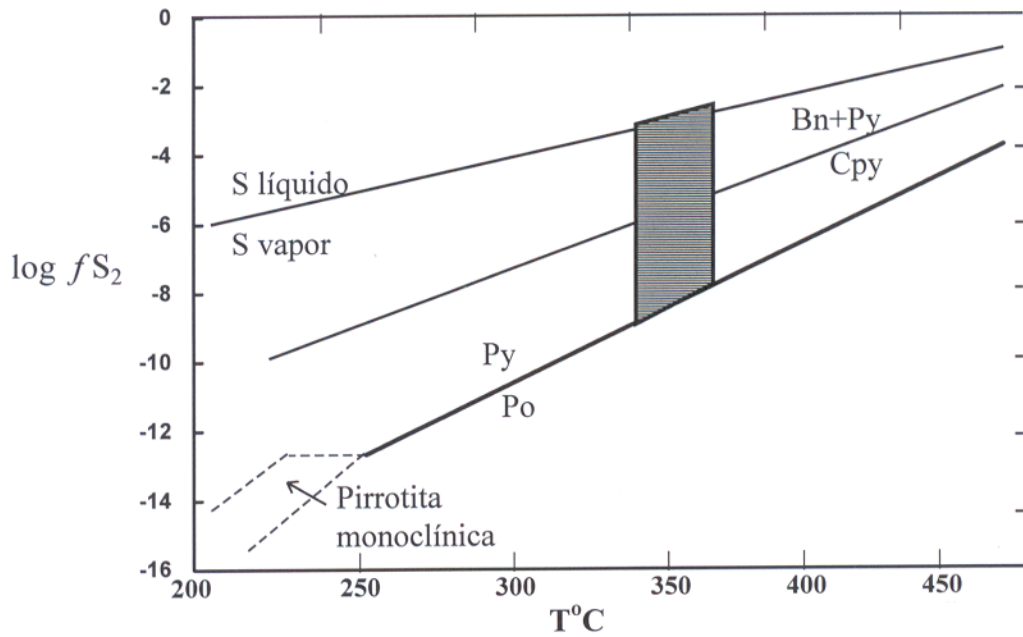


Figura 52 - Diagrama  $\log fS_2$  vs  $T^\circ C$ , modificado de RIPLEY & OHMOTO (1977). O campo marcado refere-se as condições de  $fS_2$  para precipitação de pirita+calcopirita na faixa de temperatura de cristalização da clorita hidrotermal. Py = pirita; Cpy = calcopirita; Po = pirrotita; Bn = bornita; S = enxofre

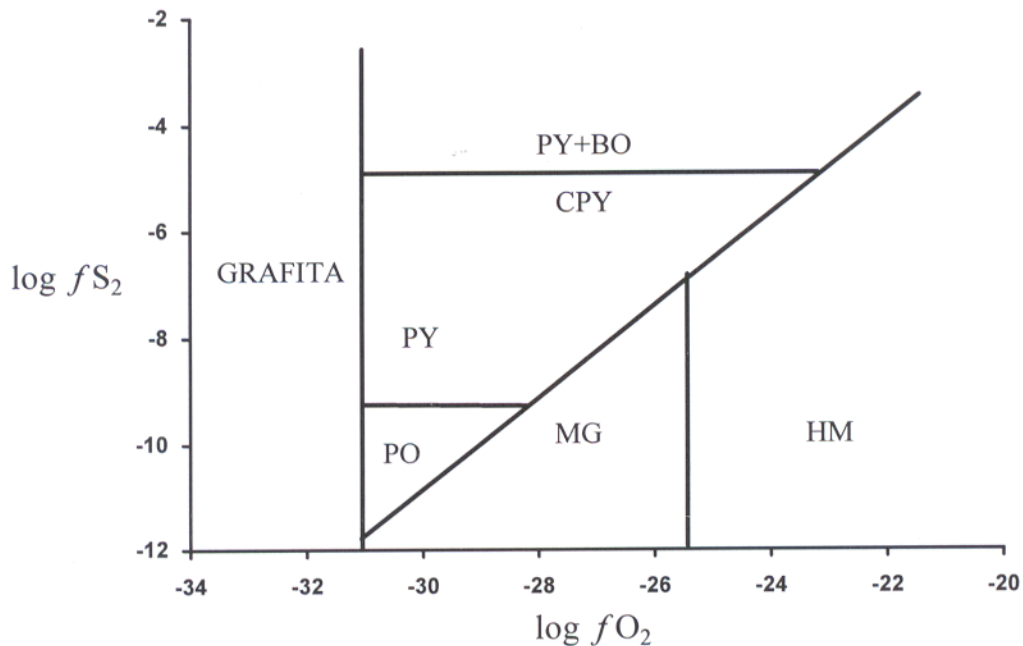


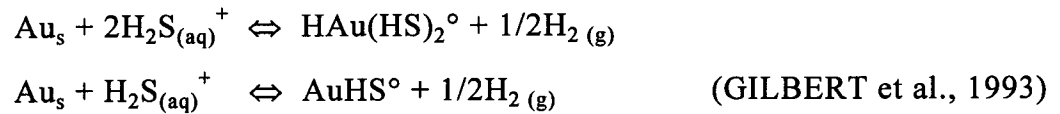
Figura 53- Diagrama  $\log fS_2$  vs  $\log fO_2$ , para o ambiente deposicional de pirrotita (PO), pirita (PY), magnetita (MG), hematita (HM) e bornita (BO) à temperatura de  $367^\circ C$ , modificado de GILMER et al. (1988).

Valores iniciais de  $fO_2 \leq 10^{-29}$  atm devem ter sido registrados no sistema em função da existência de pirrotita, mas a ocorrência deste sulfeto em quantidades traços indica que aquelas fugacidades não foram dominantes, e mudaram para condições progressivamente mais oxidantes que culminaram com a formação de magnetita e hematita à  $fO_2 \leq 10^{-25}$  e em torno de 360 °C

O fluido mineralizante do Águas Claras pode ser, então, caracterizado como uma solução aquosa, de alta salinidade, com razões  $fS_2/fO_2$  iniciais altas, moderada a alta  $fO_2$ , e temperaturas entre 340-380°C. As condições do pH eram provavelmente ácidas refletidas nas assembléias sulfetadas e hidrotermais formadas (como, por exemplo, a argilização dos gabros). Nessas condições, segundo HUSTON & LARGE (1989) e ROMBERGER (1990), o transporte de Au se faz principalmente favorecido na forma de complexo de cloretos ( $AuCl_2^-$ ) e sua precipitação é favorecida pela diminuição da temperatura e da atividade do íon cloro ( $a_{Cl^-}$ ) e pelo aumento do pH. O transporte dos outros metais teria também ocorrido na forma de complexos de cloretos em presença de pequenas quantidades de espécies de enxofre reduzido (particularmente  $H_2S$ ) e cuja precipitação é controlada basicamente pelos mesmos fatores que causaram a deposição do Au. O consumo de íons de hidrogênio ( $H^+$ ), causando o aumento do pH, é consequência direta da alteração das rochas. A equação de precipitação do Au, a partir de um complexo de cloreto, pode ser representada por:

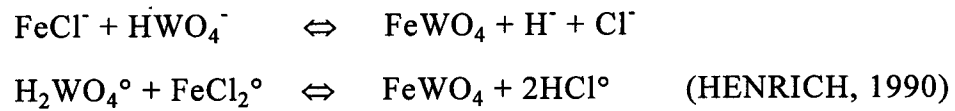


Entretanto, trabalhos experimentais mais recentes sobre a solubilidade de Au, na faixa de 350-450°C, mostraram que o transporte de Au na forma de  $AuCl_2^-$  é negligível e que espécies neutras de tiocomplexos ( $AuHS^0$  ou  $HAu(HS)_2^0$ ) são dominantes no transporte deste elemento em soluções ácidas a neutras e podem ser produzidas pelas reações:



Vênulas de pirita cortando massas de calcopirita são indicativas de que os fluidos foram se empobrecendo em Cu e a pirita passou a ser o sulfeto dominante a temperaturas mais baixas.

A ferberita (wolframita) é cogenética com os sulfetos de Fe-Cu e os óxidos de Fe, sendo preferencialmente formada em ambiente oxidante próprio do tampão hematita-magnetita. Sua precipitação pode ser descrita pelas equações:



e é, dessa forma, favorecida pela diminuição de  $a_{\text{H}^+}$ ,  $a_{\text{Cl}^-}$  e  $a_{\text{HCl}^\circ}$

## 5.4 - EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS

A origem dos fluidos é um fator importante para o entendimento dos processos hidrotermais e elaboração de modelos evolutivos na história de um depósito hidrotermal, mas é de difícil determinação, pois os fluidos podem ter seu quimismo modificado em consequência da interação com rochas e/ou outros fluidos durante sua migração desde a área fonte.

Para subsidiar as discussões a respeito dos fluidos responsáveis pela mineralização no PAC, é importante fazer referência aos quatro principais eventos geológicos ocorridos na área, seguindo a ordem cronológica, com reservas quanto ao posicionamento dos dois últimos: 1) deposição dos sedimentos da Formação Águas Claras; 2) intrusão de corpos gabróicos na forma de sills e diques; 3) intrusão do Granito Serra dos Carajás (GSC) e 4) a instalação da zona de cisalhamento e formação do depósito hidrotermal Águas Claras. A idade de 2,6 Ga (Pb-Pb por evaporação em zircão; DIAS et al., 1996) obtida para o sill gabróico representa a idade mínima de deposição da Formação Águas Claras, posicionando-os no Arqueano. O GSC possui idade de 1.883 ± 12 Ma (U-Pb em zircão; MACHADO et al., 1991), assinalando uma quebra de registro estratigráfico de cerca de 700 Ma. Estruturalmente a região da Serra dos Carajás é cortada pela Falha Carajás, vinculada à tectônica compressiva arqueana do Cinturão Itacaiúnas. Reativações dessa falha, de caráter distensivo, são sempre citadas, mas sem uma definição temporal.

A mineralização do PAC é controlada por uma zona de cisalhamento frágil-dúctil, porém, na falta de estudos de análise cinemática e geométrica das falhas associadas, torna-se meramente especulativa a vinculação dessa zona à Falha Carajás, que é a principal descontinuidade regional.

A relação genética entre a mineralização e o GSC também precisa de dados mais elucidativos, pois os disponíveis são sempre dúbios e não permitem dizer se o GSC teve ou não influência no evento mineralizante. A importância dessa relação reside no

posicionamento temporal do evento mineralizante, pois, se forem contemporâneos, este evento estaria ligado à tectônica distensiva do Proterozóico e poderia ter o granito como fonte das soluções hidrotermais ou da energia termal para a circulação das mesmas.

No depósito Águas Claras, os dados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S) indicaram que as soluções mineralizantes são constituídas principalmente pelos íons  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}^+$  e  $\text{OH}^-$ , de salinidades altas, até 45% em peso de equiv. NaCl.

Os fluidos investigados tanto nos veios de quartzo mineralizados como nos estéreis permitiram relacioná-los ao sistema químico  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  ou  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Apesar de se ter indicações de um sistema hidrotermal em estágios múltiplos/cíclicos, a fonte e a trajetória de migração dos fluidos devem ter sido essencialmente as mesmas. A presença de  $\text{CO}_2$  durante a precipitação de quartzo não é totalmente descartada, embora, se presente, sua concentração seria muito baixa. Dados microtermométricos adicionais seriam recomendáveis em outras variedades de quartzo de veios e principalmente nas rochas encaixantes para confirmar a uniformidade do sistema químico.

As inclusões trifásicas registram, de modo geral, as mais altas temperaturas (330-360°C) e salinidades (30-45% em peso de equiv. NaCl), mas possuem também uma faixa de temperaturas menores (185-260°). As inclusões bifásicas apresentaram o intervalo de temperatura entre 160-190°C, como mais representativo para os fluidos aprisionados, e salinidades bem variadas, desde 0,53 a > 23,5% em peso de equiv. NaCl.

Constata-se, em geral, um decréscimo de temperatura entre a formação das inclusões trifásicas e bifásicas, a despeito da superposição que existe em torno de 200°C. A salinidade, por outro lado, também decresce, mas, por volta desta temperatura, a variação torna-se assistemática com presença de inclusões bifásicas pouco a moderadamente salinas lado a lado. A ocorrência de domínios de inclusões bifásicas e trifásicas, a coexistência entre ambas e a variação de salinidade dos fluidos podem ser

entendidos como o resultado de uma mistura de fluidos, no caso, fluidos aquosos de alta salinidade diluídos progressivamente por fluidos aquosos de baixa salinidade (meteóricos ?).

Nesse particular, é significativa a presença de cristais de quartzo que se formaram perpendicularmente às paredes de vênulas fantasmas, em cuja base são observadas inclusões bifásicas ( $T \approx 200^\circ\text{C}$ ) com salinidade baixa a moderada (5-10% em peso de equiv. NaCl) mas que, em direção ao centro da vênula, apresentam salinidade mais alta (20-25% em peso de equiv. NaCl) e temperatura mais baixa ( $\approx 150^\circ\text{C}$ ). Essas observações são indicativas de que os fluidos, à medida que se resfriavam, se tornavam mais empobrecidos em Ca, Na, K, Fe, Mg, Al, Si e B com precipitação de clorita, sericita, turmalina, argilo-minerais, epídoto (?), albita (?) nos próprios veios e/ou nas rochas encaixantes. Ocasionalmente, em resposta à reabertura dos veios (ou sobrecrecimento tardio), novos fluxos de soluções alcançaram a região filoneana, causando episódicos aumento da salinidade, enquanto o sistema, como um todo, dissipava sua energia termal.

Inclusões bifásicas de baixa salinidade e baixa temperatura ( $\approx 100\text{-}130^\circ\text{C}$ ), que também foram estudadas, podem representar soluções tardias na evolução do sistema ou mesmo mistura com águas meteóricas.

As altas concentrações de Na e Ca nas soluções hidrotermais certamente decorreram da lixiviação desses íons das rochas gabróicas durante a alteração hidrotermal. Ademais, essas rochas tiveram um papel fundamental no equilíbrio químico do sistema como um todo, funcionando também como a principal fonte de outros componentes químicos, a exemplo do Mg, Al e Fe, precipitados em parte como clorita, a qual representa a fase de alteração mais característica do depósito.

As soluções hidrotermais aquosas continham, além dos cátions determinados a partir do estudo das inclusões fluidas e via interação fluido-rocha, discutidos acima, os elementos litófilos Si, K, B e W, bem como metais base Cu, Zn, Co,  $\pm$  Pb e Au. A sílica pode ter sido incorporada às soluções via corrosão dos grãos de quartzo e cimento

silicoso nos quartzo-arenitos, e como produto das transformações dos silicatos nos gabros, vindo, em seguida, a ser continuamente precipitada para formar o quartzo dos veios e promover a silicificação das rochas encaixantes.

Prováveis fontes supridoras de B podem ter sido soluções provenientes do GSC e da pilha pelítica que também compõe a Formação Águas Claras. Credita-se, no entanto, maior importância à seqüência sedimentar, pois o GSC aparentemente não é rico em boro. A turmalina ocorre em pequenas quantidades e apenas em veios de quartzo e em microfraturas (JAVIER RIOS & VILLAS, 1994), não tendo sido encontrada, até agora, no corpo principal. Ademais, caso o evento mineralizante seja anterior ao magmatismo ácido, o GSC fica descartado como fonte de qualquer componente para o sistema Águas Claras.

O sistema químico encontrado nas soluções mineralizantes é similar ao descrito na borda norte do GSC (JAVIER RIOS, 1991), sendo as temperaturas mínimas similares. Tanto no PAC como no GSC foram constatadas fases sólidas cúbicas que não fundem abaixo de 500°C, as quais foram interpretadas por JAVIER RIOS (op. cit.) no GSC como cristal de saturação de temperatura elevada. As que ocorrem nas inclusões estudadas no presente trabalho, no entanto, foram interpretadas como cristal estranho aprisionado, em função de não apresentarem modificações na forma durante a etapa de aquecimento e resfriamento. Na borda oeste do GSC, os fluidos correspondem ao sistema NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, enquanto que na borda norte correspondem ao sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, sendo sugeridas origens distintas para eles (JAVIER RIOS & VILLAS, 1994). Se o GSC foi anterior à mineralização, os veios de quartzo da borda oeste podem ter sido contemporâneos/correlatos aos do PAC, pois, além de eles conterem sericita, clorita, mica verde, turmalina, arsenopirita (?) e cassiterita, os fluidos que os formaram eram enriquecidos em Mg.

A mineralização Águas Claras apresenta controle estrutural e temperaturas de formação similares a de depósitos tipo *lode*, mas seus fluidos são de alta salinidade e

sem  $\text{CO}_2$ , o que não se enquadra nas características das soluções desses depósitos. Influência de magmatismo granítico em Águas Claras poderia advir da presença de W e Sn na mineralização. Entretanto, a participação do GSC, como fonte desses elementos, é discutível, pois o mesmo não é especializado em Sn e W. Anomalias de Sn próximas à borda oeste do GSC confirmam que deve existir uma fonte desse elemento na região, ainda não descoberta, que poderia ser, segundo BARROS et al. (1994b), rochas graníticas subaflorantes ou erodidas, e até mesmo fácies mais evoluídas e especializadas, distintas das até então descritas. Enquanto não for estabelecida a relação temporal entre o evento mineralizante e o GSC, será mero exercício especulativo a determinação de prováveis fontes para alguns elementos presentes no depósito, em particular W e Sn.

## 6 - CONCLUSÕES

O Prospecto Águas Claras está localizado na região da Serra dos Carajás (PA), porção norte da Província Mineral de Carajás. Possui uma mineralização hidrotermal de sulfetos de Cu-Fe (Au) em veios de quartzo, ao longo de uma zona de cisalhamento frágil a frágil-dúctil, de alto ângulo, que cortam diques e sills gabróicos ( $\approx 2,6$  Ga) intrusivos em quartzo-arenitos da Formação Águas Claras.

A cloritização é o tipo de alteração hidrotermal dominante no depósito, tendo afetado tanto veios mineralizados quanto as rochas encaixantes. Os demais processos descritos são sericitização, turmalinização, silicificação, argilização (caolinização) e carbonatação, os quais mostram intensidades variadas nas rochas encaixantes. Epidotização e albitização também são descritas, porém ocorrem apenas nas rochas gabróicas.

O processo de sericitização nos quartzo-arenitos é marcado por duas gerações de sericita hidrotermal, uma de granulação média, intimamente relacionada à mineralização, e outra de granulação fina, aparentemente mais precoce, de ocorrência mais ampla e evento indefinido.

Os quartzo dos veios apresentam texturas maciça, em pente, fantasma, em pluma, de deformação e brechada. As variedades em pente e em pluma retratam condições de baixa pressão, próximo à superfície, a partir de preenchimento de espaços vazios, enquanto o tipo maciço, fantasma e de deformação indicam condições mais profundas.

A alteração hidrotermal associada à mineralização é marcada nos quartzo-arenitos pela entrada de FeO, MgO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, B e H<sub>2</sub>O, bem como pela lixiviação de SiO<sub>2</sub>, que está refletida na associação mineralógica encontrada. Nos gabros, a alteração é representada principalmente pela intensa lixiviação de Na<sub>2</sub>O e CaO e introdução de H<sub>2</sub>O.

As rochas gabróicas tiveram um papel fundamental no equilíbrio químico do sistema como um todo, funcionando como a principal fonte de Na, Ca, Mg, Fe e Al nas soluções mineralizantes. Os metais Cu, Zn, Co, Pb e Au podem ter como fonte as

seqüências vulcano-sedimentares que compõem o embasamento regional, com contribuições da própria rocha encaixante gabróica .

A associação metálica do depósito é principalmente Fe-Cu, com Zn e W subordinados, sendo representada por calcopirita, pirita, magnetita, hematita, esfalerita, magnetita e ferberita. O Au, apesar de não ter sido encontrado, faz parte da paragênese, associado comumente à arsenopirita/calcopirita (SOARES et al., 1994). Transformações supergênicas principalmente da calcopirita para bornita, calcocita, covelita e cobre nativo estão presentes, geradas em profundidades variáveis.

A paragênese pirita-magnetita-hematita indica condições relativamente oxidantes para a precipitação da assembléia sulfetada, com faixas representativas de  $fO_2$  e  $fS_2$  em torno de  $10^{-29} / 10^{-23}$  atm e  $10^{-9} / 10^{-4,7}$  atm, respectivamente, bem como pH ácido.

O estudo microtermométrico de inclusões bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S), em cristais de quartzo de veios hidrotermais, permitiram identificar um fluido aquoso salino (salmoura), provavelmente do sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.

A faixa de temperatura inicial da formação do depósito é considerada entre 340-380°C (com base no geotermômetro da clorita). O intervalo de 185-360°C, determinado pela temperatura de dissolução da halita (temperaturas mínimas), mostra um intervalo termal maior para a formação do sistema de veios. Variações de temperatura (150-390°C) e salinidade (0,53 e > 23.8% em peso de equiv. NaCl) estão representadas nos dados obtidos para as inclusões bifásicas, o que pode significar a ocorrência de eventos cíclicos na deposição mineral. Os fluidos de baixa salinidade e baixa temperatura ( $\approx 100-130^\circ\text{C}$ ) podem representar soluções mais tardias na evolução do sistema ou mesmo mistura com águas meteóricas.

O depósito Águas Claras é controlado estruturalmente e formado a profundidades rasas (<3 km), consistentes com os dados geotermométricos (inclusões fluidas e o geotermômetro da clorita), texturas de preenchimento nos veios e o baixo grau de metamorfismo das rochas hospedeiras. O sistema de veios possui características

texturais de que foi formado sob pulsos cíclicos/recorrentes, com várias gerações de quartzo que refletem a contemporaneidade/recorrência da associação sulfetada e a variação na salinidade dos fluidos.

Os dados obtidos no presente trabalho não permitiram definir a relação temporal do Granito Serra dos Carajás com a mineralização Águas Claras, pois as interpretações são ambíguas quando se considera este granito responsável pela circulação dos fluidos ou mesmo fonte de alguns metais que estão presentes no Prospecto Águas Claras.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, S.F. 1920. A microscopic study of vein quartz. **Econ. Geol.**, 15:623-664.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparadas com seus homólogos do hemisfério norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. **Anais.**, Recife, SBG. v.1, p. 2393-2407.
- ANAISSE Jr. J. 1995. Petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. In: SEMANA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 12., Belém, 1995. **Seção Poster.**
- ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L.; PÖLLMANN, H. -1994. The wolframite from the Águas Claras Gold Deposit, Carajás, Brazil. In : SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos.** Belém, SBG. p. 295-298.
- ARAÚJO, O.J.B. 1991. Geologia Estrutural. In: In: ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. (Org.). **Serra dos Carajás. Folha SB-22-Z-A.** Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Programa Grande Carajás, Estado do Pará. Cap.2, Brasília, DNPM/CPRM, p.51-59
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. (Org.). **Serra dos Carajás. Folha SB-22-Z-A.** Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Programa Grande Carajás, Estado do Pará. Cap. 1, Brasília, DNPM/CPRM, p.17-50
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG.LAT. AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG, V.1, p. 324-338.
- BARBOSA, O. RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HEMBOLD.R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia.** Monografia Div. Geol. e Min./DNPM, 19. 95p.
- BARROS, C. E. M. ; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A. D.V.; DIAS, G. S. 1994a. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. **Acta Geologica Leopoldensia**, 40;31-70.
- BARROS, C. E. M. ; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MAGALHÃES, M.S. 1994b. Granito Serra dos Carajás: Uma discussão sobre o seu potencial metalogenético para estanho com base em estudos na borda oeste do corpo. In : SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos.** Belém, SBG. p. 307-309
- BEISEGEL, V. R.; BERNADELLI, A. L; DRUMOND, N. F. RUFF, A. W.; TREMAINE, J.M. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 3: 215-242

- BOCALON, V.L.S.; LINDENMAYER, Z.; FACCINI, U.F. 1994. Estudo petrográfico preliminar dos arenitos da Formação Rio Fresco, Carajás-PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. **Anais**. Camboriú, SBG. V.3, p. 68
- CATHELINÉAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Minerals**, 23: 471-485.
- CHRIST, C.L. & HARDER, H. 1976. Boron. In: WEDEPOHL, K.L.; TUREKIAN, K.K.; ZEMANN, J. (Eds.). **Handbook of Geochemistry**. Berlin, Springer Verlag. Vol. II/1. p. 5-A-1/5-O-3.
- COSTA, L.T.R. 1992. **Aspectos sedimentológicos estruturais da Formação Águas Claras, nas proximidades do Córrego Águas Claras, Serra dos Carajás**. Trabalho de Conclusão de Curso. UFPA, Belém. 65p.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. **Ore microscopy and ore petrography**. New York, John Willey. 406p
- CRAWFORD, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.). **Short course in fluid inclusions: applications to petrology**. Toronto, Min. Assoc. Canadá. V.6, p. 75-100
- CUNHA, B.B.C.; POTIGUAR, L.T.A.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAM, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 - Tocantins**, Rio de Janeiro, DNPM/MME. p. 21-196. (Lev. Rec. Nat., 21).
- CVRD/CMM. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 26., Belém, 1972. **Res. Comunic.** Belém, SBG. p. 78-80.
- DALL'AGNOL, R.; BARROS, C.E.M.; MAGALHÃES, M.S.; VILLAS, R.N.N.; RIOS, F.J.; NOGUEIRA, A.C.; SILVA, C.M.G.; SOARES, A.D.V.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.B. 1994. **Estudo petrológico da borda oeste do Granito Central e dos corpos máficos associados à Formação Águas Claras**. Relatório Final. Convênio UFPA-CVRD. 172 p.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P. SÁ; C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 16(1): 11-23.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C. F.; MEIRELLES, M. R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. **South Am. Earth Sci.**, 1(4): 363-372.

- DAVIS, D.W.; OLWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 54: 591-601
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1972. **An introduction to the rock-forming mineralis**. New York. Wiley & Sons. 528p.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia). 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. **Anexos aos Anais**. Belém, SBG. p. 11-54.
- DOWLING, K. & MORRISON, K. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. **Econ. Geol. Monog.**, 6: 342-355
- FERREIRA FILHO, C. F. 1985. **Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia- Província Mineral de Carajás, PA**. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 112p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UnB, 1985.
- FERREIRA FILHO, C. F. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 2., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 34-47.
- FIGUEIRAS, A. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás (PA). In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. São Paulo, SBG. V.2, p. 823-846.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; MACAMBIRA, J.B.; VILLAS, R.N.N. 1987. Contribuição ao estudo paleoambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás. In: SIMP. SIST. DEPOS. PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto. **Anais**. p. 17-30.
- FOLK, R. L. 1980. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hustin, Hemphill Publishing, 182p
- FUZIKAWA, F. 1985. Inclusões Fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. **Contr. Petrol. Geol.**, Núcleo Minas Gerais, SBG-MG, p.29-44
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. 1978. **Fluids in the Earth's Crust**. Amsterdam, Elsevier Sci. Publ. Co. Inc. 382 p. (Developments in Geochemistry, 1)
- GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI Jr., W. J. 1986. Age and composition of the Grão -Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 16 (2): 201-211.

- GILBERT, F.; PASCAL, M-L.; PICHAVANT, M. 1993. Solubility of gold in Kcl (0.5 m) solution under hydrothermal conditions (350-450°C, 500 bars). In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL ON HYDROTHERMAL REACTIONS, 4., 1993. **Proceedings**, Nancy. p. 65-68
- GILMER, A.L.; CLARK, K.F.; CONDE C., J.; HERNANDEZ C.,I.; FIGUEROA S., J.I.; PORTER,E.W. 1988. Sierra de Santa Maria, Velardeña Mining District, Durango, Mexico. **Econ. Geol.**, 83 (8): 1802-1829
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1994. **Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals**. 198 p. (SEPM Short Course, 31)
- GOMES, C.B.; CORDANI, B.; BASEI, M. 1975. Radiometric age determinations from the Serra dos Carajás area, northern Brazil. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 86: 939-942
- GOUVÊA, J.R. 1990. **Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisas geológicas na Amazônia (Região de Carajás)**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 150 p. Tese (Mestrado em Geologia) - INPE, 1990.
- GUHA, J.; ARCHAMBAULT, G.; LEROY, J. 1983. A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 Mine, Quebec. **Econ. Geol.**, 78: 940-946
- HAYNES, F. M. 1985. Determination of fluid inclusion compositions by sequential freezing. **Econ. Geol.**, 80: 773-786.
- HEIN, K.K.A.; BOTH, R.A.; BONE, Y. 1994. The geology and genesis of the Tarcoola Gold deposits, South Australia. **Mineral. Deposita**, 29: 224-236
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. **Chem. Geol.**, 11: 73-87
- HENRICH, C.A. 1990. The chemistry of hydrothermal tin (tungsten) ore deposition. **Econ. Geol.**, 85: 457-481
- HIRATA, W.K.; RIGSON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. **Anais. Belém, SBG.** v. 1, p. 100-110.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. **Ore Geology Rev.**, 4: 231-273
- HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. 1981. **Short course in fluid inclusions: applications to petrology**. Toronto, Min. Assoc. Canadá. 304p. (Short Course Handbook, 6)

- HUSTON, D.L. & LARGE, R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. **Ore Geology Rev.**, 4: 171-200
- JAVIER RIOS, F. 1991. **O Granito Central da Serra dos Carajás, Pará: fácies petrográficas e alteração hidrotermal do Setor Norte**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- JAVIER RIOS, F. & VILLAS, R.N.N. 1991. Veios hidrotermais com mineralização de sulfetos, Granito Central, Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém. **Anais**. Belém, SBG, p. 336-349
- JAVIER RIOS, F. & VILLAS, R.N.N. 1994. **Petrografia e microtermometria dos veios de quartzo**. In: **Estudo petrológico da borda oeste do Granito Central e dos corpos máficos associados à Formação Águas Claras**. Relatório Final. Convênio UFPA-CVRD. p. 77-89
- JAVIER RIOS; VILLAS, R.N.N.; DALL'AGNOL. 1992a. O Granito Central da Serra dos Carajás, Pará: I. Fácies petrográficas e evolução petrológica do Setor Norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. V. 1, p. 384-385.
- JAVIER RIOS; VILLAS, R.N.N. FUZIKAWA, K.; 1992b. O Granito Central da Serra dos Carajás, Pará: II. Minerais de alteração e correspondente ambiente deposicional. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. V. 1, p. 214-215.
- KEER, P.F. 1959. **Optical Mineralogy**. New York, McGraw-Hill- Book. 492p.
- KERRICH, R. 1976. Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 59: 195--202
- KERRICH, R. 1986. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects. **PAGEOPH**, 124: (1/2): 225-268
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Evolução da Província Mineral de Carajás com base em novos dados geocronológicos. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.2, p. 174-175.
- LYNDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém. **Anais**. Belém, SBG. p. 36-48.

- LYNDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.2, p. 33-34.
- LYNDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. 1994. O Papel da Alteração Hidrotermal nas Rochas da Bacia Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG, p.328-330.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U/Pb Geochronology of Archean Magmatism and Basement Reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. **Prec. Res.**, 49: 329-354.
- McBRIDE, E.F. 1985. **Sandstone Diagenesis**. AAPG Convention. New Orleans, New Orleans Geological Society. 33p.
- MEDEIROS NETO, F.A. 1985. **Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu-Zn do corpo 4-E/Pojuca, Serra dos Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152 p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1985.
- MEDEIROS NETO, F.A. & VILLAS, R.N.N. 1984. Caracterização lito-estratigráfica da Sequência Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás. In: REUNIÃO ANUAL SBPC, 36., São Paulo. **Resumos**. p. 676
- MEIRELLES, M. R. & DARDENNE, M. A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo-Pará, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 21 (1): 41-50.
- MEIRELES, E.; HIRATA, H.F.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V.2, p. 2164-2174
- NOGUEIRA, A.F.C. 1995. **Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 167p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1995.
- NOGUEIRA, A.F.C.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J.B.S; PINHEIRO, R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG, p. 363-364.

- NOGUEIRA, A.F.C.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L.; COSTA, J.B.S. 1992. Estudo faciológico e tectônico de sedimentos pré-cambrianos na Região do Igarapé Águas Claras, Serra dos Carajás-PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Bol. de Resumos Expandidos**, São Paulo, SBG. v.2, p. 443-444.
- OAKES, C.S.; BODNAR, R.J.; SIMONSON, J.M. 1990. The systems NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: 1. The ice liquidus at 1 atm total pressure. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 54: 603-610
- OLIVEIRA, E.P.; WINTER, C.; SACHS, L.; BATISTA, J.J.; FIGUEIREDO, B., FOSTER, R. 1993. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental area: implications to the Carajas basic metavolcanics, Brazil. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4., Brasília. 1993. **Anais**. Brasília, SBGq. p. 20-22
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The Age, Origin, and Tectonics of the Grão Pará Group and Associated Rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean Continental Volcanism and Rifting. **Precambrian Research**, (49):229-254.
- PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R.; COSTA, J.B.S. 1991. Superposição de transpressão na Serra dos Carajás - Pará. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 3., Rio Claro, 1991. **Boletim**. SBG. p. 44-46
- RAMDOHR, P. 1980. **The ore minerals and their intergrowths**. New York, Pergamon Press, 1205p
- RIBEIRO, A.M. 1989. **Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado a mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1989.
- RIBEIRO, A.M. & VILLAS, R.N.N. 1990. Estudos microtermométricos em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Sequência Bahia, Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v.3, p. 1193-1204.
- RIPLEY, E.M. & OHMOTO, H. 1977. Mineralogic, sulfur isotope, and fluid inclusion studies of the Stratabound Copper Deposits at the Raul Mine Peru. **Econ. Geol.**, 72(6): 1017-1041
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; HAZZUCHELLI, H.; CORREIA, C.T.; MOLESINI, M.; FINATTI, M.C. 1992. Mafic magmatism in the Carajás Region: A petrological reconnaissance. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Bol. de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v. 1, p. 481-487.

- ROEDDER, E.W. 1984. **Fluid Inclusions**. Michigan, Mineral. Soc. Amer. 641p. (Reviews in Mineralogy, 12)
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: ROBERT, F.; SHEARAN, P.A.; GREEN, S.B. (Eds). **Greenstone Belts and Crustal Evolution**. NUNA Conference Volume, Van d'Or, Montreal. Geol. Assoc. Canada. p.61-66
- ROSE, W.A. & BURT, D.M. 1979. Hidrotermal Alteration. In: BARNES, H.L. **Geochemistry of Hidrotermal Ore-Deposits**. 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**. Campinas, Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. 142p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UNICAMP, 1993.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. **A practical guide to fluid inclusion studies**. London, Glasgow-Blakied. 273p.
- SIBSON, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. **Geology**, 15: 701-704
- SIBSON, R.H.; ROBERT, F.; POULSEN, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. **Geology**, 16: 551-555
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SB-22 Araguaia e Parte da SC-22 Tocantins**. Rio de Janeiro, DNPM/MME. p. 1-143. (Lev. Rec. Nat., 4)
- SOARES, A.D.V.; SANTOS, A.B; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Áreas Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In : SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG. p. 379-382.
- TEIXEIRA, J.B. & EGGLEER, D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, 17 (40): 71-114
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. 1971. **Tables of microscopy identifications in ore minerals**. New York, Elsevier. 429p.
- VANKO, D.A.; BODNAR, R.J.; STERNER, S.M. 1988. Syntehtic fluid inclusions: VIII. Vapor saturated halite solubility in part of the systems NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with applications to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 52: 2451-2456.

- WEDEPOHL, K.L. 1976. Tungsten. In: WEDEPOHL, K.L.; TUREKIAN, K.K.; ZEMANN, J. (Eds.). **Handbook of Geochemistry**. Berlin, Springer Verlag. Vol. II/4p. 74-A-1/74-O-2.
- WILLIAMS, H; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. 1954. **Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections**. San Francisco. W.H. Freeman and Co. 406p
- WILLIAMS-JONES, A. & SAMSON, I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: Applications to fluid inclusions. **Canadian Mineral.**, 28: 299-304.
- WINTER, C.J. 1994. **Geology and base-metal mineralization associated with archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil**. Southampton, University of Southampton. 238p. Tese (Doutorado em Geologia) - Department of Geology, University of Southampton, 1994.
- ZWART, E.W. & TOURET, J.L.R. 1994. Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system H<sub>2</sub>O-CaCl<sub>2</sub>-NaCl. **Eur. J. Mineral.**, 6: 773-786

## Anexo

Análises de clorita hidrotermal por microsonda eletrônica do Prospecto Águas Claras (Carajás, PA). A temperatura de cristalização foi calculada a partir da equação  $T=321,98 (Al^{IV}) - 61,92$  de Cathelineau (1988).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	23,49	24,27	24,06	23,41	23,50	23,55	23,45	23,01	23,84	23,28	23,90	24,15	23,49
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,20	20,06	20,01	19,09	18,98	19,43	18,90	19,82	19,71	19,02	20,09	20,02	20,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,02	0,03	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-
FeO	38,46	37,66	36,79	38,19	38,40	37,93	39,33	38,50	37,57	38,45	37,80	37,91	38,07
MnO	1,05	1,04	1,10	1,01	1,10	1,21	1,10	1,02	1,07	1,06	1,01	0,91	1,10
MgO	6,01	6,50	6,76	6,14	6,19	6,11	5,98	5,63	6,11	5,94	6,00	6,07	6,05
CaO	0,07	-	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01	-	0,04	0,02	0,01	0,04	0,04
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
K <sub>2</sub> O	0,01	-	-	-	0,03	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,69	10,80	10,74	10,50	10,53	10,57	10,54	10,50	10,62	10,46	10,69	10,73	10,71
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,36</b>	<b>99,54</b>	<b>98,4</b>	<b>98,79</b>	<b>98,83</b>	<b>99,32</b>	<b>98,53</b>	<b>98,99</b>	<b>98,26</b>	<b>99,54</b>	<b>99,86</b>	<b>104,91</b>
<b>Nº de cátions com base em 36(O,OH)</b>													
Si	5,27	5,39	5,37	5,35	5,35	5,35	5,33	5,26	5,38	5,34	5,36	5,40	5,26
Al <sup>IV</sup>	2,73	2,61	2,63	2,65	2,65	2,65	2,67	2,74	2,62	2,66	2,64	2,60	2,74
Al <sup>VI</sup>	2,61	2,64	2,64	2,49	2,45	2,55	2,40	2,59	2,63	2,48	2,68	2,67	2,66
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-
Fe	7,22	6,99	6,87	7,30	7,32	7,20	7,48	7,35	7,09	7,37	7,09	7,08	7,13
Mn	0,20	0,20	0,21	0,20	0,21	0,23	0,22	0,20	0,20	0,20	0,19	0,17	0,21
Mg	2,01	2,15	2,25	2,09	2,10	2,07	2,03	1,92	2,05	2,03	2,00	2,02	2,02
Ca	0,02	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
K	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/Fe+Mg	0,78	0,76	0,75	0,78	0,78	0,78	0,79	0,79	0,78	0,78	0,78	0,79	0,78
T(°C)	377,74	357,93	359,99	365,07	364,16	365,43	367,26	379,95	359,60	366,46	362,42	357,04	378,80

- não determinado; FeO como Fe total.

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	22,98	22,90	22,84	23,45	23,84	23,47	23,47	23,89	23,14	23,32	24,19	23,37	23,64
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,04	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	-	0,02	0,03	0,02	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,03	18,40	19,18	19,19	19,72	19,82	19,53	19,96	19,41	19,23	20,14	18,67	19,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,03	-	0,01	-	-	0,03	-	-	0,02	-	-	0,02
FeO	38,52	38,82	39,27	38,55	38,12	37,97	38,10	37,76	38,36	37,72	38,01	38,50	37,77
MnO	1,20	1,16	1,26	1,00	0,94	0,96	0,90	0,97	0,92	0,97	0,99	1,02	0,93
MgO	5,86	5,80	5,36	5,83	5,98	5,74	5,73	6,09	5,65	5,86	5,90	5,75	5,66
CaO	0,02	-	0,03	-	0,08	0,08	0,09	0,07	0,11	0,09	0,08	0,02	0,05
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,01	-	0,01	-	0,01	0,02	0,01	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,42	10,32	10,42	10,51	10,64	10,56	10,52	10,68	10,45	10,44	10,75	10,40	10,54
<b>Total</b>	<b>98,05</b>	<b>97,47</b>	<b>98,41</b>	<b>98,55</b>	<b>99,36</b>	<b>98,64</b>	<b>98,41</b>	<b>99,43</b>	<b>98,04</b>	<b>97,68</b>	<b>100,11</b>	<b>97,76</b>	<b>98,34</b>

**N° de cátions com base em 36(O,OH)**

Si	5,30	5,32	5,26	5,35	5,37	5,33	5,35	5,37	5,31	5,36	5,40	5,39	5,46
Al <sup>IV</sup>	2,71	2,68	2,74	2,65	2,63	2,67	2,65	2,63	2,69	2,64	2,60	2,61	2,62
Al <sup>VI</sup>	2,45	2,36	2,47	2,53	2,61	2,64	2,60	2,65	2,56	2,56	2,69	2,46	2,66
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	0,01
Fe	7,42	7,54	7,56	7,36	7,18	7,22	7,27	7,09	7,36	7,25	7,09	7,43	7,19
Mn	0,23	0,23	0,25	0,19	0,18	0,18	0,17	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20	0,18
Mg	2,01	2,01	1,84	1,99	2,01	1,95	1,95	2,04	1,93	2,01	1,96	1,98	1,92
Ca	0,01	-	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/Fe+Mg	0,77	0,79	0,80	0,79	0,78	0,79	0,79	0,78	0,79	0,78	0,78	0,79	0,79
T(°C)	374,33	368,37	379,19	363,67	361,16	367,41	363,62	361,87	370,92	363,08	357,33	358,28	359,29

- não determinado; FeO como Fe total.

	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO <sub>2</sub>	24,33	23,79	23,03	23,52	23,58	23,15	23,51	23,66	23,35	24,41	24,57	23,95
TiO <sub>2</sub>	-	0,01	0,04	0,02	0,04	-	0,02	0,06	0,01	0,01	0,05	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,47	18,30	19,55	18,95	19,41	19,96	19,19	19,70	19,61	19,30	19,12	19,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
FeO	37,62	39,40	38,28	38,25	38,52	38,35	38,23	38,67	38,38	37,45	37,17	38,10
MnO	0,89	0,91	0,99	0,90	0,91	1,00	0,80	1,00	0,93	1,01	0,84	1,01
MgO	6,33	4,81	5,65	5,65	5,84	5,81	5,68	5,97	5,71	6,26	6,66	5,97
CaO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,06
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,69	10,35	10,45	10,43	10,55	10,56	10,46	10,65	10,52	10,66	10,69	10,65
<b>Total</b>	<b>99,39</b>	<b>97,6</b>	<b>98,05</b>	<b>97,79</b>	<b>98,88</b>	<b>75,76</b>	<b>97,94</b>	<b>99,75</b>	<b>98,55</b>	<b>99,14</b>	<b>99,15</b>	<b>99,43</b>
<b>Nº de cátions com base em 36(O,OH)</b>												
Si	5,46	5,51	5,28	5,41	5,36	5,26	5,40	5,33	5,32	5,49	5,51	5,39
Al <sup>IV</sup>	2,54	2,49	2,72	2,59	2,64	2,74	2,61	2,67	2,68	2,51	2,49	2,61
Al <sup>VI</sup>	2,61	2,51	2,57	2,54	2,55	2,60	2,58	2,56	2,60	2,61	2,57	2,61
Ti	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
Fe	7,06	7,63	7,35	7,35	7,32	7,29	7,33	7,28	7,32	7,04	6,98	7,17
Mn	0,17	0,18	0,19	0,18	0,17	0,19	0,15	0,19	0,18	0,19	0,16	0,19
Mg	2,12	1,66	1,93	1,94	1,98	1,97	1,94	2,01	1,94	2,10	2,23	2,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/Fe+Mg	0,77	0,82	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,78	0,79	0,77	0,76	0,78
T(°C)	347,09	338,67	375,25	355,22	363,64	379,11	357,99	368,41	368,82	342,12	338,37	357,52

- não determinado; FeO como Fe total.

	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	23,07	24,08	23,97	23,41	24,42	24,03	24,64	24,31	23,47	23,98	23,50	23,99
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	-	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,86	18,95	19,70	18,96	19,87	20,07	19,70	19,34	19,25	19,37	19,46	19,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,01	0	0,03	-	0,02	0,01	-	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO	39,34	37,50	37,91	37,93	37,39	36,93	37,02	37,33	37,60	37,40	37,55	37,16
MnO	0,89	0,88	0,90	0,88	0,94	0,91	0,93	0,90	0,94	1,00	1,02	0,93
MgO	5,07	6,10	5,95	5,82	6,01	5,97	6,20	6,16	5,72	5,93	5,81	5,81
CaO	0,02	0,04	0,04	0,08	0,04	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,06	-	0,02	0,01	0,01	-	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,35	10,53	10,64	10,42	10,72	10,64	10,73	10,63	10,44	10,56	10,50	10,54
<b>Total</b>	<b>97,67</b>	<b>98,14</b>	<b>99,14</b>	<b>97,6</b>	<b>99,47</b>	<b>98,7</b>	<b>99,34</b>	<b>98,79</b>	<b>97,53</b>	<b>98,37</b>	<b>97,97</b>	<b>98,02</b>
<b>Nº de cátions com base em 36(O,OH)</b>												
Si	5,35	5,48	5,40	5,38	5,47	5,42	5,51	5,49	5,40	5,44	5,37	5,46
Al <sup>IV</sup>	2,65	2,52	2,60	2,61	2,53	2,58	2,49	2,51	2,61	2,56	2,63	2,54
Al <sup>VI</sup>	2,50	2,57	2,64	2,52	2,71	2,75	2,70	2,63	2,61	2,63	2,61	2,69
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	7,63	7,14	7,15	7,30	7,00	6,96	6,92	7,04	7,22	7,10	7,18	7,07
Mn	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,19	0,20	0,18
Mg	1,75	2,07	2,00	2,00	2,00	2,00	2,06	2,07	1,96	2,01	1,99	1,97
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Fe/Fe+Mg	0,81	0,77	0,78	0,78	0,78	0,78	0,77	0,77	0,79	0,78	0,78	0,78
T(°C)	363,17	342,91	355,87	357,91	346,13	353,32	338,83	342,82	357,14	348,89	361,11	346,79

- não determinado; FeO como Fe total.