



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

**“MINERALIZAÇÃO AIRÍFERA DE MONTES ÁUREOS (MARANHÃO):
ROCHAS HOSPEDEIRAS, CONTROLES DEPOSICIONAIS E FLUIDOS
MINERALIZANTES”**


TESE APRESENTADA POR


HUMBERTO SABRO YAMAGUTI

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

Data de Aprovação: 3.4.2000

Comitê de Tese:


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


.....
CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA


.....
MÁRCIO DIAS SANTOS

AGRADECIMENTOS

Ao corpo docente e aos funcionários do Centro de Geociências da UFPA os meus sinceros agradecimentos pela atenção, apoio e colaboração dispensados durante a realização desta tese. Quero deixar expressa minha gratidão que fica registrada em poucas, porém, sinceras palavras: muito obrigado!

Ao CNPq pela bolsa de estudo que possibilitou a realização desta tese de mestrado.

Ao Instituto de Geociências da UnB por ceder o laboratório para realização das análises por microsonda eletrônica.

Ao Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu pela sugestão e intervenção concernente à obtenção da área de trabalho junto à Mineração Chega Tudo, que por sua vez, tão gentilmente, liberou os testemunhos de sondagem que possibilitou a realização deste trabalho.

Ao orientador desta tese, Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas, pelas sugestões e apoio dispensados para a dissertação desta tese e também pela amizade.

Aos Profs. Roberto Dall'AgnoI, Ronaldo Lemos, Paulo Gorayeb, Basile Kotschoubey e Márcio Santos pela inestimável colaboração e pela amizade durante a realização deste trabalho.

Aos colegas Hilton Túlio, Albano Leite, Marcus Aurélio, Edielma Farias, Daniel Lima, José Augusto Vieira, Maria do Carmo, Cláudio Lamarão, Firmino Coutinho, Rosemery Nascimento, José Callaf, Regis Munhoz e Felipe Reis pelo apoio e salutar convivência de vários anos.

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| RESUMO..... | 1 |
| ABSTRACT..... | 3 |
| 1 - INTRODUÇÃO..... | 5 |
| 1.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS..... | 5 |
| 1.2 - OBJETIVOS..... | 7 |
| 1.3 - METODOLOGIA..... | 7 |
| 2 - GEOLOGIA REGIONAL..... | 9 |
| 2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO..... | 9 |
| 2.2 - LITESTRATIGRAFIA..... | 10 |
| 2.2.1 - Considerações iniciais..... | 11 |
| 2.2.2 - Descrições das principais unidades..... | 12 |
| 2.2.2.1 - Complexo Maracaçumé..... | 12 |
| 2.2.2.2 - Grupo Gurupi..... | 14 |
| 2.2.2.3 - Grupo Aurizona..... | 14 |
| 2.2.2.4 - Suíte Tromai..... | 15 |
| 2.2.2.5 - Granitóides Brasileiros..... | 16 |
| 2.2.2.6 - Bacias sedimentares..... | 16 |
| 2.2.3 - Geocronologia..... | 16 |
| 2.3 - PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS..... | 18 |
| 2.4 - DEPÓSITOS MINERAIS..... | 20 |
| 3 - GEOLOGIA LOCAL..... | 21 |
| 3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS..... | 21 |
| 3.2 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS..... | 24 |
| 3.2.1 - Rochas metassedimentares..... | 24 |
| 3.2.2 - Rochas metavulcânicas..... | 30 |
| 4 - QUÍMICA MINERAL..... | 34 |
| 4.1 - CLORITA..... | 34 |

| | |
|---|-----------|
| 4.1.1 - Geotermômetro da clorita..... | 37 |
| 4.2 - ANFIBÓLIOS..... | 39 |
| 4.2.1 - Classificação Química..... | 39 |
| 4.3 - OURO..... | 43 |
| 4.4 - CONDIÇÕES TERMAIS DO METAMORFISMO..... | 43 |
| 5 - A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE MONTES ÁUREOS..... | 44 |
| 5.1 - MODO DE OCORRÊNCIA E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO MINÉRIO..... | 44 |
| 5.2 - FLUIDOS HIDROTERMAIS..... | 46 |
| 5.2.1 - Generalidades..... | 46 |
| 5.2.2 - Características petrográficas..... | 47 |
| 5.2.3 - Microtermometria..... | 48 |
| 5.2.3.1 - Considerações iniciais..... | 48 |
| 5.2.3.2 - Sistema $H_2O-NaCl \pm MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$ | 50 |
| 5.2.3.3 - Sistema $CO_2 \pm CH_4$ | 52 |
| 5.2.3.4 - Sistema $H_2O-CO_2-NaCl \pm MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$ | 54 |
| 5.3 - CONDIÇÕES DE APRISIONAMENTO E NATUREZA DOS FLUIDOS MINERALIZANTES..... | 58 |
| 5.4 - ALTERAÇÃO HIDROTERMAL..... | 61 |
| 5.5 - MODELAMENTO GENÉTICO..... | 64 |
| 6 - CONCLUSÕES..... | 69 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 72 |

RESUMO

O depósito de Montes Áureos localiza-se na Zona de Cisalhamento Tentugal (ZCT), de natureza compressiva/transpressiva, onde se encontram os conjuntos rochosos mais deformados do Cinturão Gurupi. A ZCT, com aproximadamente 15km de largura por 100km de extensão, e direção geral NW-SE, marca o limite sul-sudoeste do cráton São Luís (CSL) e é interpretado como uma possível sutura resultante do fechamento de um mar antigo entre o bloco Belém e aquele cráton. O depósito aurífero de Montes Áureos é hospedado por rochas metavulcanossedimentares do Grupo Gurupi, de provável idade proterozóica, que foram metamorfasadas em condições das fácies xisto verde baixo (clorita + sericita), xisto verde médio a alto (clorita + biotita + muscovita + epidoto + actinolita + Mg-hornblenda + Fe-hornblenda) e anfibolito baixo (biotita + plagioclásio + edenita + pargasita + ferrotschermakita), bem como deformadas em regime rúptil-dúctil, de que resultaram diferentes formas e estilos de estruturas com variáveis graus de deformação. A mineralização ocorreu essencialmente em veios e/ou vênulas de quartzo + carbonatos tardi-tectônicos de espessura milimétrica a centimétrica (≤ 2 cm), tendo formado corpos lenticulares e tabulares subparalelos à foliação milonítica com teores que não ultrapassam 2 ppm. O ouro encontra-se associado com arsenopirita, pirita e, secundariamente, com calcopirita, além de quartzo e carbonatos. A associação mineral hidrotermal composta de clorita, carbonatos e epidoto substitui parcialmente a associação metamórfica, principalmente os anfibólios, plagioclásio e biotita. As feições texturais e as relações entre as associações metamórfica e hidrotermal indicam que a mineralização ocorreu após o pico térmico máximo do metamorfismo, em pelo menos dois modos distintos e sucessivos : 1) ouro granular depositado junto com arsenopirita, pirita, calcopirita, quartzo e carbonatos; e 2) em microfraturas da arsenopirita. O ouro teria sido transportado na forma de complexo de enxofre do tipo $Au(HS)_2^-$ em fluidos aquo-carbônicos de baixas salinidades (2 a 10% eq. em peso de NaCl) e temperaturas $\leq 450^\circ C$. A mineralização ocorreu a temperaturas entre 260 e 350°C, sendo mais prevalentes aquelas em torno de 300°C, que foram fornecidas pelo geotermômetro da clorita hidrotermal. As pressões correspondentes foram estimadas de 1,3 a 2,8kb, equivalentes a profundidades de 5-10 km. A deposição do ouro foi favorecida pela queda da temperatura, a qual provocou a desestabilização do complexo quando da reação dos fluidos com as rochas encaixantes.

No sistema hidrotermal de Montes Áureos circularam fluidos carbônicos ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$), aquo-carbônicos ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{Mg}$ e/ou Fe) e aquosos ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{Mg}$ e/ou Fe). Os fluidos aquo-carbônicos foram interpretados como produtos de reações metamórficas de desidratação e descarbonização que devem ter ocorrido principalmente nas variedades ricas em material carbonoso do pacote vulcanossedimentar, a temperaturas acima de 500°C . Esses fluidos, inicialmente homogêneos, foram aprisionados em cristais de quartzo, ao se tornarem imiscíveis, do que resultaram inclusões fluidas com diferentes razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, desde H_2O quase pura até CO_2 virtualmente puro. Com a diminuição da temperatura e, em decorrência, menor produção de CO_2 pelas reações de descarbonização, além da precipitação dos carbonatos, os fluidos aquo-carbônicos foram sendo gradativamente empobrecidos em CO_2 e se tornando progressivamente mais aquosos e com salinidades mais baixas. Não se descarta, porém, a infiltração e mistura com fluidos mais superficiais, especialmente nos estágios finais da evolução do sistema. O contexto geotectônico regional, o controle da mineralização por estruturas típicas de zonas de cisalhamento, o tipo da alteração hidrotermal, a relação temporal entre o fluxo térmico máximo do metamorfismo e a alteração hidrotermal superimposta, a associação do minério e as características físico-químicas dos fluidos mineralizantes no depósito de Montes Áureos são dados que permitem classificá-lo como do tipo *lode*, semelhante àqueles que ocorrem em terrenos tipo *greenstone* em margens de placas convergentes (depósitos auríferos orogênicos).

ABSTRACT

The Montes Áureos gold mineralization occurred within the Tentugal Shear Zone (ZCT) which is a \pm 100km long, 15km wide NW-SE trending structure that marks the south-southwest boundary of the São Luís craton and may represent a collisional suture between the Belém block and this craton. This zone is characterized by tectonites produced by compressive/transpressive and strike-slip movements, and corresponds to the most deformed rocks of the Gurupi mobile belt.

The ore bodies are hosted by Proterozoic Gurupi Group metavolcanic and metasedimentary rocks which have been metamorphosed under conditions of low (chlorite + sericite), medium to high greenschist (chlorite + biotite + muscovite + epidote + actinolite + Mg-hornblende + Fe-hornblende) and low amphibolite facies (biotite + plagioclase + edenite + pargasite + ferrotchermakite). They have been also deformed under a brittle-ductile regime, leading to the formation of structures with different shapes, styles and degree of strain.

A superimposed hydrothermal event generated assemblages composed of chlorite, carbonates and epidote that partially replaced metamorphic amphiboles, plagioclase and biotite. It also produced a system of vein and veinlets both concordant and discordant with respect to the rock foliation. Gold occurs in up to 2 cm thick, late-tectonic quartz + carbonates veins or veinlets associated with arsenopyrite, pyrite and minor chalcopyrite. The spatial distribution of the mineralized zones forms lenticular to tabular bodies with gold contents less than 2 ppm.

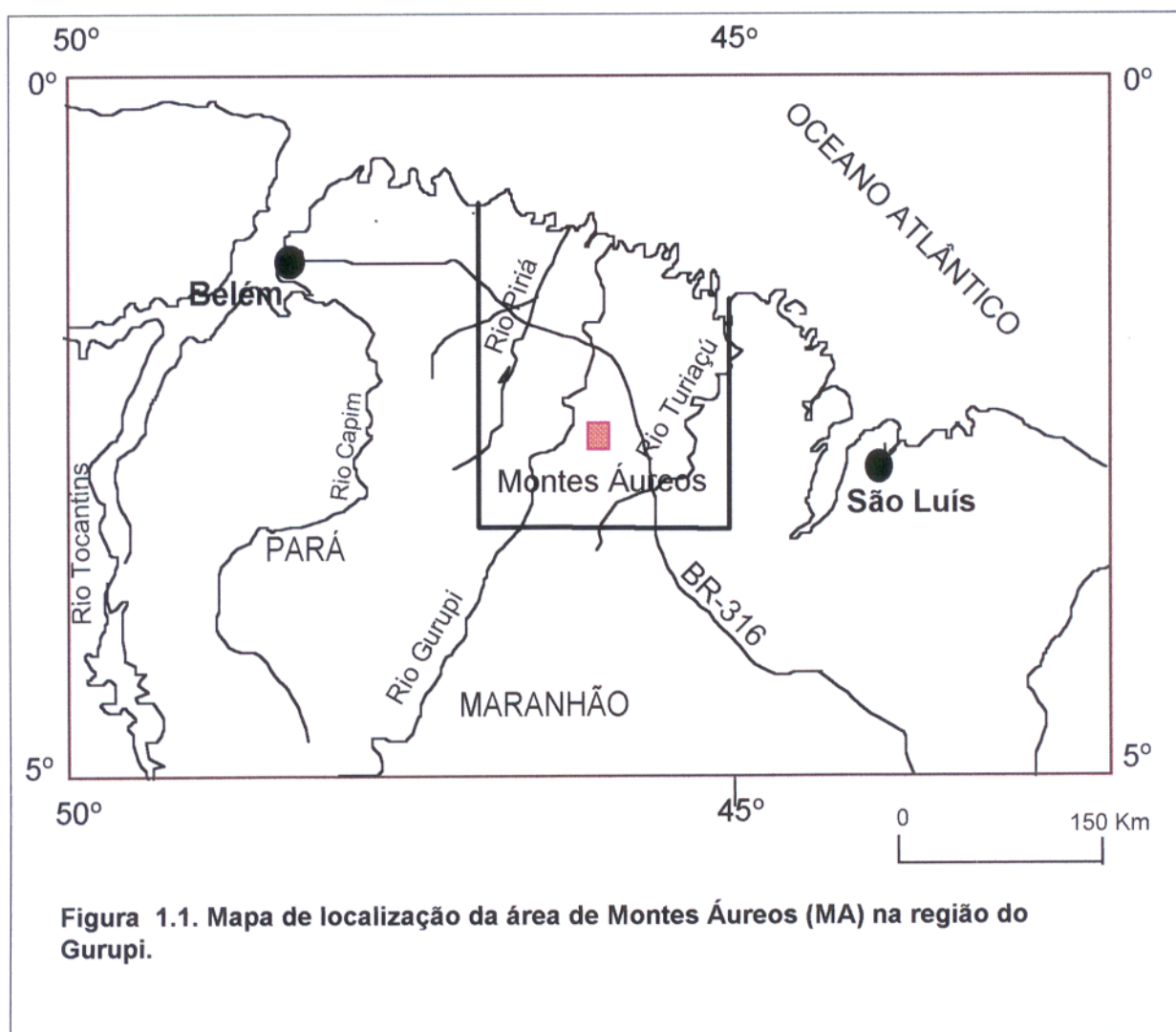
Texture features and the time relationship between hydrothermal and metamorphic assemblages indicate that mineralization followed the metamorphic peak and that gold occurs in at least two different forms: 1) granular gold deposited simultaneously with sulfides; and 2) in microfractures in arsenopyrite. Gold had been most likely transported by the sulphur thio-complex $[\text{Au}(\text{HS})_2^-]$ in an aqueous-carbonic, low salinity fluid (2 to 10 wt% equiv. NaCl) at temperature $\leq 450^\circ\text{C}$. Deposition occurred in a temperature range of 260 to 350°C . For the prevalent value of 300°C , obtained by the chlorite geothermometer, pressure estimates fall between 1,3 and 2,8 kb, corresponding to depths of 5-10 km. Destabilization of that complex as temperature dropped and as the fluids interacted with the host rocks brought about gold precipitation. Fluids related to the systems $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{MgCl}$ e/ou FeCl_2 and $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{MgCl}$ e/ou FeCl_2 circulated through Montes Áureos rocks. The aqueous-carbonic fluids are considered to be products of dehydration and decarbonization of carbon-

fluids are considered to be products of dehydration and decarbonization of carbon-bearing sedimentary rocks at temperature probably above 500°C. At first homogeneous, these fluids have undergone immiscibility and were then trapped in fluid inclusions with different H₂O/CO₂ ratios, some almost pure H₂O or CO₂. As the metamorphic thermal regime decreased and carbonates precipitated, the aqueous-carbonic fluids became progressively impoverished in CO₂ and less saline. Mixture with cooler and low salinity superficial waters may have occurred by the end of the evolution of the Montes Áureos hydrothermal system. The geotectonic setting, the structural control of the mineralization by shear zone, the hydrothermal alteration features, the time relations between the metamorphic peak and hydrothermal alteration, the gold ore mineral association and the physical-chemical characteristics of the mineralizing fluids allow the Montes Áureos gold deposit to be classified in the lode category, as many others that are formed at convergent plate margins.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A área do presente trabalho está situada a noroeste do estado do Maranhão, a aproximadamente 90 km a SSE da ponte sobre o rio Gurupi, na rodovia BR-316. Tem como referência geográfica a interseção das coordenadas de $46^{\circ} 15' \text{ WGr}$ e $2^{\circ} 25' \text{ S}$, e abrange o núcleo garimpeiro de Montes Áureos, que fica próximo do rio Maracaçumezinho, afluente da margem esquerda do rio Maracaçumé (Figura 1.1).



Do ponto de vista geotectônico, a área localiza-se em uma extensa estrutura de direção NW-SE, ao longo da qual encontram-se diversas ocorrências e antigos garimpos de ouro. Essa estrutura tem recebido várias denominações, sendo Zona de Cisalhamento Tentugal uma das mais empregadas.

Apesar de um contexto geológico favorável à mineralização de ouro, em termos dos controles estruturais e litológicos, ambiente tectônico e atividade hidrotermal, apenas ocorrências de veios de quartzo, que cortam as rochas da Zona de Cisalhamento Tentugal e de pequenos depósitos aluvionares/coluvionares e supergênicos têm sido detectados nesse domínio.

A não formação de depósito de expressivo valor econômico pode decorrer de fatores intrinsecamente geoquímicos (características físico-químicas dos fluidos, pouca abundância de ouro na fonte primária, mecanismos ineficazes de transporte, concentração e precipitação de ouro). Por outro lado, se os depósitos foram formados, a não descoberta pode ser atribuída à profundidade atingida pelo nível de erosão atual ou mesmo aos poucos trabalhos de exploração executado na área.

Da mesma forma, a evolução geotectônica dessa região é ainda assunto bastante controverso. A carência de dados geológicos e geocronológicos tem resultado em trabalhos deveras especulativos, além de não permitir a formulação de hipóteses solidamente embasadas. Os estilos de mineralização têm mudado com a evolução crustal ao longo dos tempos, de modo que os depósitos minerais podem fornecer importantes subsídios para a interpretação do ambiente geotectônico em que foram formados. Estudar geneticamente esses depósitos significa, assim, contribuir para um melhor conhecimento do contexto geotectônico de qualquer região.

O interesse econômico e geológico, desde há muito despertado pela região do Gurupi como um todo, tem resultado em importantes trabalhos que abordam estudos sobre a litoestratigrafia, geocronologia, padrões estruturais e evolução tectônica. Por outro lado, à exceção do trabalho de Klein (1998) sobre as mineralizações auríferas associadas com corpos graníticos nas cercanias de Godofredo Viana, nenhum outro está centrado na origem, caracterização e evolução dos fluidos hidrotermais responsáveis pelo transporte e deposição do ouro, na região de Gurupi.

A disponibilidade de testemunhos de furos de sondagem na área de Montes Áureos, colocado à disposição pela Mineração Chega Tudo, permitiu acesso a amostras não intemperizadas e o conhecimento da variação e relações de contato dos tipos litológicos em

profundidades, o que se torna impraticável de verificar em superfície pela escassez de afloramentos. Viabilizou, também, observações de diferentes gerações de veios de quartzo + carbonatos, abrindo a perspectiva de estudá-los metalogeneticamente, em especial os fluidos que os formaram e transportaram o ouro neles presentes.

1.2 - OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento da mineralização primária do ouro na região de Gurupi, a partir de estudos centrados na área Montes Áureos, os quais compreenderão:

- a) a caracterização das rochas hospedeiras da mineralização quanto à natureza, composição mineralógica, grau e fácies metamórficos;
- b) a descrição das principais feições micro-estruturais, relacionando-as com a mineralização e ao metamorfismo;
- c) a identificação das associações mineralógicas resultantes da atividade hidrotermal superimpostas às associações metamórficas;
- d) a caracterização dos fluidos hidrotermais (composição, temperatura, densidade e pressão, particularmente aqueles associados à mineralização aurífera);
- e) a relação entre elementos estruturais, litológicos e fluidos mineralizantes com vista a indicar os sítios mais favoráveis à concentração primária de ouro.

1.3 - METODOLOGIA

A exploração de ouro em Montes Áureos realizada pela Mineração Chega Tudo, que é detentora dos direitos minerários na área, estendeu-se até a execução de nove furos inclinados em uma malha de sondagem com cerca de 900m de extensão, contendo um e no máximo dois furos por seção, com profundidades média de 125m. A presença de ouro foi constatada por análise química feita em amostras representando intervalos de um metro, cujos teores, de distribuição aleatória com a profundidade, não ultrapassam em média 2 ppm.

Para alcançar os objetivos propostos neste trabalho, adotou-se a seguinte metodologia:

- a) levantamento bibliográfico sobre a geologia da região do Gurupi, mineralização de Au em zonas de cisalhamento e fluidos hidrotermais que tipificam esse ambiente metalogenético, além de outros temas pertinentes a depósitos auríferos em veios de quartzo;

b) campanha de campo para descrição de testemunhos dos nove furos de sondagem, coleta de amostras e mapeamento das cava (s), utilizadas nas atividades de garimpagem;

c) confecção de lâminas delgadas para estudo petrográfico dos diferentes tipos litológicos, dando-se ênfase à composição mineralógica e composição das rochas, feições texturais e estruturais;

d) confecções de lâminas polidas e seções polidas para estudo minerográfico no intuito de caracterizar a associação mineralógica formada por minerais opacos (óxidos, sulfetos e ouro livre), apoiando-se nos critérios adotados por Cameron (1961), Uytenbogaardt & Burke (1971), Craig & Vaughan (1981), Ramdohr (1983).

e) confecções de lâminas polidas destinadas a análises por microsonda eletrônica (IG-UnB), com objetivo de determinar a composição química de anfibólios, clorita e de ouro. Os dados do anfibólio serviram para melhor definir as condições sob as quais as rochas foram metamorfasadas; os da clorita foram utilizados no geotermômetro empírico concebido por Cathelineau & Nieva (1985).

f) confecção de seções bipolidas para estudo microtermométrico em inclusões fluidas com base nos ensinamentos de Hollister & Crawford (1981), Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), De Vivo & Frezotti (1994), dentre outros. Os dados foram obtidos em uma platina de resfriamento-aquecimento Chaixmeca, instalada no laboratório de metalogênese do Centro de Geociências da UFPA. Na determinação das densidades foram empregadas as equações de estado de Brown & Lamb (1989) para inclusões aquosas e aquocarbônicas, e a de Holloway (1981) para as inclusões carbônicas, contidas no programa Fincor versão 1.4.

g) integração e interpretação desses dados e redação da tese.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A área de Montes Áureos está localizada em região pertencente à Província Estrutural Parnaíba (Hasui *et al.* 1984) ou, na concepção de Hasui *et al.* (1993), aos blocos crustais Belém e São Luís. Essa região, genericamente chamada de região do Gurupi, compreende o nordeste do estado do Pará e o noroeste do estado do Maranhão, entre os rios Piriá e Turiaçu, sendo balizada ao norte pelo Oceano Atlântico e ao sul pela borda norte da bacia do Parnaíba (Figura 1.1).

2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Os processos erosivos, que têm atuado intensamente na região do Gurupi e adjacências, abriram janelas nas coberturas fanerozóicas e, através delas, expuseram rochas mais antigas, cujas interrelações ainda estão pobremente definidas (Figura 2.1). Em que pese a insuficiência de dados geológicos, essa região pode, segundo Pastana (1995), ser compartimentada em três unidades geotectônicas distintas: a) o domínio cratônico; b) o domínio móvel; e c) as bacias sedimentares. As duas primeiras unidades, além da profusão de nomes que, muitas vezes, torna difícil o confronto de idéias acerca de seu significado geológico, têm sido explicadas através de controvertidas propostas evolutivas, deixando a geologia da região aberta a interpretações polêmicas.

O domínio cratônico tem sido denominado Plataforma de São Luís (Almeida 1967), Cráton São Luís (Cordani *et al.* 1968; Hasui *et al.* 1984), Bloco São Luís (Hasui *et al.* 1993) e terrenos granito-*greenstone* do noroeste do Maranhão (Pastana 1995), porém o termo Cráton São Luís (CSL) é o mais comumente empregado.

Essa região cratônica é considerada um fragmento do Cráton Oeste Africano, do qual teria se separado durante a abertura mesozóica do Oceano Atlântico (Hurley *et al.* 1967), e tem se mantido estável desde o final do ciclo Transamazônico como comprovam as datações geocronológicas em torno de 2.000 Ma obtidas pelos métodos K-Ar, Rb-Sr e Pb-Pb em vários granitóides (Hurley *et al.* 1967; Almeida *et al.* 1968; Cordani *et al.* 1968; Wanderley Filho 1980; Sousa 1995; Klein 1998; Gorayeb *et al.* 1999).

A evolução do CSL vem sendo interpretada como o resultado de intenso plutonismo, colisão e amalgamação de arcos magmáticos a terrenos arqueanos durante o evento Transamazônico (Costa & Ricci 1995; Gorayeb *et al.* 1999), semelhantemente ao que teria

ocorrido com o Cráton Oeste Africano (Hides *et al.* 1996). Evolução idêntica a dos terrenos granito *greenstone* (Abreu 1990; Pastana 1995) é contestada por Costa & Ricci (1995), os quais alegam que a predominância de xistos paraderivados sobre os ortoderivados, a ausência de formações ferríferas e de rochas comprovadamente granulíticas, assim como a não constatação de idades arqueanas, dão pouca sustentação a essa hipótese.

O limite sul-sudoeste do CSL é marcado por um domínio móvel, sobre o qual existem igualmente muitas controvérsias e variadas denominações, tais como: Cinturão Gurupi (Almeida *et al.* 1976); Faixa de Dobramento Gurupi (Almeida *apud* Hasui *et al.* 1984); Faixa de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.* 1984); Zona de Cisalhamento Tentugal (Abreu & Lesquer 1985); Cinturão de Cisalhamento Chega Tudo (Pastana *et al.* 1994); Cinturão de Cisalhamento Tentugal (Pastana 1995) e Faixa de Cisalhamento Gurupi (Klein 1998).

Neste trabalho serão adotadas as denominações Cinturão Gurupi (Almeida *et al.* 1976) e Zona de Cisalhamento Tentugal (Abreu & Lesquer 1985) para a marcante estrutura de direção NW-SE que serviu de articulação entre os domínios cratônico e móvel.

O Cinturão Gurupi é caracterizado por dois sistemas estruturais distintos (Costa *et al.* 1988; Borges *et al.* 1994a,b). Um deles envolve zonas de cisalhamento dúctil de caráter compressivo oblíquo de baixo ângulo de cavalgamento. O outro sistema é representado por zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, onde se encontram os conjuntos rochosos mais deformados, correspondendo à Zona de Cisalhamento Tentugal (ZCT), que é composta de rochas metassedimentares e metavulcânicas milonitizadas/ultramilonitizadas.

O terceiro domínio geotectônico é representado pelas bacias sedimentares, que na região são identificadas por coberturas sedimentares abrangendo pequenas áreas, para as quais são atribuídas idades proterozóicas (inferior, médio e superior) e eopaleozóicas (Costa *et al.* 1977; Almeida *et al.* 1977; Abreu *et al.* 1980; Hasui *et al.* 1984; Abreu & Lesquer 1985 e Pastana 1995).

2.2 - LITO-ESTRATIGRAFIA

2.2.1 - Considerações Iniciais

Propostas estratigráficas mais consistentes para a região do Gurupi começaram a surgir na segunda metade da década de 1970. Costa *et al.* (1977) destacam a Associação Metamórfica Maracaçumé, o Grupo Gurupi, a Associação Anorogênica Tromaí e a Formação Piriá, todas do PréCambriano Inferior ao Superior, como as principais unidades litoestratigráficas, se bem que tenham admitido o posicionamento daquela última até no Eopaleozóico. Em vista de novos dados de campo, esta proposta foi mais tarde modificada através de renomeação, introdução e reposicionamento de outras unidades (Abreu *et al.* 1980; Hasui *et al.* 1984; Abreu & Lesquer 1985 e Abreu 1990). O embasamento passou a ser chamado Complexo Maracaçumé e a Associação Anorogênica Tromaí simplesmente Formação Tromaí. Ao mesmo tempo, parte das rochas que antes integravam o Grupo Gurupi foram separadas nas formações Santa Luzia e Gurupi, esta última se restringindo às rochas que, comparativamente às da Formação Santa Luzia, apresentavam menor número de fases de dobramentos (Abreu & Hasui 1980). Foram também definidas as formações Vizeu e Igarapé da Areia, bem como a Suíte Chega Tudo, esta última uma seqüência de incontestável natureza vulcanossedimentar. Com base nos dados geocronológicos então disponíveis, duas suítes de granitóides foram também caracterizadas. Na mais antiga, de idade transamazônica, estão incluídos, por exemplo, os corpos plutônicos de Tracuateua, Mirasselas, Rosário, e a outra, de idade brasileira, tem como principais representantes os granitos de Ney Peixoto e Ourém. No Proterozóico Médio, teria havido a intrusão de um corpo alcalino, hoje metamorfisado e conhecido como o sienito-gnaisse de Boca Nova (Lowell & Villas 1983). As diferenças entre essas várias propostas estratigráficas estão basicamente no posicionamento de certas unidades que, à falta de informações radiométricas e de boas relações de campo, são deslocadas ao sabor de critérios sem base científica segura.

Uma proposta ainda mais recente (Pastana 1995) tem a vantagem de ser pelo menos aplicada aos diferentes domínios geotectônicos que foram caracterizados na região, o que não a exime das mesmas falhas apontadas nos esquemas anteriores. No domínio cratônico, foi descrito o Grupo Aurizona como uma seqüência vulcanossedimentar tipo *greenstone*, enquanto a Formação Tromaí foi considerada o componente granítico do par granito-*greenstone*, vinculando-se a ela também o Tonalito Cândido Mendes e o granito Areal. No domínio móvel, também sem

maiores bases factuais, o empilhamento proposto para o Pré-cambriano é, das unidades mais antigas para as mais jovens, o Complexo Maracaçumé, o Kinzigito Marajupema, o Grupo Gurupi, a Suíte Tromai, o Granito Maria Suprema e a Formação Igarapé de Areia. O termo Formação Santa Luzia foi abandonado e as rochas a ela correspondentes foram reincorporadas ao Grupo Gurupi, como em sua definição original. Ademais, foram introduzidas três unidades até então não descritas na região: o Kinzigito Marajupema, o Granito Maria Suprema e o Tonalito Itamoari, este último considerado o equivalente retrabalhado da Suíte Tromai.

Algumas das diferentes propostas estratigráficas para a região estão sumarizadas na Tabela 2.1.

2.2.2 - Descrição das Principais Unidades

2.2.2.1 - Complexo Maracaçumé

Nos trabalhos publicados sobre a geologia da região do Gurupi, considera-se como unidade mais basal o Complexo Maracaçumé, assim chamado em substituição à Associação Metamórfica Maracaçumé, por envolver tipos litológicos diversos, imbricadamente estruturados e interrelacionados (Hasui *et al.* 1984). Em sua constituição dominariam migmatitos e gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com trama milonítica a ultramilonítica, cujos principais afloramentos ocorrem a SSW de São Luís, em Vizeu e em vários trechos do rio Gurupi. Apesar de ser invariavelmente posicionado no Arqueano, não há dados geocronológicos que confirmem essa idade para o Complexo Maracaçumé. Ao contrário, as datações disponíveis em áreas de exposições típicas apontam para valores paleoproterozóicos e, em Rosário (SSW de São Luís), as rochas tonalíticas e granodioríticas lá aflorantes vêm sendo interpretadas como uma manifestação plutônica transamazônica e denominada Suíte Intrusiva Rosário (Rodrigues *et al.* 1994).

Trabalhos mais recentes (Pastana 1995) restringem a ocorrência do Complexo Maracaçumé ao domínio móvel, mas, de novo, não há suporte geocronológico para conferir às suas rochas idades arqueanas. Do ponto de vista puramente petrológico, essas rochas bem que poderiam ser correlacionadas à Suíte Tromai, delas diferindo por evidências de migmatização e intensa deformação, muito provavelmente produzidas por retrabalhamento durante ou em seguida à instalação do Cinturão Gurupi.

As lentes de rochas paraderivadas, que foram mapeadas dentro do Complexo Maracaçumé, nos cursos médios e alto do rio Gurupi, foram enfeixadas na unidade Kinzigito Marajupema (Pastana 1995). São rochas constituídas de quartzo, plagioclásio, titanobiotita, cordierita, granada, muscovita e opacos, associação esta que fortemente conflita com a fácies granulítica que lhe foi atribuída por aquele autor. No médio curso do rio Gurupi, também foram identificados corpos lenticulares milonitizados, de composição granítica, concordantes com as rochas do Complexo Maracaçumé e ricas em muscovita. Foram reunidas na unidade Granito Maria Suprema e interpretadas como intrusões sin-deformacionais oriundas da fusão parcial da base da crosta siálica e alojadas durante a instalação do Cinturão Gurupi (Pastana 1995).

É bem possível que à luz de novos dados geológicos e radiométricos, o Complexo Maracaçumé venha a ter sua área de ocorrência cada vez mais reduzida em favor dos terrenos transamazônicos.

2.2.2.2 - Grupo Gurupi

Embora já tenha sido hierarquizada como série (Moura 1936), grupo (Francisco *et al.* 1971; Nunes *et al.* 1973; Costa *et al.* 1977; Pastana, 1995) e formação (Abreu *et al.* 1980; Hasui *et al.* 1984; Abreu & Lesquer 1985), o conjunto supracrustal de rochas metamórficas de baixo a médio grau que aflora na BR-316, entre Capanema e Camiranga, e ao longo do rio Gurupi e circunvizinhanças, ainda não tem posição estratigráfica bem definida e tampouco foi, por completo, litoestratigraficamente caracterizado. Ao que tudo indica, trata-se de uma seqüência metavulcanossedimentar, cujos componentes vulcânicos vêm sendo identificados, graças, particularmente, a programas de sondagem exploratória executadas nas áreas de Chega Tudo e Cachoeira. Não é surpresa, portanto, que face à escassez de afloramentos e, por conseguinte, à falta de óbvias relações de campo, diferentes nomes tenham surgido para descrever, por exemplo, os micaxistos e xistos granatíferos que ocorrem em Cristal, no alto rio Piriá (Korpershoeh 1977) ou as rochas verdes de Chega Tudo (Dias & Villas 1983).

É amplamente aceito hoje que o Grupo Gurupi seja composto de xistos, incluindo termos grafitosos, estaurolíticos e granatíferos, além de metamorfitos de baixo grau de derivações sedimentar (ardósias, filitos, metagrauvas e quartzitos) e vulcânica, destacando-se nessa última as associações: a) albita-clorita-tremolita-actinolita-quartzo calcita \pm epidoto \pm titanita, (b)

sericita-clorita-calcita-albita-quartzo; (c) biotita-albita-sericita-quartzo e (d) sericita-albita-quartzo \pm epidoto \pm calcita \pm magnetita \pm titanita.

2.2.2.3 - Grupo Aurizona

As rochas supracrustais metavulcanossedimentares, que ocorrem no domínio cratônico próximas à zona litorânea do NE do Pará e NW do Maranhão, foram desmembradas do Grupo Gurupi e enfeixadas no Grupo Aurizona por constituírem tipos litológicos muito semelhantes aos de uma seqüência *greenstone* (Pastana 1995). Segundo este autor, o Grupo Aurizona constitui um conjunto rochoso metamorfisado na fácies xisto verde, em que predominam filitos, *metacherts*, quartzitos e metaultramafitos, freqüentemente cortados por veios de quartzo, às vezes mineralizados a ouro. As rochas do Grupo Aurizona encontram-se separadas por plutons granitóides pertencentes à Suíte Tromai, a qual foi considerada a parte granítica do par granito-*greenstone*.

Os dados apresentados são, contudo, insuficientes para sustentar a hipótese de terreno granito-*greenstone* como bem assinalaram Costa & Ricci (1995).

2.2.2.4 - Suíte Tromai

Na evolução geológica pré-cambriana da região do Gurupi registra-se a ocorrência de intrusões de vários corpos ígneos, de composição granítica, granodiorítica, tonalítica ou trondhjemitica, reunidos no que vem sendo chamado de Suíte Tromai. De início denominada Associação Anorogênica Tromai (Costa *et al.* 1977) ou Formação Tromai (Abreu *et al.* 1980; Hasui *et al.* 1984), na qual as rochas vulcânicas seriam dominantes, essa suíte é hoje interpretada como de natureza essencialmente plutônica (Pastan 1995), tendo como principais representantes o tonalito Cândido Mendes e os granitos Areal, Tracuateua e Mirasselvas. Os dois primeiros corpos ocorrem nas circunvizinhanças de Cândido Mendes (MA) e os outros dois próximos da cidade de Bragança (PA). Rochas dessa suíte também foram identificadas na borda SSE do Craton São Luís, onde foram retrabalhadas tectonicamente, vindo a constituir, na concepção de Pastana (1995), o tonalito Itamoari, já porém dentro do Cinturão Gurupi.

Datações radiométricas acusam idades invariavelmente paleoproterozóicas para essas rochas, o que tem justificado agrupá-las, alternativamente, na suíte granitóide transamazônica (Hasui *et al.* 1984; Abreu & Lesquer 1985; Abreu 1990). Idades similares e idênticas

características petrológicas possibilitam correlacionar essas rochas com as que afloram a SSW de São Luís e que, por sua vez, compõem a suíte intrusiva Rosário (Rodrigues *et al.* 1994).

Outras manifestações transamazônicas estão representadas pelo Granito Cantã e Microtonalito Caxias. Provavelmente os granitóides de Ourém e Jonasa devem fazer parte daquele evento, contudo, ainda sem confirmação geocronológica.

2.2.2.5 - Granitóides Brasileiros

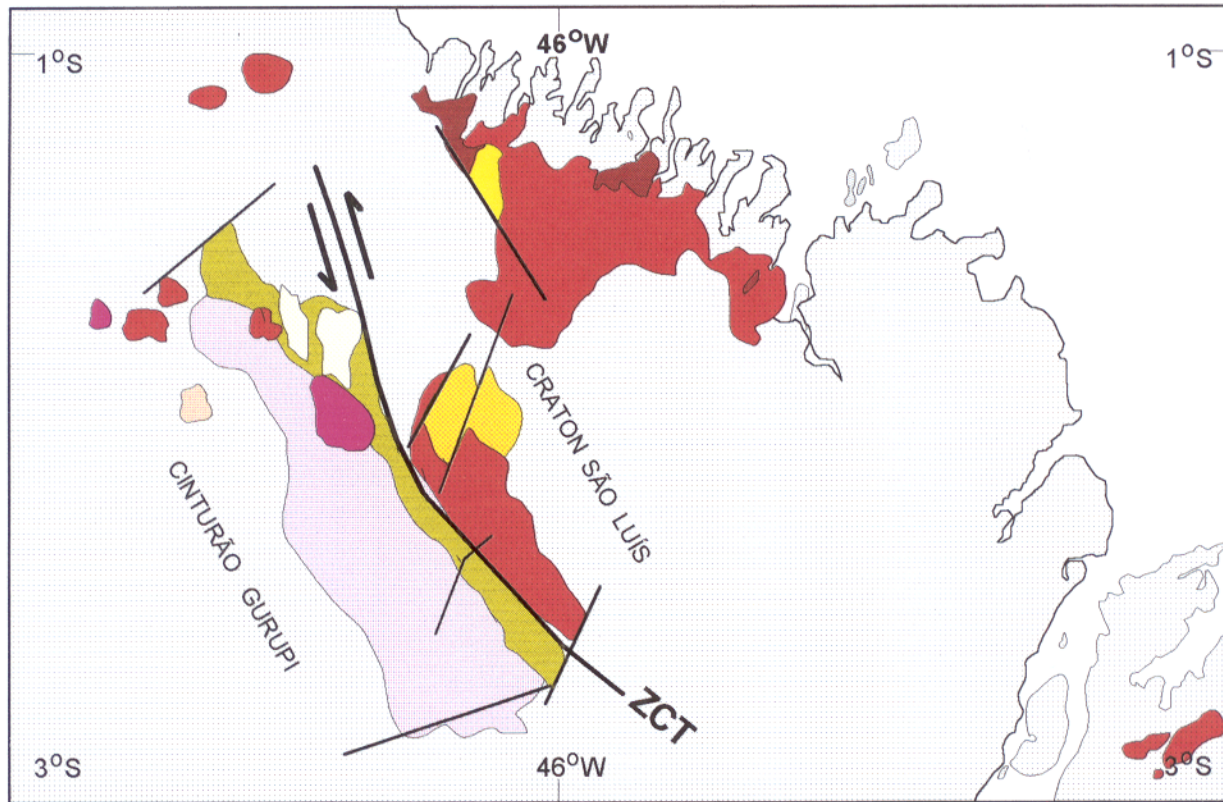
O evento Brasileiro ainda não está suficientemente caracterizado na região do Gurupi e adjacências. Algumas datações geocronológicas, entretanto, marcam o registro desse evento como as realizadas por Hurley *et al.* (1967;1968), Cordani *et al.* (1968) ao longo do rio Gurupi a SSW da Zona de Cisalhamento Tentugal.

Registros mais convicentes surgem com as idades isocrônicas Rb-Sr do granito Ney Peixoto e do nefelina-sienito Boca Nova (Villas 1982), confirmando idades brasileiras, a grande maioria na faixa de 520-580 Ma, obtidas anteriormente por vários autores pelos métodos K-Ar em mica e Rb-Sr (de referência) em rocha total (Hurley *et al.* 1967,1968; Almeida *et al.* 1968; João 1980). Foram esses registros que levaram Hasui *et al.* (1984) a definir pela primeira vez na região a suíte granitóide brasileira.

2.2.2.6 - Bacias sedimentares

As rochas das coberturas sedimentares pré-silurianas da região Gurupi compõem as formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá, as quais ainda não têm posicionamento estratigráfico bem definido. Elas são constituídas predominantemente por arenitos arcóseos, conglomerados e pelitos, e mostram-se dobradas com incipiente foliação plano-axial, sendo-lhes atribuídas idades do Proterozóico Médio/Superior (formações Vizeu e Igarapé de Areia) e Proterozóico Superior/Eopaleozóico (Formação Piriá).

Segundo Pastana (1995), essas rochas são resultado de preenchimento de bacias ligadas a processos distensivos ocorridos no Proterozóico Médio/Superior (ver mapa geológico simplificado da Figura 2.1).



ZCT=Zona de Cisalhamento Tentugal

LEGENDA

COBERTURAS PÓS-EOPALEOZÓICAS



EOPALEOZÓICO

Fm. Piriá

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Granitóides Brasilianos

Fm. Vizeu

PROTEROZÓICO MÉDIO

Sienito Boca Nova

Fm. Ig. de Areia

PROTEROZÓICO INFERIOR

Suíte Tromai

(Granitóides Transamazônicos)

Grupo Gurupi

Grupo Aurizona

ARQUEANO

Complexo Maracaçumé

Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da região Gurupi e adjacências. Modificado de Abreu et al.(1980), Pastana (1995) e Gorayeb et al. (1999).

2.2.3 - Geocronologia

Datações geocronológicas na região do Gurupi têm se restringido, até aqui, particularmente aos corpos granitóides, a grande maioria referindo-se àqueles cartografados no Craton São Luís (Hurley *et al.* 1967; Cordani *et al.* 1968; Hurley *et al.* 1968; Almeida *et al.* 1968; Wanderley Filho 1980; Sousa 1995; Klein, 1998; Gaudette *et al.* 1996; Gorayeb *et al.* 1999). Fora do domínio cratônico, há registro de idades para o sienito-gnaiss de Boca Nova e granito Ney Peixoto (Hurley *et al.* 1967; Almeida *et al.* 1968; João 1980; Villas 1982), bem como para rochas ao longo do rio Gurupi (Cordani *et al.* 1968; Hurley *et al.* 1968). Algumas referem-se a rochas do embasamento da bacia do Maranhão (Kovach *et al.* 1976). Essas datações estão resumidas na Tabela 2.2, que mostra idades transamazônicas (25) e brasileiras (15) em diversos pontos da região do Gurupi e de Rosário.

Poucas são as idades obtidas por métodos mais robustos como Pb-Pb em zircão. A grande maioria tem por base os métodos K-Ar e Rb-Sr, este último em grande parte usado para determinação de idades convencionais.

Digna de nota é a idade isocrônica Rb-Sr de 723 ± 30 Ma obtida para o nefelina-sienito-gnaiss de Boca Nova (Villas 1982), a qual foi interpretada como idade de rejuvenescimento durante o metamorfismo relacionado ao evento Brasileiro, o que está registrado pelos valores K-Ar da biotita (João 1980) presente nos planos de foliação dessa rocha.

2.3 - PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS

As feições estruturais mais marcantes da região do Gurupi estão relacionadas à evolução geotectônica do domínio móvel Cinturão Gurupi (Almeida *et al.* 1976) e, dentro desse domínio, à instalação da Zona de Cisalhamento Tentugal. Essa zona foi inicialmente definida como um conjunto de rochas cisalhadas expostas entre os rios Turiaçu e Caeté, ao longo de uma grande descontinuidade de direção geral NW-SE e que representa a zona de transição do Cráton São Luís para o domínio móvel (Hasui *et al.* 1984). Segundo F.A. Abreu (comunicação verbal), essa descontinuidade representa uma zona de sutura entre os blocos Belém e São Luís, que teriam colidido no Paleoproteróico em consequência do fechamento do mar que os separava em ambiente típico de subducção.

No Cinturão Gurupi foram detectados dois domínios estruturais distintos (Costa *et al.* 1988; Borges *et al.* 1994a,b), caracterizados por sistemas imbricados e transcorrentes, ambos com

Tabela 2.2 - Síntese dos dados geocronológicos transamazônicos e brasileiros da região do Gurupi (NE do Pará e NW do Maranhão) e região de Rosário (Maranhão).

| LOCALIDADE | TIPO DE ROCHA | MÉTODO | IDADE (Ma) | FONTE |
|---|-------------------------|-------------------|------------|-------|
| 1. Foz do rio Itapecurú (embasamento da bacia do Maranhão) | biotita-quartzito | K-Ar (Biotita) | 504 ± 15 | 1 |
| 2. Salminas, Ourém (PA) | granito Ney Peixoto | K-Ar (Muscovita) | 517 ± 15 | 2 |
| | granito Ney Peixoto | K-Ar (Biotita) | 530 | 3 |
| | granito Ney Peixoto | Rb-Sr (RT) | 535-540 | 4,5 |
| | granito Ney Peixoto | K-Ar (Muscovita) | 545 | 3 |
| | granito Ney Peixoto | Rb-Sr (RT)* | 580 ± 58 | 3 |
| 3. ± 50 km a E de S. Luís (embasamento da bacia do Maranhão) | granito Ney Peixoto | Rb-Sr (RT)* | 525 ± 41 | 3 |
| | granito brechoide | K-Ar (Biotita) | 666 ± 20 | 2 |
| 4. Rio Gurupi (2°35'S, 46°26'W) (2°39'S, 46°36'W) | ? | Rb-Sr (RT) | 530 | 5 |
| | | Rb-Sr (RT) | 540 | 5 |
| 5. Rio Gurupi (± no trecho entre 120 e 170km montante da foz, a sul da ZCT-MA). | | Rb-Sr (RT) | 550 | 8 |
| 6. Rio Gurupi (2°29'S, 46°25'W) (2°34'S, 46°20'W) | | Rb-Sr (RT) | 580 | 5 |
| | | Rb-Sr (RT) | 800 | 5 |
| 7. Boca Nova (PA) | nefelina-sienito gnaiss | K-Ar (Biotita) | 580 | 6 |
| | nefelina-sienito gnaiss | Rb-Sr (RT)* | 723 ± 30 | 3 |
| 8. Tracuateua (PA) | granito | K-Ar (Muscovita) | 1970 ± 60 | 2 |
| | granito | K-Ar (Muscovita) | 1933 | 4 |
| | granito | Rb-Sr (RT) | 1945-2035 | 4,5 |
| | granito | Rb-Sr (RT) | 1945 | 5 |
| 9. Garimpo Caxias (MA) | microtonalito | Pb-Pb (Zircão) | 1982 ± 6 | 13 |
| | microtonalito | Pb-Pb (RT) | 1737 ± 66 | 13 |
| 10. Mirasselas (PA) | granito | K-Ar (Biotita) | 1906 ± 54 | 7 |
| | granito | K-Ar (Muscovita) | 2054 ± 41 | 7 |
| | granito | Rb-Sr (RT) | 2047 ± 140 | 7 |
| 11. Rio Gurupi (± no trecho entre a foz até 120km, a norte da ZCT-MA). | | K-Ar | ± 2000 | 8 |
| 12. Vila Cantã (PA) | granito | Rb-Sr (RT) | 2051 ± 165 | 10 |
| 13. Igarapé Itapuruteua (PA) | microtonalito | Rb-Sr (RT) | 2076 ± 96 | 11 |
| 14. Sul de São Luís (MA) | granitóide | K-Ar (Hornblenda) | 2120 | 4 |
| 15. Sul de São Luís (MA) | gnaisse | K-Ar (Hornblenda) | 2180 ± 80 | 2 |
| 16. Rosário (MA) | metatonalito | Pb-Pb (Zircão) | 2133 ± 19 | 9 |
| 18. Rosário (MA) | metatonalito | Pb-Pb (Zircão) | 2079 ± 48 | 10 |
| 19. Rosário (MA) | granitóide e tonalito | Rb-Sr (RT) | | 4 |
| | granitóide e tonalito | K-Ar (Hornblenda) | | 4 |
| | granitóide e tonalito | K-Ar (Hornblenda) | | 2 |
| 20. Perizes (MA) | metagranodiorito | Pb-Pb (Zircão) | 2139 ± 22 | 10 |
| 21. Presidente Jucelino (MA) | granito | Pb-Pb (Zircão) | 2136 ± 14 | 10 |
| 22. Rio Gurupi-Mirim (MA) | tonalito | Pb-Pb (Zircão) | 2132 ± 18 | 12 |
| 23. Entre rio Gurupi e Itapecuru | anfíbolito | K-Ar (Hornblenda) | 2360 ± 350 | 2 |
| | anfíbolito | K-Ar (Hornblenda) | 2470 | 4 |

1. Kovach et al. (1976); 2. Almeida et al. (1968); 3. Villas (1982); 4. Hurley et al. (1967); 5. Hurley et al. (1968); 6. João (1980); 7. Wanderley F° (1980); 8. Cordani et al. (1968); 9. Gaudette et al. (1996); 10. Gorayeb et al. (1999); 11. Costa et al. (1977); 12. Souza (1995); 13. Klein (1998).

* Idades isocônicas; os demais valores Rb-Sr são convencionais.

ZCT = Zona de Cisalhamento Tentugal

orientação geral NW-SE, a qual reflete o transporte de massa de SW para NE. Essa movimentação ocorreu em regime tectônico compressivo oblíquo ao longo de zonas de cisalhamento com características de cavalgamento (Costa *et al.* 1988; Borges *et al.* 1994a,b). O sistema imbricado deu origem a uma foliação milonítica com mergulho de 30 a 50° SW e lineação de estiramento com mergulhos de 20 a 45° SSW. A resistência à compressão pelo domínio cratônico chegou a um limite tal que o alívio das tensões passou a ser feito por meio de um sistema transcorrente de cinemática sinistral com mergulho sub-vertical para SW e lineação de estiramento horizontal a sub-horizontal para SE ou NW, sistema esse que corresponde à Zona de Cisalhamento Tentugal. Em escala regional, o sistema transcorrente corresponde a um feixe anastomosado de zonas de cisalhamento verticais a sub-verticais, orientadas preferencialmente segundo NW-SE e WNW-ESE. Esse sistema também se caracteriza pela presença de foliação milonítica tipo C que transpõe e desloca normalmente a xistosidade S (Costa *et al.* 1988; Pastana 1995).

2.4 - DEPÓSITOS MINERAIS

Na região do Gurupi, o ouro ainda constitui o principal bem mineral, o qual vem sendo explotado desde o século XVII, embora nunca tenha ultrapassado o padrão de lavra garimpeira. O ouro ocorre em pequenos depósitos aluvionares, coluvionares e em veios de quartzo que cortam as rochas das seqüências metavulcanossedimentares tanto no domínio cratônico como no domínio móvel.

No cráton, as ocorrências de ouro mais significativas encontram-se associadas com o Grupo Aurizona, estando a mineralização concentrada em veios de quartzo. Nessa unidade foram estimadas reservas de 18,5 ton de ouro (DNPM 1996).

No domínio móvel as mineralizações auríferas se concentram preferencialmente nas rochas metavulcanossedimentares afetadas pela Zona de Cisalhamento Tentugal. A mineralização ocorre em veios e/ou vênulas de quartzo + carbonatos, tanto concordantes como discordantes em relação à foliação milonítica. Nesse domínio, as maiores concentrações encontram-se na área de Chega Tudo, onde foram detectados depósitos de ouro de natureza primária, através de sondagem rotativa.

3 - GEOLOGIA LOCAL

3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

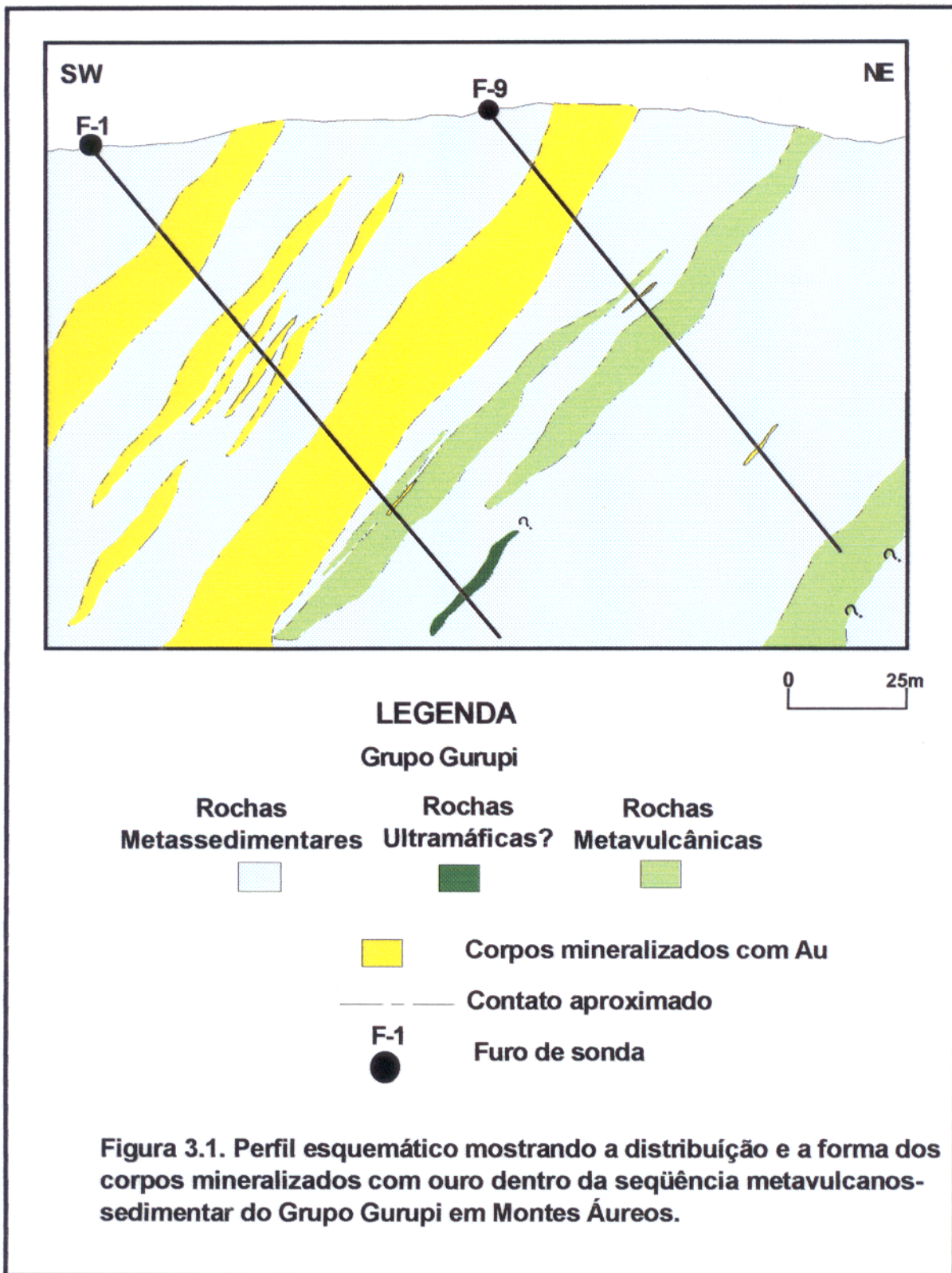
A área de Montes Áureos é formada por rochas metavulcanossedimentares que pertencem ao Grupo Gurupi e está contida na Zona de Cisalhamento Tentugal. Essas rochas encontram-se deformadas e apresentam marcante foliação na direção geral N30°W e mergulhos subverticais que variam entre 75° e 85°SW, bem como feições de caráter dúctil a rúptil-dúctil representadas por microdobramentos e texturas cataclásticas e miloníticas. Estão metamorfisadas em condições da fácies xisto verde a anfíbolito baixo, cujas paragêneses foram superpostas por associações hidrotermais.

O exame macroscópico e microscópico dos testemunhos de nove furos de sondagem mostra uma grande semelhança litológica com as rochas descritas em Chega Tudo (Dias 1983) a cerca de 18 km a NW de Montes Áureos. Nota-se, porém, menor abundância dos termos vulcânicos, ausência de leitos conglomeráticos, escassez ainda maior de sulfetos e predominância de ilmenita e rutilo sobre magnetita e titanita no conjunto rochoso de Montes Áureos.

O único trabalho disponível sobre a área de Montes Áureos refere-se a um relatório de pesquisa da Mineração Chega Tudo Ltda (1997), que direcionou esforços na busca de ouro primário, por meio de mapeamento geológico de superfície, geoquímica de solo, amostragem de canal, sondagem rotativa e descrições petrográficas, tendo sido identificadas tanto rochas metassedimentares (xistos diversos) e metavulcânicas (metadacitos e metariolitos).

No presente trabalho foi confirmada a presença de rochas metassedimentares, representando aproximadamente 85% do pacote metavulcanossedimentar, e de rochas metavulcânicas que perfazem aproximadamente 15% do volume total. Presença local de rochas provavelmente máfico-ultramáficas também foi registrada (Figura 3.1).

Interacamadamentos de leitos multi-composicionais e deformações em regime rúptil e rúptil-dúctil marcam distintas porções da seqüência rochosa, do que resultaram bandamentos composicionais com acentuado anisotropismo estrutural. Em escalas microscópica e mesoscópica, se distinguem diversos padrões de deformações com diversos tipos de dobras (aberta, fechada, intrafolial, *kink*, ptigmática), xistosidade S e foliação C em sistema S-C, às vezes com desenvolvimento de clivagem de crenulação, constituindo microbandas de



cisalhamento, veios de quartzo boudinado e de quartzo + carbonatos que preenchem diversos tipos de fraturas.

Esses regimes deformacionais favoreceram, também, dentre outras feições estruturais, o aparecimento de zonas de alívio de pressão do tipo “cunha curta” preenchida por minerais recristalizados a partir da matriz (Figura 3.2a). Essa feição estrutural dúctil é compatível com ambientes submetidos a taxas de deformação moderada a baixa (Passchier & Simpson 1986).

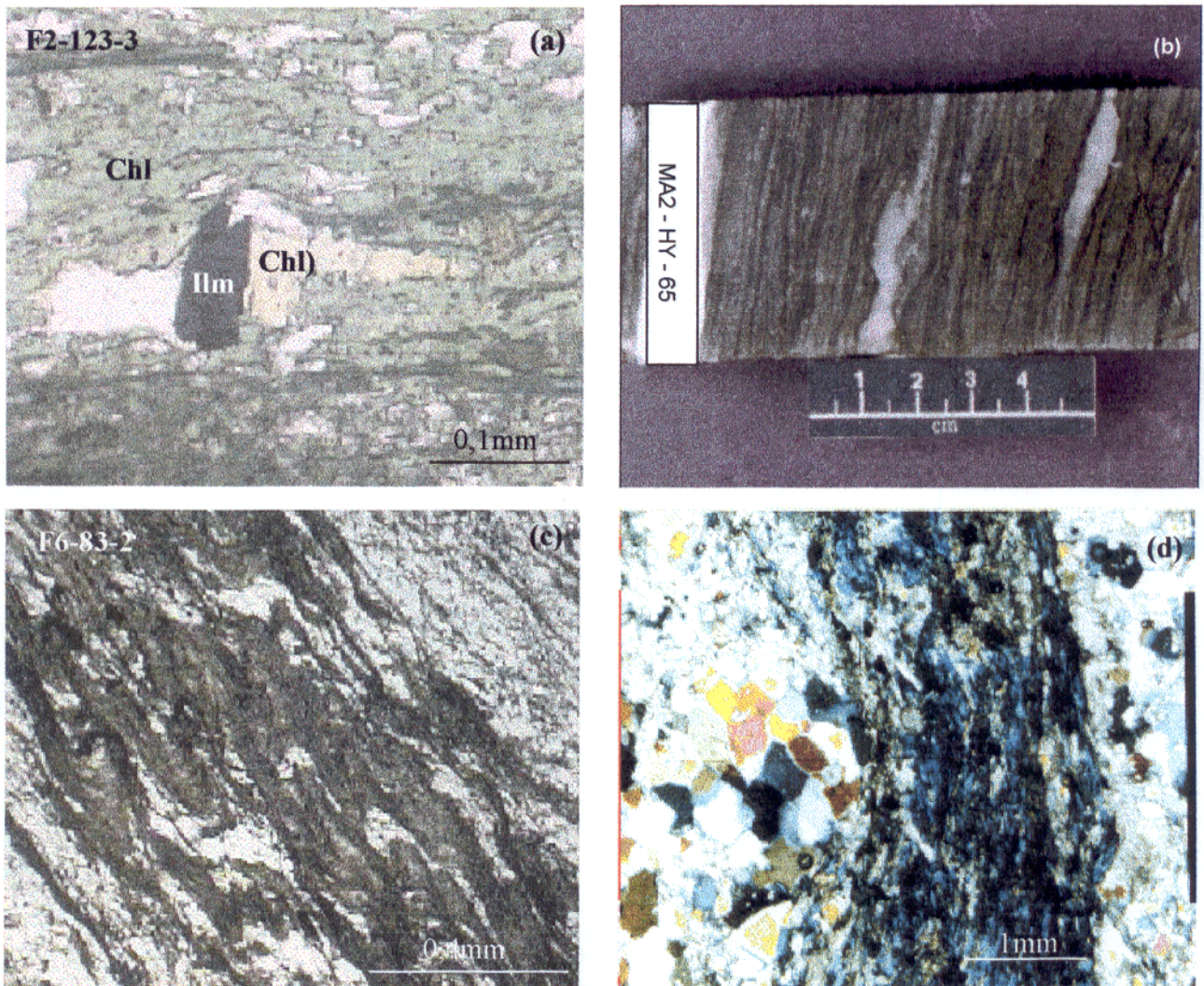


Figura 3.2. Microestruturas desenvolvidas em rochas metassedimentares sob regime dúctil-rúptil: (a) fotomicrografia com nicóis paralelos de sistema porfiroclasto tipo “cunha curta” com clorita (Chl) recristalizada em zona de alívio de pressão; (b) bandamentos composicionais com interacamadamentos de leitos félsicos e máficos; (c) fotomicrografia com nicóis paralelos de rocha com bandamento estrutural, mostrando zona de crenulação; (d) fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando bandamento composicional caracterizado por interacamadamentos entre leitos constituídos por clorita+ilmenita+quartzo e quartzo+carbonatos.

3.2 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS

3.2.1 - Rochas metassedimentares

As rochas metassedimentares estão representadas por xistos diversos, de caráter pelítico a margoso e localmente por leitos carbonosos (grafitoso ?), com planos de foliação bem definidos, coloração cinza esverdeada escura a esbranquiçada e variáveis proporções dos minerais constituintes. Em escalas mesoscópica e microscópica observam-se bandamentos caracterizados pela alternância de leitos, composicional e estruturalmente diferentes, de espessura milimétrica a centimétrica (Figura 3.2 b, c e d).

Esses bandamentos são ressaltados por leitos claros pouco deformados, constituídos predominantemente pela associação quartzo + carbonatos, com leitos cinza esverdeados a cinza escuros bem foliados, constituídos por quartzo + clorita + ilmenita (Figura 3.2b e d). Dependendo da composição original do protólito, do grau metamórfico e da alteração hidrotermal, podem aparecer biotita, mica branca, anfibólio, plagioclásio, epidoto, turmalina, apatita e rutilo.

Essas rochas apresentam texturas predominantemente granolepidoblástica e granonematoblástica, proporcionadas pela presença de abundante clorita e anfibólios (actinolita e hornblenda). As condições metamórficas foram compatíveis com as fácies xisto-verde médio a alto (clorita, muscovita, feldspato ?, biotita, actinolita e epidoto) e, localmente, anfibolito baixo (hornblenda), equivalendo às zonas metamórficas barrovianas clássicas da clorita e biotita (Yardley 1989).

As principais associações minerais identificadas foram:

- a) clorita + quartzo + carbonato + biotita;
- b) clorita + quartzo + carbonato + biotita + muscovita;
- c) clorita + quartzo + carbonato + muscovita;
- d) clorita + quartzo + carbonato + biotita + actinolita + hornblenda;
- e) clorita + quartzo + carbonato + plagioclásio + actinolita + hornblenda.

Clorita e quartzo estão presentes em todos os tipos litológicos estudados em diferentes proporções, enquanto os carbonatos foram descritos em pouco mais de 85% das amostras, também em diferentes proporções. Os demais constituintes são esporádicos. Dentre as fases acessórias a ilmenita está invariavelmente presente, mas os sulfetos (pirita, arsenopirita, calcopirita e pirrotita) são eventuais.

Quartzo

Os teores de quartzo variam de 10% a 50%, dependendo da composição original do protólito e da intensidade da silicificação. Com base em critérios texturais e microestruturais, foram identificadas pelo menos três gerações de quartzo, muitas vezes em uma mesma amostra: a) quartzo em forma de pequenos cristais xenomórficos, normalmente fragmentados e levemente estirados segundo à foliação, os quais, junto com os filossilicatos, opacos e às vezes anfibólios, compõem as bandas mais foliadas ou milonitizadas; esse quartzo é interpretado como derivado, pelo menos em parte, do protólito sedimentar; b) quartzo formando corpos lenticulares de espessuras milimétricas a centimétricas dispostos, em geral, paralelamente à xistosidade, às vezes levemente rotacionados que podem ter resultado de boudinagem de veios sintectônicos ou até mesmo de leitos ricos em quartzo detrítico do protólito (Figura 3.3a); feições de recuperação e recristalização podem ser observadas (Figura 3.3b); e c) quartzo tardi a pós-tectônico não deformado ou deformado apenas rutilmente (microfraturas intra e transcrystalinas), formando veios milimétricos a centimétricos, concordantes e discordantes em relação à foliação; carbonatos e normalmente sulfetos também estão presentes nesses veios que podem estar mineralizados com ouro (Figura 5.13a e b).

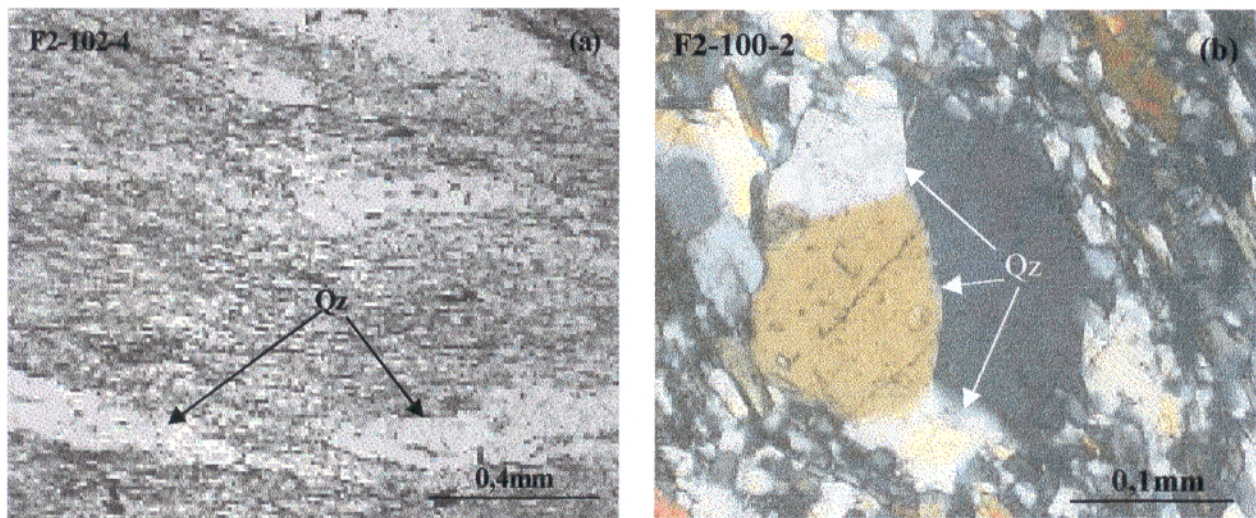
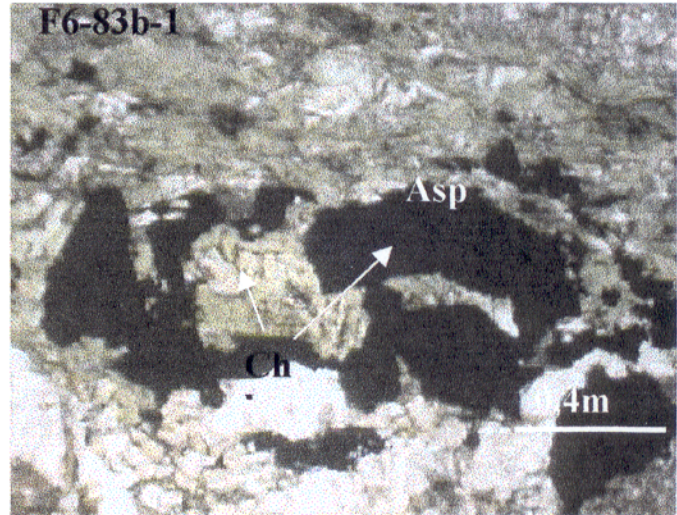


Figure 3.3. Fotomicrografia com nicóis paralelos (a) e cruzados (b) de rocha metassedimentar de natureza pelítica: a) lentes ou veios milimétricos quartzosos boudinados; b) recuperação com formação de novos grãos por recristalização.

Clorita

Está presente em diferentes proporções em todas as amostras estudadas. Predomina a de origem metamórfica que coexiste em equilíbrio com anfibólio e biotita, porém também ocorre uma variedade hidrotermal. A primeira está recristalizada e, como parte da matriz, preenche zonas de alívio de pressão que marcam as terminações de porfiroclastos (Figura 3.2a e d). A outra é representada por cristais mais desenvolvidos, isolados, presentes em vênulas e/ou veios de quartzo + carbonatos (Figura 3.4) ou como produto de alteração da biotita.



A clorita metamórfica é o principal componente das bandas constituídas por quartzo reliquiar, carbonatos, fases opacas e, às vezes, por anfibólio e micas (biotita ou muscovita), além da própria clorita, que conferem à rocha textura lepidoblástica. Seus cristais são verdes claros, bem orientados e normalmente formam agregados de cristais finos dispostos nos planos de xistosidade da rocha.

Carbonatos

Os carbonatos estão amplamente distribuídos e presentes com percentuais de até 70%. Apresentam-se em pelo menos quatro feições texturais distintas, refletindo a seqüência cronológica dos eventos de deformação rúptil-dúctil, além de serem produtos de alteração hidrotermal (Figura 5.12 e 5.13: a) carbonatos estirados segundo a foliação milonítica, provavelmente derivados do protólito, que juntos ao quartzo e aos filossilicatos são os minerais dominantes de muitos tipos litológicos; b) carbonatos presentes em quantidades limitadas em veios de quartzo boudinados ou em forma de sigmóides sintectônicos; c) carbonatos em quantidades expressivas encontrados junto com quartzo nos veios e/ou vênulas tardi ou pós-tectônicos; e d) carbonatos remobilizados que preenchem microfraturas tardias tanto na rocha hospedeira como em sulfetos, ou que, às vezes, substituem anfibólios e feldspatos.

Anfibólios

Os anfibólios ocorrem em aproximadamente 25% das amostras estudadas, perfazendo até 70% dentre os constituintes de algumas variedades. Do ponto de vista textural, foram distingüidos um tipo sintectônico, em forma de cristais alongados e arranjados paralelamente à xistosidade e comumente associado com a clorita (Figura 3.5), e um outro distribuído semi-ortogonalmente à xistosidade (tardi-tectônico). Apesar de as rochas muito ricas em anfibólios serem normalmente

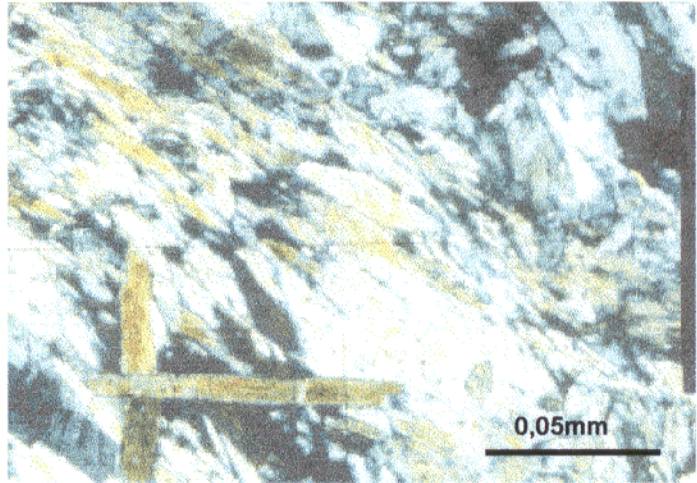


Figure 3.5. Fotomicrografia com nicóis cruzados de anfibólito mostrando mais de uma geração de anfibólios; anfibólios sintectônicos e tardi-tectônicos concordante e discordantes com a xistosidade.

pobres em carbonatos, observa-se substituição do anfibólio por carbonato hidrotermal, às vezes configurando feições pseudomórficas (Figura 5.12d).

Biotita

A biotita está presente em 10% das amostras estudadas, com teores máximos em torno de 5%. Dois tipos texturais foram identificados. Um ocorre em forma de lamelas bem estiradas paralelas à foliação milonítica (sintectônica) em associação com clorita e/ou anfibólio, enquanto o outro é placóide, pouco ou mesmo sem deformação (tardi ou pós-tectônico), e arranjado semi-ortogonalmente em relação à foliação milonítica, nem sempre associado com anfibólio.

Feldspato

O feldspato normalmente ocorre associado com rochas que contêm anfibólios, em proporções que variam de traços até 10 %, e de difícil identificação. Pode ocorrer na matriz em pequenos cristais ou em cristais maiores normalmente alterados para carbonatos.

Muscovita

Tanto a muscovita normalmente bem cristalizada, quanto sua variedade sericita texturalmente distinta ocorrem em geral associadas com clorita e, às vezes, com biotita e opacos.

Essas duas variedades estão presentes em aproximadamente 30% das amostras analisadas, com teores de até 20%. Nas microzonas de cisalhamento, observam-se microfraturas em cristais de muscovita sintectônica, que os transformaram em finas lamelas estiradas. Nas microzonas menos deformadas, a muscovita forma cristais placóides, às vezes truncando cristais de clorita.

Rutilo

O rutilo apresenta forte reflexo interno e ocorre invariavelmente junto com a ilmenita. Nas rochas encaixantes, esses óxidos associam-se aos filossilicatos, mas não são encontrados nos veios. Feições texturais em alguns exemplares mostram que, por via hidrotermal, o rutilo substitui a ilmenita parcial ou pseudomorficamente (Figura 5.14b).

Turmalina, apatita e epidoto

Ocorrem apenas como acessórios em algumas amostras.

Fases Opacas

As fases opacas estão representadas por óxidos (ilmenita >> magnetita + hematita) e sulfetos (pirita > arsenopirita + calcopirita + pirrotita).

Ilmenita

A ilmenita é a fase opaca mais abundante nas rochas metassedimentares, com percentuais entre 1% e 5%. Está presente em todas as amostras analisadas, associando-se invariavelmente às bandas composicionais constituídas predominantemente por filossilicatos. Mostra, na grande maioria, cristais prismáticos bipiramidais, ou tabulares alongados, às vezes geminados (geminção simples), que se distribuem paralelamente à foliação milonítica. Pode ocorrer também nas formas anédrica (esqueletal) e de “joelho.” Em geral, são cristais homogêneos e raramente apresentam lamelas de exsolução (hematita ?).

É comum, em algumas amostras, a alteração hidrotermal da ilmenita para rutilo, levando a uma substituição pseudomórfica relativamente freqüente (Figura 3.6a). Fraturas em cristais de ilmenita podem estar preenchida por calcopirita (Figura 3.6b).

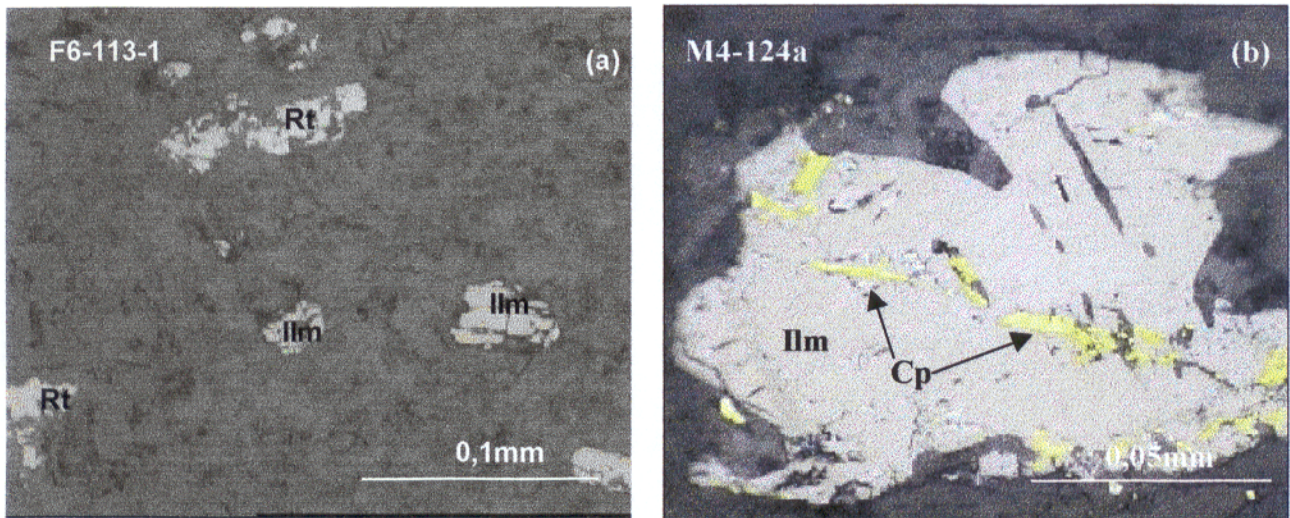


Figura 3.6. Fotomicrografia com luz refletida de ilmenita disseminada em matriz filossilicática orientada segundo à xistosidade da rocha: a) cristais de ilmenita (Ilm) às vezes substituída pseudomorficamente por rutilo (Rt); b) microfraturas em cristais de ilmenita preenchidas com calcopirita (Cp).

Magnetita e Hematita

A magnetita e hematita constituem minerais acessórios de rara ocorrência. Alguns cristais de magnetita ocorrem associados com ilmenita em alguns exemplares. A hematita é observada em algumas amostras na forma de lamelas de exsolução na ilmenita.

Pirita

A pirita é a fase sulfetada mais comum nas rochas metassedimentares, porém é pouco abundante. Ocorre tanto em microfraturas e/ou microfalhas tardias, que são discordantes ou concordantes em relação à foliação milonítica, como nos planos de xistosidade (Figura 5.14a). Podem também ocorrer em cristais subédricos, anédricos e, às vezes, euédricos isolados ou associados com calcopirita e arsenopirita nas microzonas de deformação ricas em filossilicatos. No único veio em que partículas de ouro foram observadas, pirita e arsenopirita eram os principais sulfetos, juntos a quantidades menores de calcopirita.

Arsenopirita

A arsenopirita ocorre em cristais pequenos subédricos a euédricos em proporções inferiores às da pirita nas microzonas de cisalhamentos da rocha hospedeira. Em veio aurífero de quartzo + carbonatos encontra-se, por outro lado, na forma de grandes cristais subédricos a

anédricos normalmente fraturados, em quantidades superiores aos demais sulfetos, e constitui o principal hospedeiro das partículas de ouro (Figura 5.1d,e,f). As microfraturas em arsenopirita também podem estar preenchidas por carbonatos e calcopirita, ambos remobilizados tardiamente.

Calcopirita

A calcopirita ocorre em pequenos cristais anédricos associada com arsenopirita e pirita. No veio aurífero de quartzo + carbonato está presente em pequena quantidade em relação à arsenopirita e pirita, não mostrando contatos com as partículas de ouro. A calcopirita é mais comum ocorrer nas microzonas de cisalhamento da rocha hospedeira. Pode também ocorrer em microfraturas de cristais de arsenopirita e de ilmenita (3.6b).

Pirrotita

De ocorrência extremamente esporádica em algumas microzonas de cisalhamento, está associada com cristais subédricos de pirita e calcopirita sindeposicional. Não foi observada em veios auríferos.

3.2.2 - Rochas metavulcânicas

São rochas menos deformadas e foliadas do que os tipos metassedimentares, estando normalmente ausentes os bandamentos composicionais e estruturais. Têm coloração cinza esverdeada clara a marrom escura com grãos blastoporfíricos finos imersos em matriz granolepidoblástica. Veios e/ou vênulas de quartzo ou de quartzo + carbonatos esporádicos cortam essas rochas. As associações minerais são próprias da fácies xisto verde, com incipiente alteração hidrotermal superimposta. Ocorrem, assim, quartzo, carbonato(s), clorita, plagioclásio e biotita, além das fases acessórias ilmenita, rutilo, epidoto, magnetita e apatita (Figura 3.7).

Quartzo

Pode ocorrer em até três tipos distintos e, dependendo do grau de silicificação da rocha, os teores podem atingir entre 20% e 30%: a) quartzo disseminado na matriz granolepidoblástica, de granulação fina, fraturado, interpretado como quartzo reliquiar; b) quartzo tardi-tectônico presente junto com carbonatos em veios normalmente paralelos à foliação da rocha, formando cristais grandes, euédricos a subédricos sem deformação; e c) esporadicamente pode ser

observado quartzo recristalizado nas terminações de porfiroclastos subarredondados de plagioclásio levemente rotacionados, em zonas de alívio de pressão incipientemente desenvolvidos.

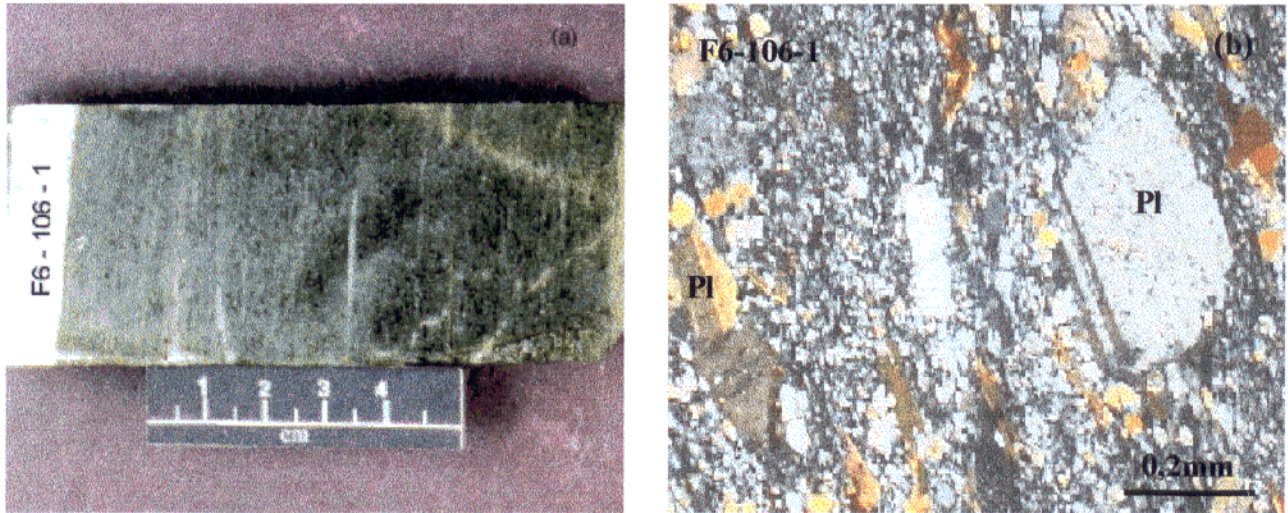


Figura 3.7. Fotografia (a) e fotomicrografia com nicóis cruzados (b) de rocha metavulcânica de composição ácida a intermediária, porfiroclasto de plagioclásio (PI) em matriz granolepidoblástica.

Plagioclásio

Ocorre em duas variedades texturais distintas, perfazendo percentuais em torno de 20%: a) em grandes cristais subédricos (porfiroclastos) reliquias saussuritizados e orientados, às vezes levemente rotacionados, que desenvolvem embrionária sombra de alívio de pressão tipo “cunha curta”; e b) em pequenos cristais associados à matriz granolepidoblástica.

Biotita

A biotita, com teores entre 10% e 20% em algumas amostras, pode ocorrer em pelo menos três tipos texturais: a) lamelas estiradas paralelas à foliação milonítica, às vezes constituindo trilhas nas microzonas mais cisalhadas, embora sem atingir feições tipo *mica fish*; muitas vezes essa biotita apresenta relação de contato (intercrescimento) com clorita sugerindo textura de desequilíbrio; b) lamelas pouco ou não deformadas e dispostas subortogonalmente em relação à xistosidade da rocha; e c) cristais anédricos, contendo inclusões de quartzo, biotita sintectônica (tipo a) e rutilo, provavelmente representando o tipo mais tardio dentre todos. A biotita sintectônica (tipo a) apresenta-se sempre em contato não retilíneo com clorita, com a qual mostra íntima associação.

Clorita

A clorita, com percentuais entre 10% e 25%, se distribui homogeneamente na matriz granolepidoblástica da rocha em forma de finas lamelas associadas à biotita. Feição textural resultante da relação de contato (intercrescimento) entre clorita e biotita sugere desequilíbrio entre esses minerais. As formas de alguns cristais de clorita evidenciam que o desequilíbrio acontece pela cloritização da biotita.

Carbonatos

Os carbonatos nas rochas metavulcânicas não representam fases quantitativamente importantes, participando com teores que variam desde traços até o máximo de 15%. Dependendo do grau de deformação da rocha e da intensidade da atividade hidrotermal, podem se apresentar em pelo menos três tipos texturais: a) cristais xenoblásticos finos a médios estirados paralelamente à foliação milonítica e de carácter sintectônico; b) em cristais bem desenvolvidos, subédricos a euédricos, associados com o quartzo não deformado e constituindo veios tardi-tectônicos; e c) como fase tardia em microfraturas dispostas subortogonalmente em relação à foliação, interceptando toda a rocha.

Rutilo

Encontra-se disseminado homogeneamente na rocha, sempre associado com ilmenita e secundariamente com magnetita e calcopirita, em minúsculos cristais de formas prismática bipiramidal e anédrica (“forma de joelho”). São comuns feições texturais que mostram estar a ilmenita substituída hidrotermalmente por rutilo, tanto completa como parcialmente.

Epidoto e Apatita

O epidoto é relativamente freqüente, ocorrendo em cristais arredondados, distribuídos na matriz ou como produto da alteração hidrotermal do plagioclásio. A apatita é freqüentemente observada como inclusões em cristais de biotita.

Fases Opacas

Nas rochas metavulcânicas as *fases opacas* estão representadas pela ilmenita e secundariamente por magnetita e sulfetos (calcopirita). Esses minerais encontram-se em geral uniformemente disseminados na rocha, sem mostrar, assim, os controles litológico e estrutural observados nos tipos metassedimentares.

Ilmenita

A ilmenita se apresenta nas formas prismática bipiramidal e anédrica (“forma de joelho”) associada com rutilo e secundariamente com magnetita . As relações texturais com o rutilo são idênticas às descritas para as rochas metassedimentares.

Magnetita

É mais freqüente do que nas rochas metassedimentares, porém, ainda assim, é de ocorrência muita restrita, sendo encontrada na forma de pequenos cristais arredondados associados aos de ilmenita, rutilo e calcopirita.

Calcopirita

Os sulfetos são bem raros nas rochas metavulcânicas, mas a calcopirita é observada em algumas amostras em pequenos cristais disseminados associados com ilmenita, rutilo e magnetita.

4 - QUÍMICA MINERAL

Análises químicas para os componentes maiores foram realizadas por microsonda em vários cristais de anfibólios e cloritas de xistos e de um veio hidrotermal mineralizado com ouro e sulfetos. Partículas de ouro também foram analisadas para os elementos Au, Cu, S, Fe, Ni, Co, Sn e Mo.

4.1 - CLORITA

Os resultados químicos da clorita de Montes Áureos (Tabela 4.1) permitiram distinguir, com base na fração molar $Fe/(Fe + Mg)$, duas variedades que correspondem às clorita metamórfica ($X_{Fe} = 0,48$ a $0,51$) e hidrotermal ($X_{Fe} = 0,62$), confirmando diferenças com base em critérios texturais anteriormente apontados. Algumas das diferenças químicas estão ressaltadas nos diagramas da Figura 4.1

A clorita metamórfica é, em termos composicionais, relativamente uniforme com variação máxima de cada um dos principais componentes (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO e FeO_t) em torno de dois pontos percentuais. FeO_t é, em média, 1,73 vezes maior que MgO , se bem que, em proporções atômicas, a razão Mg/Fe_t seja próxima à unidade, isto é, a fração molar $Mg/(Mg + Fe_t)$ é igual a 0,5. Trata-se de clorita pobre em Ti, Mn e álcalis, com alguns cristais revelando teores de CaO um pouco abaixo de 1% (contaminação?).

A clorita hidrotermal é mais pobre em SiO_2 e MgO , e mais rica em Al_2O_3 , e FeO_t em comparação com a clorita metamórfica. É composicionalmente ainda mais uniforme, com diferenças máximas de cada componente abaixo de 1%, a maior sendo registrada para FeO_t (0,80%). FeO_t é cerca de três vezes maior que MgO , implicando razões atômicas de Mg/Fe_t de cerca de 0,6, ou fração molar $Mg/(Mg + Fe_t)$ iguais a 0,38. É, também, mais pobre ainda em Ti, Mn, álcalis e Ca.

Segundo o esquema classificatório de Bailey (1988), a clorita hidrotermal é classificada como chamosita, enquanto a metamórfica o é como clinocloro, se bem que, pelo fato de as composições ficarem bem próximas da linha divisória $Fe/(Fe + Mg) = 0,50$, algumas delas correspondam também à chamosita (Figura 4.1a).

Tabela 4.1. Composições químicas (% em peso) das cloritas metamórfica e hidrotermal de Montes Áureos (MA).

| Amostra | Metamórfica | | | | | | | | | | Hidrotermal | | | | | | | | | |
|--|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--|--|
| | Y-82 | | | | | Y-123 | | | | | Y-118 | | | | | Y-83B | | | | |
| | C1 (4) | C2(4) | C3(4) | C4(4) | C4(4) | C1(5) | C2(2) | C3(2) | C4(4) | C4(4) | C2(1) | C4(4) | C6(4) | C1(4) | C2(4) | C3(4) | C4(4) | C5(4) | | |
| SiO ₂ | 25,34 | 24,72 | 25,03 | 24,78 | 24,92 | 25,14 | 25,98 | 26,60 | 24,67 | 26,52 | 24,58 | 24,58 | 22,94 | 23,13 | 22,99 | 23,27 | 23,06 | | | |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,17 | 0,26 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,11 | 0,11 | 0,07 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 19,77 | 19,96 | 20,30 | 20,52 | 20,91 | 20,47 | 20,24 | 19,89 | 20,05 | 18,64 | 21,13 | 22,21 | 22,21 | 22,25 | 22,22 | 22,48 | 22,46 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,09 | 0,17 | 0,10 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | | | |
| FeO _t | 25,11 | 25,18 | 25,35 | 25,10 | 24,93 | 24,20 | 24,44 | 23,94 | 26,09 | 25,10 | 26,20 | 30,26 | 29,97 | 30,70 | 29,90 | 29,99 | | | | |
| MnO | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,15 | 0,12 | 0,14 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,15 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,03 | | | | |
| MgO | 14,99 | 14,51 | 14,41 | 14,65 | 15,24 | 14,93 | 14,56 | 14,76 | 13,98 | 13,31 | 13,98 | 10,44 | 10,40 | 10,48 | 10,37 | 10,35 | | | | |
| CaO | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,16 | 0,92 | 0,85 | 0,04 | 0,45 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | | | | |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,12 | 0,10 | 0,00 | 0,08 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | |
| K ₂ O | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,14 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | | | | |
| Total | 85,63 | 84,74 | 85,43 | 85,30 | 86,28 | 85,18 | 86,54 | 86,44 | 85,15 | 84,64 | 86,16 | 86,01 | 86,02 | 86,66 | 86,26 | 86,05 | | | | |
| Fórmula estrutural com base em 28 átomos de oxigênio | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,480 | 5,414 | 5,432 | 5,380 | 5,339 | 5,438 | 5,540 | 5,655 | 5,402 | 5,802 | 5,312 | 5,090 | 5,121 | 5,074 | 5,129 | 5,102 | | | | |
| Al ^{IV} | 2,520 | 2,586 | 2,568 | 2,620 | 2,661 | 2,562 | 2,460 | 2,345 | 2,598 | 2,198 | 2,688 | 2,910 | 2,879 | 2,926 | 2,871 | 2,898 | | | | |
| T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | | | | |
| Al ^{VI} | 2,515 | 2,562 | 2,620 | 2,627 | 2,614 | 2,653 | 2,623 | 2,635 | 2,571 | 2,603 | 2,690 | 2,892 | 2,922 | 2,848 | 2,964 | 2,954 | | | | |
| Ti | 0,030 | 0,008 | 0,014 | 0,011 | 0,012 | 0,011 | 0,015 | 0,012 | 0,027 | 0,042 | 0,011 | 0,009 | 0,014 | 0,018 | 0,019 | 0,012 | | | | |
| Fe ²⁺ | 4,540 | 4,612 | 4,600 | 4,557 | 4,467 | 4,377 | 4,359 | 4,257 | 4,778 | 4,593 | 4,736 | 5,615 | 5,548 | 5,665 | 5,511 | 5,547 | | | | |
| Cr | 0,016 | 0,029 | 0,017 | 0,012 | 0,006 | 0,008 | 0,006 | 0,006 | 0,000 | 0,002 | 0,004 | 0,007 | 0,009 | 0,011 | 0,006 | 0,010 | | | | |
| Mn | 0,016 | 0,017 | 0,015 | 0,016 | 0,027 | 0,022 | 0,025 | 0,026 | 0,027 | 0,023 | 0,027 | 0,010 | 0,007 | 0,013 | 0,009 | 0,006 | | | | |
| Mg | 4,832 | 4,736 | 4,663 | 4,743 | 4,867 | 4,816 | 4,628 | 4,677 | 4,563 | 4,342 | 4,504 | 3,452 | 3,433 | 3,447 | 3,408 | 3,412 | | | | |
| Ca | 0,006 | 0,011 | 0,006 | 0,004 | 0,004 | 0,038 | 0,210 | 0,195 | 0,010 | 0,106 | 0,003 | 0,001 | 0,012 | 0,007 | 0,008 | 0,005 | | | | |
| Na | 0,001 | 0,009 | 0,003 | 0,000 | 0,004 | 0,007 | 0,048 | 0,040 | 0,000 | 0,032 | 0,002 | 0,000 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | |
| K | 0,006 | 0,002 | 0,009 | 0,002 | 0,001 | 0,008 | 0,008 | 0,012 | 0,004 | 0,038 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | | | | |
| Cátions | 27,962 | 27,986 | 27,947 | 27,972 | 28,002 | 27,940 | 27,922 | 27,860 | 27,980 | 27,781 | 27,981 | 27,989 | 27,959 | 28,009 | 27,926 | 27,948 | | | | |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,480 | 0,490 | 0,500 | 0,490 | 0,480 | 0,480 | 0,490 | 0,480 | 0,510 | 0,510 | 0,510 | 0,620 | 0,620 | 0,620 | 0,620 | 0,620 | | | | |

C1: número do cristal; (4): número de análises pontuais.

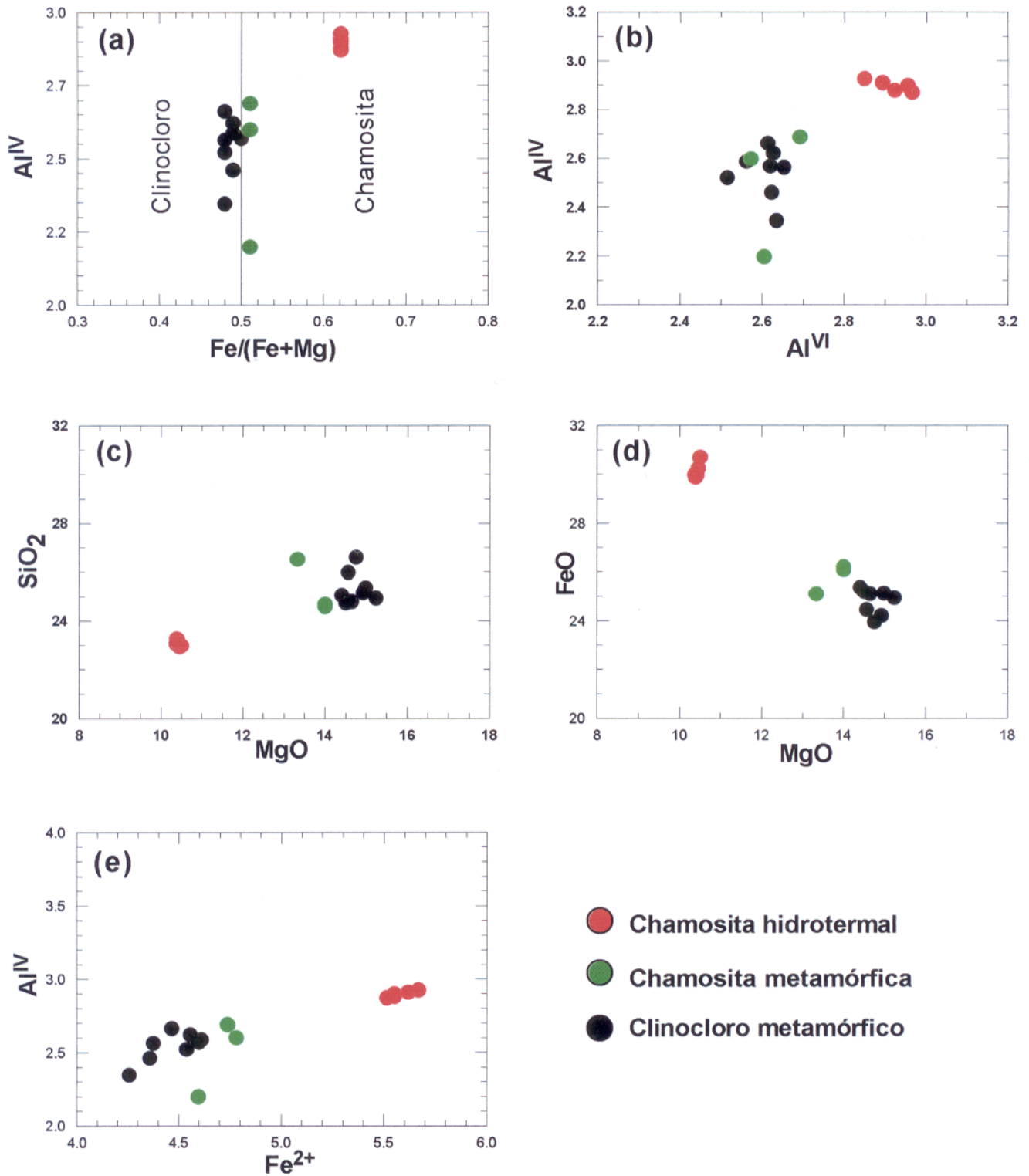


Figura 4.1. Diagramas composicionais mostrando as diferenças entre as cloritas metamórfica e hidrotermal de Montes Áureos. (a) Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$; (b) Al^{IV} versus Al^{VI} ; (c) SiO_2 versus MgO ; (d) FeO versus MgO ; (e) Al^{IV} versus Fe^{2+} .

4.1.1 - O Geotermômetro da Clorita

A variação da composição química da clorita em função da temperatura é a base da sua utilização como geotermômetro.

Cathelineau & Nieva (1985), estudando o coeficiente de correlação entre constituintes químicos e as temperaturas de formação das cloritas do sistema geotermal de Los Azufres (México), observaram que o conteúdo de Al no sítio tetraédrico apresentava correlação positiva com a temperatura, expressando-a pela equação $Al^{IV} = 4,71 \times 10^{-3}T - 8,26 \times 10^{-2}$. Mais tarde, com base em tratamento estatístico das variáveis químicas das cloritas de Los Azufres e do Mar Salton, Cathelineau (1988) destaca que, ao mesmo tempo em que há aumento de Al no sítio tetraédrico e de cátions divalentes, principalmente Fe, no sítio octaédrico, ocorre diminuição no número de vacância e de Al no sítio octaédrico, e que o desequilíbrio de carga elétrica provocado pela substituição de Si por Al no sítio tetraédrico é compensado pela substituição do Al pelo Fe^{2+} no sítio octaédrico. E agrega que esse geotermômetro pode ser aplicado para clorita de diferentes origens, uma vez que o conteúdo de Al no sítio tetraédrico parece não depender nem do tipo litológico nem da composição do fluido. É, assim, a temperatura e o Al^{IV} podem ser relacionados segundo a equação $T^{\circ}C = 321,98Al^{IV} - 61,92$, deduzida para quatro átomos na posição tetraédrica.

Kranidiotis & MacLean (1987), ao aplicarem o geotermômetro da clorita para o depósito de sulfeto maciço de Phelps Dodge (Canadá), propõem, para oito átomos na posição tetraédrica, a equação $T^{\circ}C = 106Al^{IV}_{cor} + 18$, ficando implícita a necessidade de ser introduzido um fator de correção para o Al^{IV} , que cresce com o aumento da razão $Fe/(Fe + Mg)$. É sugerida para a clorita saturada em Al, a expressão $Al^{IV}_{cor} = Al^{IV}_{am} + 0,7 Fe/(Fe + Mg)$, em que Al^{IV}_{am} representa o Al tetraédrico obtido pelas análises químicas.

Em um estudo realizado no depósito de Cu e Au do Igarapé Bahia-Carajás, Zang & Fyfe (1995), fazendo uso desse geotermômetro em clorita mais rica em Fe, observaram que há um aumento de temperatura a partir da zona distal em direção à zona mineralizada, o mesmo ocorrendo com o Al^{IV} . Para estes autores, esse aumento poderia ser devido tanto à elevação da temperatura como da razão $Fe/(Fe + Mg)$. Recomendam, então, um fator de correção dado por $Al^{IV}_{cor} = Al^{IV}_{am} - 0,88[(Fe/(Fe + Mg)) - 0,34]$ para uso na equação $T^{\circ}C = 106Al^{IV}_{cor} + 18$.

Tabela 4.2. Temperaturas obtidas com o geotermômetro da clorita para as variedades hidrotermal e metamórficas da área Montes Áureos (MA).

| FONTE | | CATHÉLI NEAU (1988) | | KRANIDIOTHIS & MACLEAN (1987) | | ZANG & FYFE (1995) | |
|--|------|---|---|--|--|-----------------------|--|
| EQUAÇÃO | | $T^{\circ}\text{C}=321,98\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{em}} - 61,92$ | $T^{\circ}\text{C}=106\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}} + 18$ | $T^{\circ}\text{C}=106\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}} + 18$ | $T^{\circ}\text{C}=106\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}} + 18$ | | |
| FUNÇÃO P/ CORREÇÃO DO Al^{IV} | | | $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{em}} + 0,7\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ | $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{em}} - 0,088[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,34]$ | | | |
| Nº DE ÁTOMOS DE OXIGÊNIO NA FÓRMULA ESTRUTURAL | | 14 | 28 | 28 | | | |
| $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{em}}$ Fe/(Fe+Mg) | | $T^{\circ}\text{C}$ | $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}}$ | $T^{\circ}\text{C}$ | $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}}$ | $T^{\circ}\text{C}$ | |
| Hidrotermal | | | | | | | |
| 2,91 | 0,62 | 406 | 3,34 | 372 | 2,66 | 300 | |
| 2,89 | 0,62 | 403 | 3,32 | 370 | 2,64 | 298 | |
| 2,93 | 0,62 | 409 | 3,36 | 374 | 2,68 | 302 | |
| 2,87 | 0,62 | 400 | 3,30 | 368 | 2,62 | 296 | |
| 2,90 | 0,62 | 404 | 3,33 | 371 | 2,65 | 299 | |
| Metamórfica | | | | | | | |
| 2,52 | 0,48 | 343 | 2,86 | 321 | 2,39 | 272 | |
| 2,59 | 0,49 | 355 | 2,93 | 329 | 2,46 | 278 | |
| 2,57 | 0,50 | 352 | 2,92 | 327 | 2,32 | 264 | |
| 2,62 | 0,49 | 360 | 2,96 | 332 | 2,49 | 282 | |
| 2,60 | 0,51 | 356 | 2,96 | 331 | 2,45 | 278 | |
| 2,20 | 0,51 | 292 | 2,56 | 289 | 2,05 | 235 | |
| 2,69 | 0,51 | 371 | 3,05 | 341 | 2,54 | 287 | |
| 2,66 | 0,48 | 366 | 2,99 | 335 | 2,53 | 287 | |
| 2,56 | 0,48 | 350 | 2,89 | 325 | 2,43 | 276 | |
| 2,46 | 0,49 | 334 | 2,80 | 315 | 2,33 | 265 | |
| 2,34 | 0,48 | 315 | 2,68 | 302 | 2,22 | 253 | |

$\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{em}}$ = alumínio tetraédrico analisado; $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor}}$ = alumínio tetraédrico corrigido.

Em se tratando de um geotermômetro empírico, torna-se difícil avaliar a influência de outros fatores, além da temperatura, na composição da clorita, a exemplo do tipo da rocha, fugacidades de O_2 e S_2 , natureza dos fluidos hidrotermais, razão fluido/rocha, etc (Kranidiotis & MacLean 1987; Caritat *et al.* 1993; Xie *et al.* 1997).

Mesmo à falta desses controles, as temperaturas de formação das cloritas de Montes Áureos foram calculadas com base nas várias equações propostas (Tabela 4.2). Essas equações fornecem resultados discrepantes, com diferenças que podem chegar a 107°C . Os maiores valores, para uma mesma análise, foram obtidas pela equação de Cathelineau (1988), enquanto que os menores foram calculados pela equação de Zang & Fyfe (1995).

Por ser composicionalmente mais uniforme, a clorita hidrotermal mostra variação na temperatura de formação inferior a 10°C , qualquer que tenha sido a equação individual usada. Já a clorita metamórfica, de composição mais heterogênea, apresenta temperaturas com intervalos variáveis mais amplos, indo de cerca de 50 a cerca de 80°C . Constata-se, também, que as temperaturas de formação das cloritas hidrotermais são $50-60^\circ\text{C}$ mais elevadas que as da clorita metamórfica.

As variedades de clorita de Montes Áureos, tanto de origem hidrotermal como metamórfica, se aproximam, em termos composicionais, da clorita das rochas hospedeiras proximais do depósito Igarapé Bahia-Carajás (Zang & Fyfe 1995), apesar de as cloritas de Montes Áureos serem levemente mais ferríferas, com razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em média, 4% mais elevadas. Daí terem sido adotadas, no presente estudo, as temperaturas obtidas com o fator de correção proposto por aqueles autores, que acusaram intervalos de, respectivamente, $296-302^\circ\text{C}$ e de $235-287^\circ\text{C}$ para as cloritas hidrotermal e metamórfica.

4.2 - ANFIBÓLIOS

4.2.1 - Classificação Química

Os anfibólios de Montes Áureos foram classificados de acordo com a recente proposta de Leake *et al.* (1997). De acordo com os resultados químicos (Tabela 4.3), eles pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos com $\text{Na}_B < 0,50$ e $(\text{Ca} + \text{Na}) \geq 1,00$ (Figura 4.2), e com base na razão $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ versus Si, correspondem a dois subgrupos:

a) edenita-ferroedenita e pargasita-ferropargasita com $Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A \geq 0,50$ e $Ti < 0,50$ (Figura 4.3a) e b) magnésio-hornblenda, ferro-hornblenda e ferrotschermakita com $Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A < 0,50$ e $Ca_A < 0,50$ (Figura 4.3b). Fica evidente que os anfibólios do subgrupo edenita-pargasita mostram maior uniformidade composicional que os do subgrupo magnésio-hornblenda-tschermakita.

Na verdade, porém, apenas as composições da Mg-hornblenda afastam-se da restrita área em que se concentram os dados químicos nos vários diagramas da Figura 4.4.

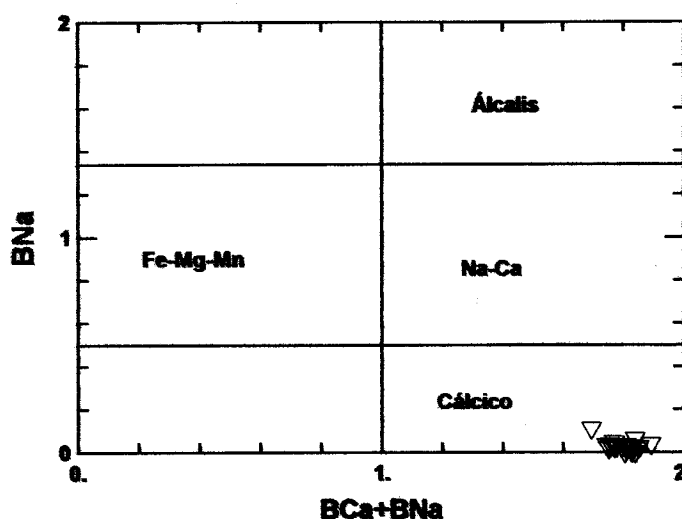


Figure 4.2. Classificação dos anfibólios de Montes Árcos, segundo esquema de Leake *et al.* (1997).

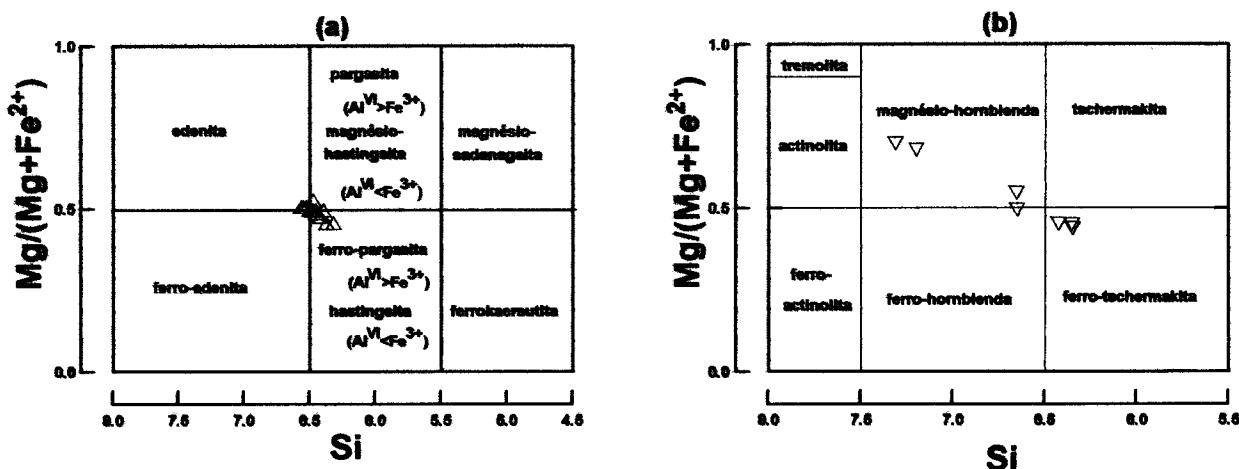


Figura 4.3. Classificação dos anfibólios de Montes Árcos, segundo esquema de Leake *et al.* (1997): (a) $Ca_B \geq 1,5$, $(Na+K)_A \geq 0,50$ e $Ti < 0,5$; (b) $Ca_B \geq 1,5$, $(Na+K)_A < 0,50$ e $Ca < 0,50$.

Analisado individualmente, constata-se, por outro lado, que os cristais mostram um leve zoneamento do núcleo para as bordas. Alguns apresentam núcleos com composição ferro-edenita gradando para ferro-pargasita nas bordas. Outros têm núcleos de actinolita-magnésio-hornblenda e bordas de ferrotschermakita.

Tabela 4.3. Composição química (% em peso) dos anfibólios de Montes Áureos.

| Amostra | Y-82B | | | | Y-82A | | | | Y-118 | | | | Y-123 | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | Ed | | Pg | | Tsch | | Pg | | Tsch | | Fe-Hb | | Fe-Pg | | Mg-Hb | | | | | |
| Anfibólio | C1-N(2) | C1-B(1) | C2-N(1) | C3-N(2) | C2-B(1) | C3-B(1) | C1-N(2) | C1-B(1) | C1-N(3) | C2-N(1) | C3-N(2) | C4-N(2) | C5-N(3) | C6-N(2) | C3-B(1) | C4-B(1) | C1-B(1) | C1-N(2) | C3-N(2) | C3-B(1) |
| SiO ₂ | 42,61 | 42,26 | 42,46 | 42,17 | 41,93 | 42,05 | 40,49 | 40,50 | 41,13 | 40,96 | 41,04 | 40,69 | 41,79 | 41,83 | 42,90 | 41,58 | 42,37 | 49,14 | 48,26 | 43,32 |
| TiO ₂ | 0,36 | 0,31 | 0,31 | 0,33 | 0,29 | 0,40 | 0,30 | 0,30 | 0,32 | 0,33 | 0,31 | 0,32 | 0,37 | 0,35 | 0,31 | 0,28 | 0,32 | 0,18 | 0,14 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 12,26 | 13,07 | 12,53 | 12,57 | 13,46 | 13,18 | 14,98 | 14,69 | 13,92 | 14,08 | 14,51 | 15,07 | 13,45 | 14,27 | 12,37 | 14,53 | 13,73 | 6,41 | 7,77 | 12,11 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,06 | 0,09 | 0,03 | 0,13 | 0,07 | 0,15 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,00 |
| FeO | 20,56 | 20,29 | 20,43 | 20,28 | 20,39 | 20,45 | 19,52 | 19,57 | 19,72 | 19,03 | 20,14 | 19,66 | 19,53 | 20,07 | 19,65 | 19,72 | 18,90 | 16,48 | 16,41 | 18,63 |
| MnO | 0,19 | 0,21 | 0,18 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,22 | 0,24 | 0,22 | 0,21 | 0,23 | 0,25 | 0,22 | 0,23 | 0,25 | 0,27 | 0,23 | 0,25 | 0,23 | 0,24 |
| MgO | 7,54 | 7,29 | 7,52 | 7,41 | 7,15 | 7,37 | 6,18 | 6,37 | 6,63 | 6,96 | 6,37 | 6,31 | 7,00 | 6,77 | 7,64 | 6,38 | 7,71 | 11,74 | 10,99 | 8,20 |
| CaO | 10,43 | 10,45 | 10,50 | 10,52 | 10,60 | 10,40 | 10,69 | 10,86 | 10,92 | 11,01 | 10,77 | 10,84 | 10,84 | 10,81 | 9,53 | 10,72 | 10,85 | 11,46 | 11,59 | 10,88 |
| Na ₂ O | 1,93 | 1,96 | 1,82 | 1,86 | 1,94 | 2,01 | 1,53 | 1,42 | 1,64 | 1,64 | 1,74 | 1,80 | 1,65 | 1,77 | 1,77 | 1,78 | 1,83 | 0,83 | 0,90 | 1,48 |
| K ₂ O | 0,28 | 0,30 | 0,27 | 0,32 | 0,30 | 0,26 | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,19 | 0,20 | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,23 | 0,16 | 0,16 | 0,09 | 0,08 | 0,21 |
| Total | 96,21 | 96,22 | 96,05 | 95,78 | 96,33 | 96,46 | 94,07 | 94,09 | 94,68 | 94,44 | 95,35 | 95,17 | 95,11 | 96,24 | 94,71 | 95,44 | 96,16 | 96,61 | 96,42 | 95,34 |
| Si | 6,563 | 6,502 | 6,546 | 6,525 | 6,452 | 6,452 | 6,350 | 6,355 | 6,422 | 6,395 | 6,373 | 6,320 | 6,484 | 6,420 | 6,653 | 6,426 | 6,473 | 7,313 | 7,200 | 6,657 |
| Al ^{iv} | 1,437 | 1,498 | 1,454 | 1,475 | 1,548 | 1,538 | 1,650 | 1,645 | 1,578 | 1,605 | 1,627 | 1,680 | 1,516 | 1,580 | 1,347 | 1,574 | 1,527 | 0,687 | 0,800 | 1,343 |
| Sítio T | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 7,990 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al ^{vi} | 0,790 | 0,872 | 0,822 | 0,818 | 0,893 | 0,849 | 1,118 | 1,072 | 0,983 | 0,986 | 1,029 | 1,077 | 0,944 | 1,001 | 0,914 | 1,073 | 0,946 | 0,437 | 0,566 | 0,850 |
| Ti ^{iv} | 0,042 | 0,035 | 0,036 | 0,038 | 0,033 | 0,046 | 0,036 | 0,036 | 0,038 | 0,038 | 0,036 | 0,037 | 0,043 | 0,041 | 0,037 | 0,033 | 0,036 | 0,020 | 0,016 | 0,032 |
| Fe ³⁺ | 0,888 | 0,895 | 0,871 | 0,865 | 0,827 | 0,839 | 0,678 | 0,711 | 0,767 | 0,748 | 0,743 | 0,701 | 0,781 | 0,754 | 0,795 | 0,710 | 0,758 | 0,925 | 0,876 | 0,816 |
| Cr | 0,008 | 0,011 | 0,004 | 0,015 | 0,009 | 0,018 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,007 | 0,005 | 0,007 | 0,003 | 0,000 | 0,006 | 0,003 | 0,007 | 0,003 | 0,006 | 0,000 |
| Mg | 1,779 | 1,723 | 1,771 | 1,762 | 1,693 | 1,723 | 1,504 | 1,548 | 1,623 | 1,699 | 1,541 | 1,533 | 1,697 | 1,611 | 1,760 | 1,548 | 1,813 | 2,658 | 2,531 | 1,941 |
| Mn | 0,025 | 0,020 | 0,023 | 0,026 | 0,026 | 0,026 | 0,029 | 0,032 | 0,029 | 0,027 | 0,031 | 0,033 | 0,029 | 0,030 | 0,033 | 0,035 | 0,030 | 0,031 | 0,029 | 0,031 |
| Fe ²⁺ | 1,469 | 1,496 | 1,473 | 1,476 | 1,519 | 1,499 | 1,634 | 1,603 | 1,557 | 1,496 | 1,615 | 1,611 | 1,503 | 1,563 | 1,455 | 1,599 | 1,409 | 0,924 | 0,977 | 1,330 |
| Sítio C | 5,001 | 4,992 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,002 | 5,000 | 5,001 | 5,000 | 4,999 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,001 | 4,999 | 4,998 | 5,001 | 5,000 |
| Fe ²⁺ | 0,291 | 0,280 | 0,290 | 0,283 | 0,279 | 0,291 | 0,247 | 0,254 | 0,251 | 0,241 | 0,257 | 0,242 | 0,250 | 0,259 | 0,299 | 0,240 | 0,247 | 0,202 | 0,195 | 0,248 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 1,721 | 1,723 | 1,734 | 1,745 | 1,748 | 1,713 | 1,795 | 1,804 | 1,827 | 1,838 | 1,792 | 1,804 | 1,801 | 1,778 | 1,583 | 1,775 | 1,775 | 1,828 | 1,853 | 1,791 |
| Na | 0,035 | 0,048 | 0,018 | 0,025 | 0,027 | 0,032 | 0,016 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,019 | 0,028 | 0,027 | 0,026 | 0,111 | 0,063 | 0,034 | 0,024 | 0,039 | 0,024 |
| Sítio B | 2,047 | 2,051 | 2,042 | 2,053 | 2,054 | 2,036 | 2,058 | 2,058 | 2,080 | 2,079 | 2,068 | 2,074 | 2,078 | 2,063 | 2,000 | 2,078 | 2,056 | 2,054 | 2,087 | 2,063 |
| K | 0,055 | 0,059 | 0,052 | 0,063 | 0,059 | 0,052 | 0,031 | 0,028 | 0,029 | 0,037 | 0,039 | 0,035 | 0,047 | 0,028 | 0,046 | 0,031 | 0,032 | 0,016 | 0,015 | 0,041 |
| Na | 0,540 | 0,537 | 0,526 | 0,532 | 0,552 | 0,565 | 0,449 | 0,432 | 0,494 | 0,495 | 0,505 | 0,517 | 0,469 | 0,499 | 0,422 | 0,469 | 0,508 | 0,216 | 0,222 | 0,416 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,023 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Sítio A | 0,595 | 0,596 | 0,578 | 0,595 | 0,611 | 0,617 | 0,480 | 0,483 | 0,523 | 0,536 | 0,544 | 0,552 | 0,516 | 0,527 | 0,468 | 0,500 | 0,540 | 0,232 | 0,237 | 0,457 |
| Total | 15,595 | 30,682 | 30,662 | 30,701 | 30,719 | 30,669 | 30,596 | 30,603 | 30,683 | 30,696 | 30,680 | 30,698 | 30,672 | 30,653 | 30,468 | 30,658 | 30,650 | 30,336 | 30,413 | 30,583 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0,503 | 0,492 | 0,501 | 0,500 | 0,485 | 0,490 | 0,444 | 0,455 | 0,473 | 0,494 | 0,452 | 0,453 | 0,492 | 0,469 | 0,501 | 0,457 | 0,523 | 0,702 | 0,683 | 0,552 |

Fórmula estrutural com base em 23 átomos de oxigênio

C1 (núcleo cristal); N/B (núcleo/borda); Fe=ferro; Hb=homblanda; Mg-Magnésio; Pg=Pargasita; Tsch=Tschemmakita; Ed=Edenita

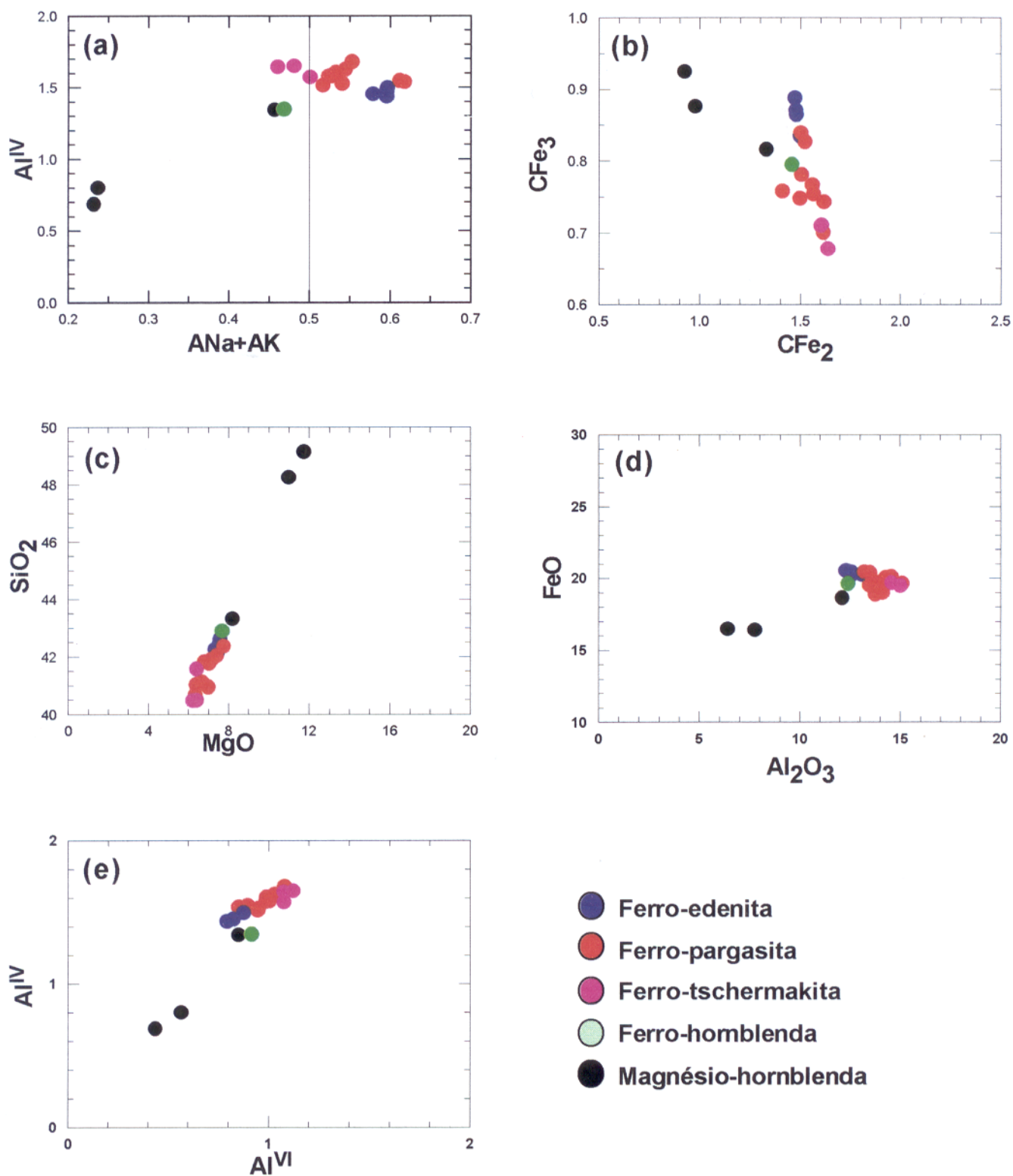


Figura 4.4. Diagramas composicionais referentes aos anfibólios de Montes Áureos: (a) Al^{IV} versus $ANa+AK$; (b) CFe_3 versus CFe_2 ; (c) SiO_2 versus MgO ; (d) FeO versus Al_2O_3 ; (e) Al^{IV} versus Al^{VI} .

4.3 - OURO

Análises químicas em partículas de ouro, que ocorrem na forma de inclusões em arsenopirita e pirita de veios, revelam teores médios de 96,5 % (Au), 0,09% (Fe), 0,09% (S), 0,03 (Cu), 0,03 (Ni) e 0,02 (Sn). Dificuldades ocorridas com a operação da microsonda não tornou possível a determinação de outros elementos programados (Ag, Pt, Pd, etc.). O total médio atingiu, assim, 96,76 %. A diferença para o fechamento ideal da análise pode ser atribuída prioritariamente à prata, que é um componente muito comum na composição do ouro. Assim sendo, a temperatura de formação do ouro não deve ter sido superior a 400°C, conforme dados experimentais de Chang *et al.* (1977). Significativamente, essa temperatura está de acordo com os dados do geotermômetro da clorita e microtermométricos obtidos neste trabalho.

4.4 - CONDIÇÕES TERMAIS DO METAMORFISMO

As assembléias mineralógicas presentes nas rochas metavulcanossedimentares de Montes Áureos indicam que elas foram formadas em condições da fácies xisto-verde baixo (clorita + sericita), xisto-verde médio a alto (clorita + biotita + epidoto + actinolita + Mg-hornblenda + Fe-hornblenda + muscovita + albita), atingindo a fácies anfíbolito baixo (clorita + biotita + plagioclásio + edenita-pargasita + ferrotschermakita).

A transição do grau metamórfico da fácies xisto-verde para a fácies anfíbolito observada em rochas basálticas (Maruyama *et al.* 1983) é caracterizada por associações minerais como a) albita + oligoclásio + actinolita + hornblenda + epidoto + clorita; b) albita + oligoclásio + hornblenda + epidoto + clorita; e c) plagioclásio + hornblenda + epidoto + clorita. Com o aumento do grau metamórfico, passa-se de actinolita→actinolita-hornblenda→hornblenda. Essa transformação em rochas basálticas ocorre a temperaturas de aproximadamente 420°C (2 kbar) e 450°C (3 kbar) de pressão do fluido.

Em Montes Áureos, a transição do metamorfismo da fácies xisto-verde para a fácies anfíbolito também é evidenciado pelo zoneamento actinolita - Mg-hornblenda - Fe-hornblenda - ferrotschermakita, com núcleo actinolítico e borda de Fe ou Mg-hornblenda e ferrotschermakita.

Atribui-se ao metamorfismo dinâmico superimposto algumas feições típicas de textura de recristalização (extinção ondulante e poligonização em grãos de quartzo) observadas em exemplares metavulcânicos.

5 - A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE MONTES ÁUREOS

5.1- MODO DE OCORRÊNCIA E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO MINÉRIO

A mineralização aurífera em Montes Áureos ocorreu preferencialmente em rochas metassedimentares, tendo formado corpos tabulares a lenticulares que se encontram alongados segundo a direção geral NW-SE, paralela ou subparalelamente à foliação milonítica de alto ângulo das rochas hospedeiras (Figura 3.1). A ocorrência preferencial do ouro nas rochas metassedimentares não significa necessariamente ter havido predomínio do controle litológico, pois essas rochas, além de mais abundantes, são também as mais deformadas e nelas os controles estruturais são muito evidentes. Os movimentos compressivos/transpressivos e de transcorrência, que deformaram as rochas hospedeiras, geraram zonas de cisalhamento menores dentro da Zona de Cisalhamento Tentugal, e funcionaram como condutos para fluxo dos fluidos hidrotermais. A heterogeneidade das rochas metassedimentares é bem caracterizada por bandamento composicional e implica maior contraste de competência, o que pode ter favorecido a maior abundância de fraturas nessas rochas comparadas com as metavulcânicas. A heterogeneidade composicional nessas rochas contribuiu, em parte, para o aparecimento de bandamentos estruturais com formas, estilos e graus de deformacionais diferenciados. Segundo Hodgson (1989), em corpos heterogêneos constituídos de materiais com propriedades mecânicas diferentes, a deformação manifesta-se diferentemente em cada uma de suas partes.

As rochas hospedeiras sofreram alteração hidrotermal que está bem evidenciada por produtos de silicificação, cloritização, carbonatação, sericitização e, em escala menor, sulfetação, as quais se superpuseram às associações metamórficas pré-existentes. Embora de intensidade moderada, esses processos propiciaram a formação de veios/vênulas de quartzo, quartzo+carbonatos ou de carbonatos, sin e tardi-tectônicos, concordantes e discordantes em relação aos planos da foliação milonítica, estando alguns deles mineralizados com ouro (Figura 5.1a).

O ouro ocorre essencialmente em veios e/ou vênulas com espessura centimétrica (≤ 2 cm) a milimétrica, cujo arranjo lembra, às vezes, o estilo *stockwork* (Figura 5.1b). Esses veios/vênulas pertencem às gerações tardi-tectônicas, estando o ouro associado com arsenopirita, pirita e calcopirita, além de quartzo e carbonatos (Figura 5.1c). A clorita também está presente e ocorre,

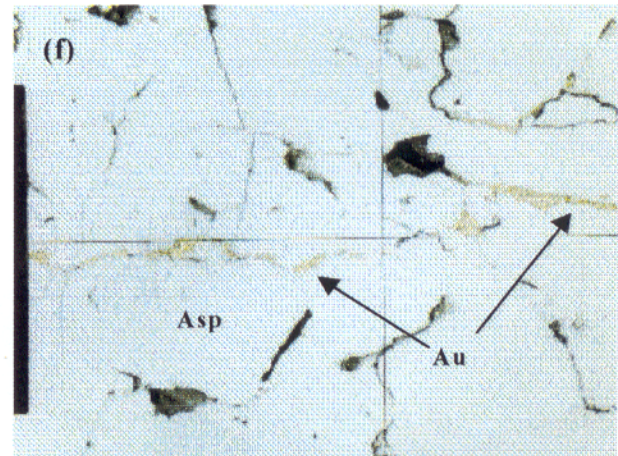
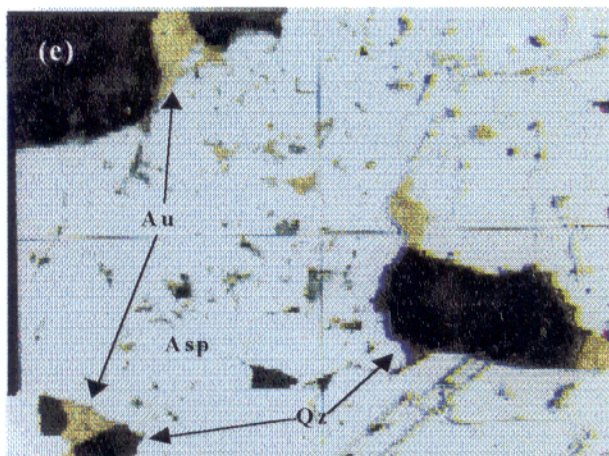
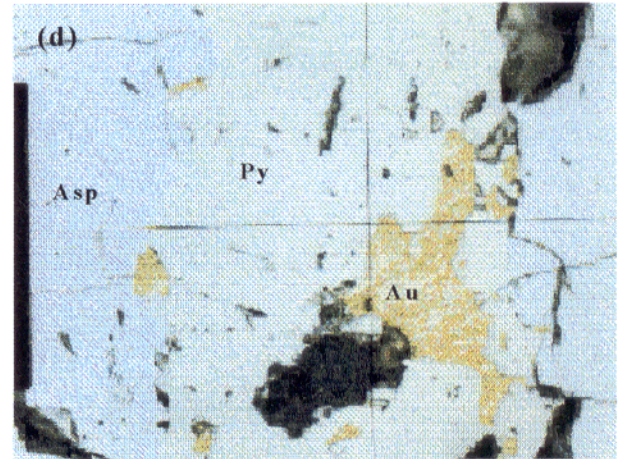
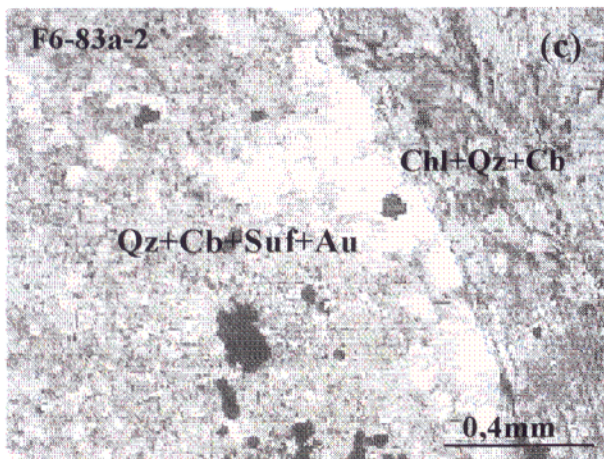


Figura 5.1. Ocorrências auríferas no depósito de Montes Áureos: a) veio de quartzo+carbonatos aurífero subparalelo à foliação da rocha; b) vênulas de quartzo+carbonatos tipo *stockwork*; c) fotomicrografia com nicóis paralelos de veio aurífero Qz + Cb + Suf + Au em contato com rocha hospedeira Chl + Qz + Cb da figura (a); d) fotomicrografia com luz refletida mostrando ouro (Au) associado com arsenopirita (Asp) e pirita (Py) em veio da figura c; e) cristais de ouro na forma granular em contato reto com cristais de quartzo (Qz) e de arsenopirita (Asp); f) cristais de ouro em microfraturas de cristais de arsenopirita. Cb = carbonato; Suf = sulfetos; Chl = clorita.

via de regra, no contato veio/rocha hospedeira. A deposição do ouro foi, assim, acompanhada por uma paragénese hidrotermal que parece estar relacionada às fases finais de deformação pós-metamorfismo.

O ouro na sua forma livre ocorre em grãos em contato às vezes reto com quartzo, arsenopirita e pirita ou em microfraturas da arsenopirita e pirita (Figura 5.1e, e f). Pode também ser encontrado em contato com minerais de ganga (quartzo e carbonatos), principalmente com cristais subédricos de quartzo.

Apesar de cogenéticos, as feições texturais, caracterizadas principalmente pelas relações de contato entre o ouro e sulfetos, indicam que esse metal foi depositado em pelo menos duas fases distintas. Esses veios/vênulas resultaram do preenchimento de fraturas e neles não há indícios marcantes de substituição. A pequena abundância desses veios e/ou vênulas concorre, de certo modo, para o baixo teor médio de ouro (≤ 2 ppm) em Montes Áureos.

5.2 - FLUIDOS HIDROTERMAIS

5.2.1 - Generalidades

A caracterização dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera em Montes Áureos foi feita a partir do estudo de 127 inclusões fluidas (IF), aprisionadas em quartzo de vênulas e/ou veios hidrotermais tardi-tectônicos nos quais não foram observados sinais de deformação dúctil, como recuperação e recristalização (extinção ondulante, formação de sub-grãos e poligonização).

Antecedendo ao estudo das inclusões fluidas, os veios e/ou vênulas de quartzo ou quartzo + carbonatos foram minuciosamente descritos com base em observações petrográficas convencionais. Como a maioria dos veios/vênulas não continha ouro visível, primeiramente foram selecionadas amostras de veios com características texturais, microestruturais e composicionais semelhantes àqueles mineralizados a ouro. O objetivo foi assegurar o máximo possível a validade dos resultados analíticos em relação ao(s) fluido(s) envolvido(s) com o transporte e deposição do ouro. Esses veios sem mineralização aparente foram interpretados como cogenéticos àqueles que contêm ouro.

Os estudos petrográficos em seções bipolidas permitiram identificar, em temperatura ambiente, IF monofásicas, bifásicas, trifásicas e polifásicas, pertencentes a três sistemas de fluidos distintos (aquoso, carbônico e aquo-carbônico).

Além dessas inclusões, ocorrem próximas e também nos limites entre grãos de quartzo, várias IF disformes e escuras, as quais não reagiram aos testes microtermométricos. Tratam-se provavelmente de inclusões vazias (crepitadas) ou preenchidas por gás incomum.

Foram classificadas como primárias somente inclusões carbônicas e aquocarbônicas que constituíam populações bem definidas não associadas a planos de microfraturas ou alinhadas.

Como as isócoras correspondentes aos fluidos aquo-carbônicos e carbônicos, que foram interpretados como contemporâneos, não apresentaram grandes diferenças de gradientes no espaço P-T, não foi possível determinar a correção de pressão pelo método do cruzamento de isócoras. A esse propósito, os fluidos aquosos ($\text{H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2) tampouco serviram por serem mais tardios que aqueles.

5.2.2 - Características petrográficas

As IF dos sistemas carbônico e aquo-carbônico representam 70% de todas as inclusões examinadas e são, de fato, as mais abundantes nas amostras estudadas. A distribuição espacial das IF, correspondentes aos três sistemas identificados, permite inferir uma cronologia relativa entre elas bem como uma associação preferencial quando do aprisionamento. As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas são mais precoces e coexistem, amiúde, independentemente da classe paragenética a que pertencem (Figura 5.2). A coexistência com os tipos aquosos acontece muito raramente.

Quanto ao número de fases, as IF carbônicas são monofásicas e bifásicas, enquanto que as aquocarbônicas podem ser bi, tri e polifásicas, estas últimas com um a dois minerais de saturação, sendo um halita e o outro provavelmente carbonato. As IF carbônicas e aquo-carbônicas constituem normalmente populações com tamanho variável e formas em geral subarredondadas. As inclusões aquosas, por sua vez, são predominantemente secundárias e via de regra disformes, com tamanhos e graus de preenchimento bem diferentes e indicativos de estrangulamento (Figura 5.3). A distribuição das inclusões aquosas sugere aprisionamento em planos de microfraturas estruturados diferentemente em relação àqueles em que foram aprisionadas as IF secundárias dos sistemas carbônico e aquo-carbônico.

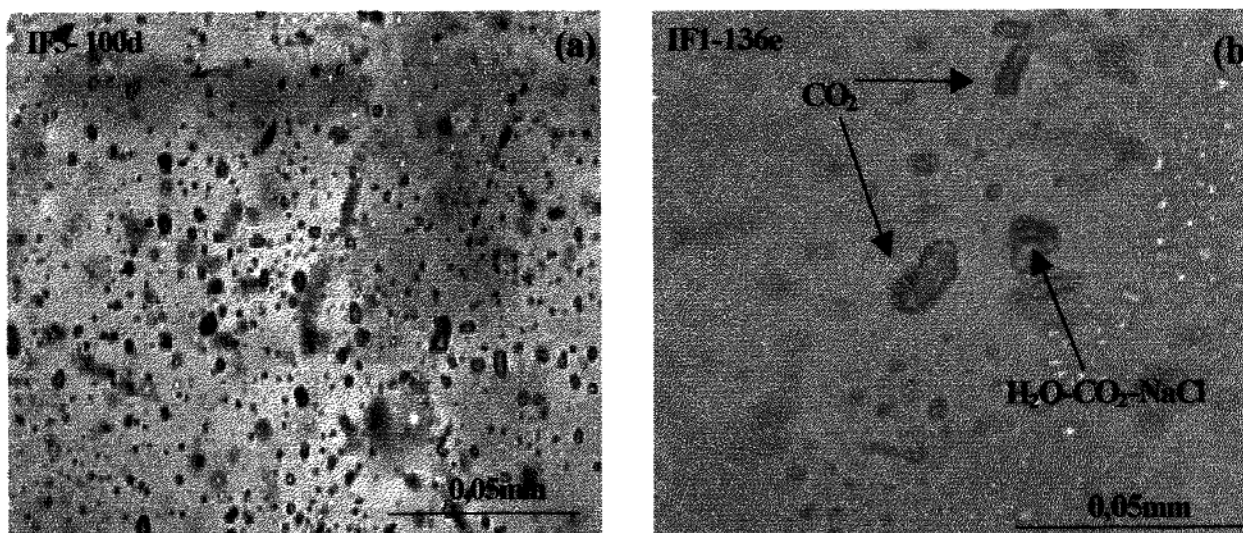


Figura 5.2. Distribuição das IF carbônicas e aquo-carbônicas em cristais de quartzo não deformados no depósito de Montes Aúreos: a) grupo de minúsculas inclusões carbônicas primárias predominando sobre as aquo-carbônicas ; b) IF carbônicas e aquo-carbônicas coexistindo em um mesmo cristal hospedeiro.

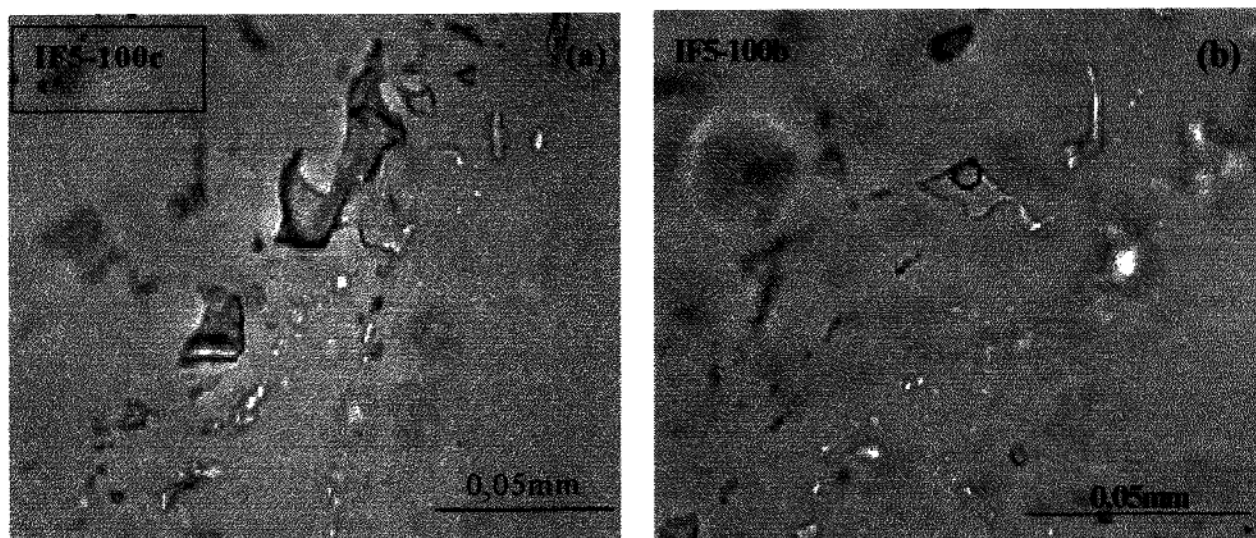


Figura 5.3(a, b). IF aquosas secundárias mono e bifásicas, evidenciando estrangulamento.

5.2.3 - Microtermometria

5.2.3.1 - Considerações iniciais

As análises microtermométricas, cujos resultados são apresentados na Tabela 5.1, compreenderam testes de resfriamento e aquecimento. Houve casos, durante o resfriamento, em que algumas mudanças de fases não foram observadas ou o foram com muita dificuldade devido, sobretudo, ao pequeno tamanho das IF e à baixa resolução óptica no campo focado. A fusão da

Tabela 5.1. Principais características microtermométricas das IFs de Montes Áureos

| SISTEMAS | TIPOS DE INCLUSÕES | λ | F | T _e (°C) | Tf _g (°C) | Tf _{hid.} (°C) | Tf _{cha.} (°C) | Tf _{co2} (°C) | Th _{co2} (°C) | Th _p (°C) | Th _t (°C) | NaCl (%) | g/cm ³ (D) |
|--|--|--------------------|-------------------|---------------------|----------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|--------------------|-----------------------|
| H₂O-NaCl | Aquosa monofásica (L ₁) | 5x12 a 9x20 | 1 | | -0,9 | | | | | | | 1,57 | 0,89 a 0,99 |
| | Aquosa bifásica (L ₁ +V ₁) | 5x5 a 35x35 | 0,60 a 0,90 | -36,6 a -18,0 | -6,0 a 0 | | | | | | +84,5 a +188,9 | 0 a 9,21 | |
| | Carbonática monofásica (V ₂) | 4x5 a 10x12 | 0 | | | | | | +4,4 a +25,8 | | | | |
| CO₂±CH₄ | Carbonática bifásica (L ₂ +V ₂) | 5x5 a 15x17 | 0,60 a 0,90 | | | | | | -58,5 a -57,2 | | | | 0,60 a 0,90 |
| | Aquocarbônica bifásica (L ₁ +V ₂) | 6x12 a 12x17 | 0,1 a 0,80 | -34,0 a -25,0 | -11,0 a -1,70 | | +2,2 | | -58,0 - a 57,7 | | +231,3 a +295,8 | 2,90 a 14,97 | |
| NaCl-H₂O-CO₂±CH₄ | Aquocarbônica trifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂) | 5x5 a 17x17 | 0,50 a 0,90 | -37,3 a -24,9 | -12,0 a -2,0 | | +3,6 a +8,9 | | +13,1 a +29,8 | | +263,00 a +391,80 | 2,20 a 11,15 | 0,69 a 0,89 |
| | Aquocarbônica polifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂ +S ₁) | 5x7 a 5x15 | 0,60 a 0,90 | -38,1 a -32,0 | | | | | | +372,1 a +412,2 | | | |
| | Aquocarbônica polifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂ +S ₁ +S ₂) | 8x8 a 7x20 | | -26,0 a -24,6 | | | | | | | | | |

λ - Tamanho (μ m)

F - Grau de preenchimento

T_e - Temperatura do eutético

Tf_{hid.} - Temperatura de fusão da hidrohalita

L₁ - H₂O líquido

L₂ - CO₂ líquido

Tf_g - Temperatura de fusão do gelo

Tf_{co2} - Temperatura de fusão do CO₂

Th_t - Temperatura de homogeneização total

NaCl - Salinidade (%eq. em peso de. NaCl)

V₁ - H₂O vapor

V₂ - CO₂ vapor

Th_p - Temperatura de homogeneização parcial

Th_{co2} - Temperatura de homogeneização do CO₂

Tf_{cha.} - Temperatura de fusão do catilato

D - Densidade

S₁ - Halita

S₂ - Carbonato ?

hidrohalita ($T_{f_{hid}}$) foi a mais difícil mudança de ser observada e os raros dados obtidos são apenas aproximados, não tendo sido, portanto, utilizados nos cálculos de composição. Também houve dificuldade em se medir com maior precisão as temperaturas eutéticas (T_e), cujos verdadeiros valores devem ser um pouco mais baixos. No entanto, a frequência de certas medidas, dentro de um intervalo razoavelmente estreito para uma mesma população de IF, assegurou adequado grau de confiabilidade ao sistema químico com o qual elas foram caracterizadas.

O clatrato foi observado melhor nas IF aquo-carbônicas com proporções de CO_2 e H_2O mais ou menos equivalentes, de modo que naquelas com acentuadas diferenças volumétricas entre as fases não foi possível, em geral, a determinação de sua temperatura de fusão ($T_{f_{cla}}$).

5.2.3.2 – Sistema $H_2O-NaCl \pm MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$

a) Tipos monofásicos (L_1)

As inclusões monofásicas constituem uma população relativamente grande, a maioria contudo mostrou-se inadequada para os testes microtermométricos. Nos testes por resfriamento, houve certa dificuldade em se determinar a temperatura de fusão do gelo (T_{f_g}), que ficou limitada a apenas um valor confiável de $-0,9^\circ C$, equivalente a 1,57% em peso de NaCl. Apesar de único, esse valor é compatível com salinidades determinadas em inclusões bifásicas coexistentes. As temperaturas de primeira fusão (T_e) do sistema também não puderam ser medidas, talvez pela baixa salinidade do fluido.

b) Tipos bifásicos ($L_1 + V_1$)

As poucas IF bifásicas estudadas possuem alto grau de preenchimento (F), a grande maioria entre 0,8 e 0,9. As T_e determinadas em 10 inclusões variam de $-36,6$ a $-18^\circ C$, com leve predomínio dos intervalos de $-36,6$ a $-33,6^\circ C$ e de $-27,6$ a $-24,6^\circ C$ (Figura 5.4a). Essas temperaturas são bem inferiores a do ponto eutético do sistema $H_2O-NaCl$ ($-20,8^\circ C$), e devem indicar a presença de outros solutos, notadamente $MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$, sobretudo naquelas IF com T_e mais baixas.

Segundo Davis *et al.* (1990), o sistema $H_2O-MgCl_2-NaCl$ pode apresentar diferentes (T_e) dependendo da forma estável ou metaestável que assumir o hidrato de $MgCl_2$ (bischofite). Se na

forma estável ($\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) e dependendo da molalidade e da temperatura de fusão da hidrohalita ($T_{f_{\text{hid}}}$), o eutético do sistema pode variar de -37 a -34°C , -40 a -33°C e -40 a -35°C .

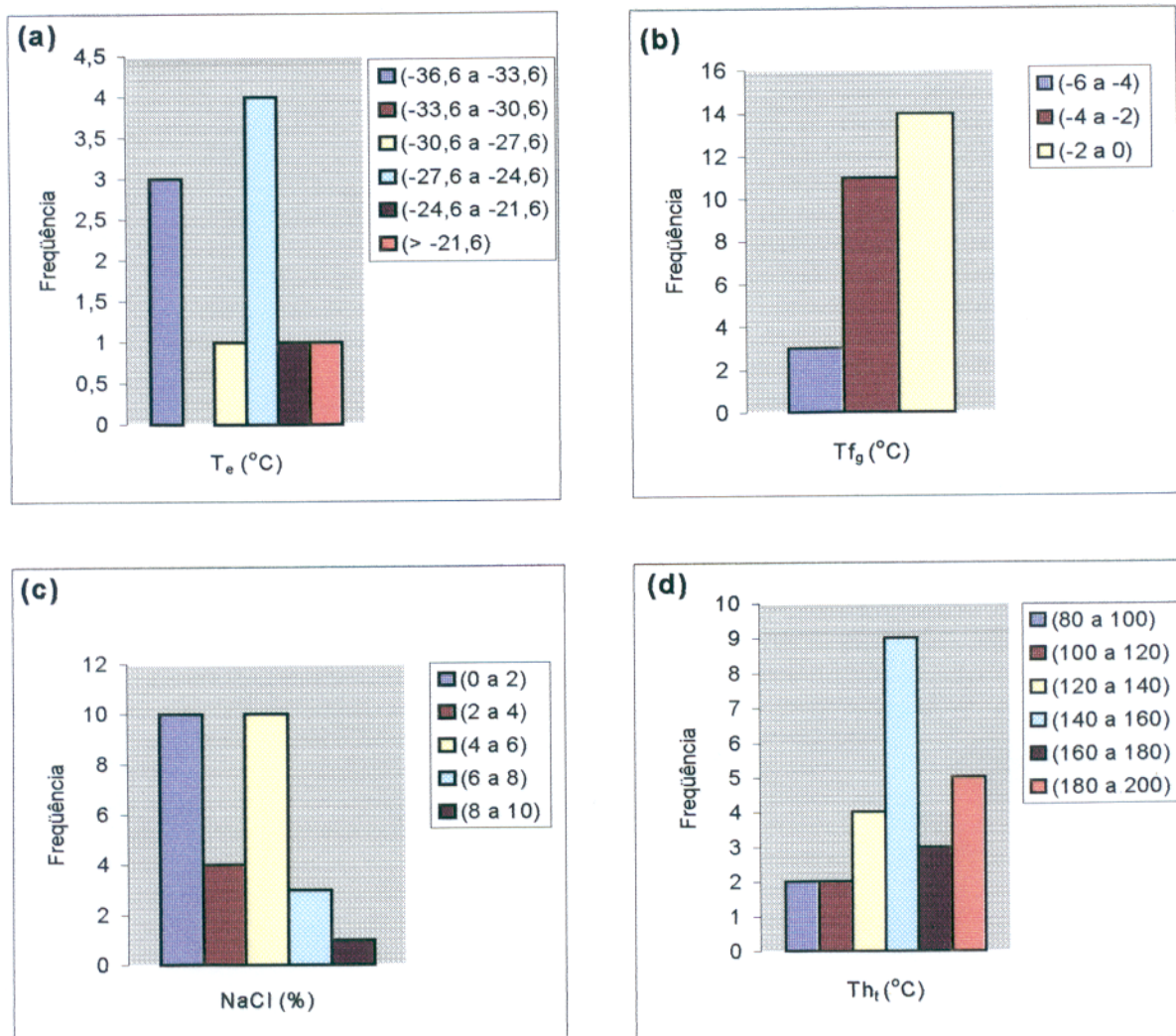


Figura 5.4. Histogramas de frequências para dados microtermométricos do sistema aquoso (H_2O - NaCl): a) T_e referente às IF aquosas bifásicas; b) T_g referente às IF bifásicas e algumas monofásicas; c) salinidades referentes às IF bifásicas e algumas monofásicas; d) Th_t das IF bifásicas

As temperaturas de fusão do gelo (T_f) variam de -6 a 0°C , sendo mais freqüente o intervalo de -4 a 0°C (Figura 5.4b), o qual corresponde a salinidades de 6,5 a 0% eq. em peso de NaCl (Figura 5.4c).

A homogeneização total (Th_t) ocorre sempre no estado líquido, a temperaturas entre 85 a 189°C , com maior incidência daquelas dentro do intervalo de 120 a 160°C (Figura 5.4d).

As densidades calculadas indicam pouca variação ($0,89$ e $0,99\text{g/cm}^3$), sendo os valores mais freqüentes aqueles entre $0,92$ e $0,95\text{g/cm}^3$.

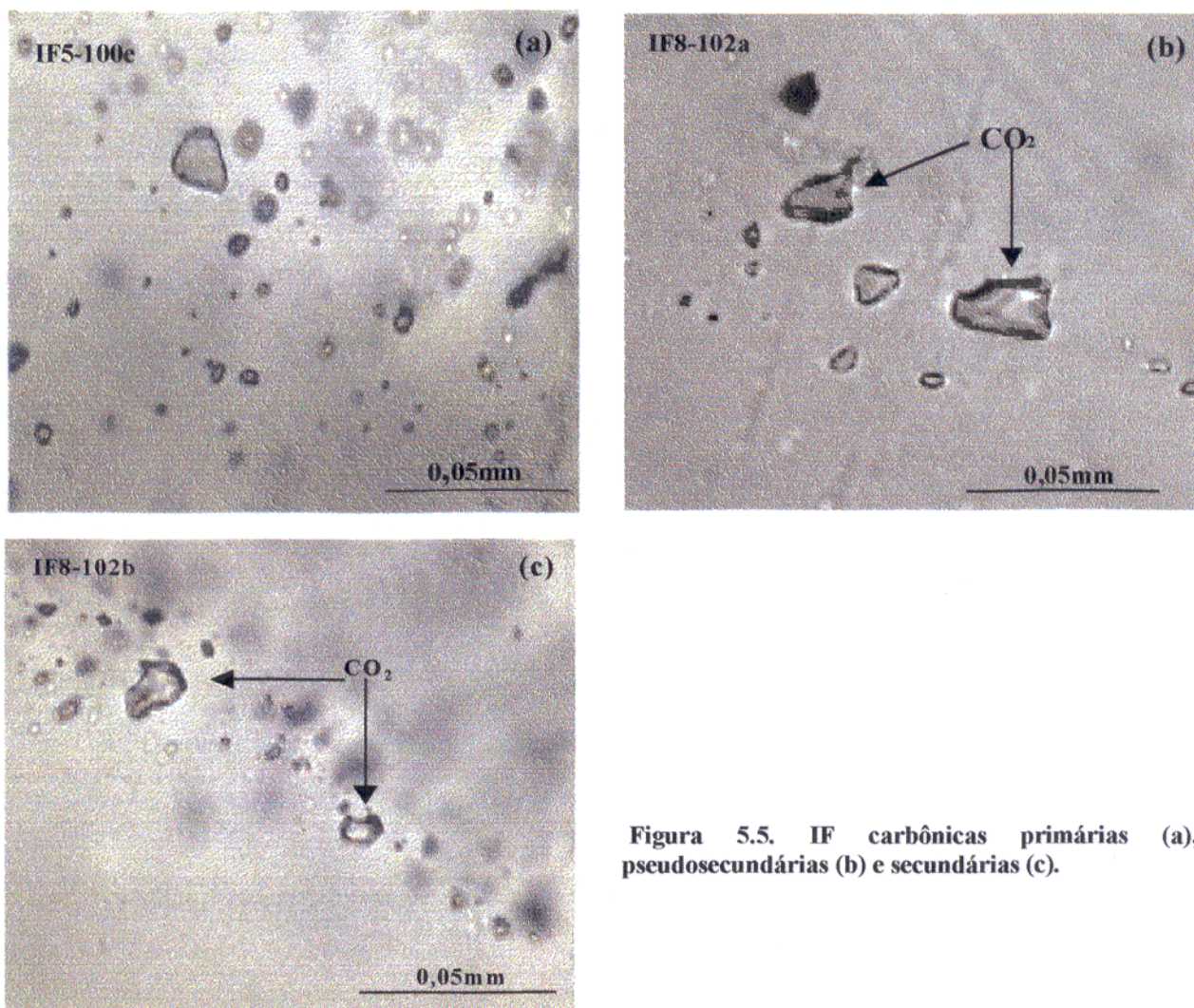


Figura 5.5. IF carbônicas primárias (a), pseudosecundárias (b) e secundárias (c).

5.2.3.3. Sistema $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$

Foram identificadas IF monofásicas e bifásicas de origens primária (Figura 5.5a), pseudosecundária (Figura 5.5b) e secundária (Figura 5.5c). Nessas inclusões a fase H_2O não é discernível e os três tipos normalmente coexistem em um mesmo cristal hospedeiro, o que sugere a presença do CO_2 não só durante o crescimento dos cristais como também nos fluidos relacionados aos eventos de deformação subseqüentes.

A associação espacial das IF dos sistemas carbônicos e aquo-carbônicos é comum, independentemente dos tipos paragenéticos identificados. Observa-se que as microfraturas em um mesmo cristal podem conter inclusões que diferem entre si quanto ao tamanho, grau de preenchimento e número de fases. Aventa-se a possibilidade de o tamanho das inclusões estar

relacionado diretamente às idades das microfraturas, sendo as maiores inclusões ligadas às microfraturas mais antigas.

As inclusões fluidas carbônicas são pequenas, dominadas por populações $< 5\mu\text{m}$ e raramente excedem $15\mu\text{m}$. O grau de preenchimento das inclusões bifásicas varia de 0,6 a 0,9.

Nos testes de resfriamento dos tipos monofásicos, primeiramente ocorre a separação das fases a temperaturas que variam desde próximas a do ambiente até 9°C . Durante o reaquecimento, a partir de temperaturas de $-115 / -110^\circ\text{C}$ em que as IF se congelaram totalmente,

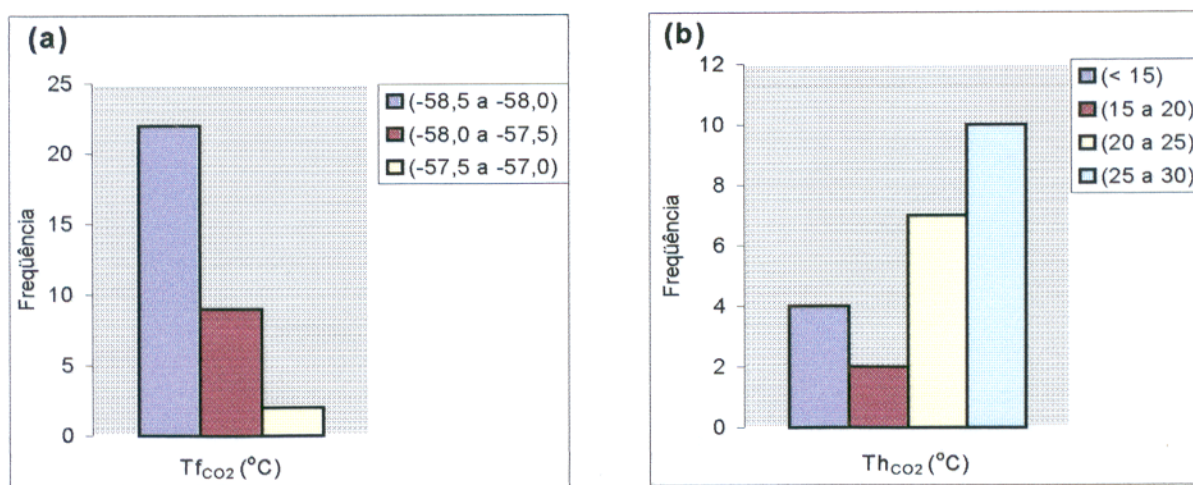


Figura 5.6. Histogramas de frequência das $T_{f_{CO_2}}$ (a) e das $T_{h_{CO_2}}$ (b) referentes às IF carbônicas mono e bifásicas.

a primeira mudança de fase é marcada pela fusão do CO_2 sólido que ocorre entre $-58,5$ e $-57,2^\circ\text{C}$, sendo mais frequentes os valores entre $-58,5$ e -58°C (Figura 5.6a). Apesar da falta de análises por espectrometria Raman, considera-se o metano como o mais provável contaminante e responsável pela depressão da $T_{f_{CO_2}}$.

A homogeneização da fase carbônica ($T_{h_{CO_2}}$) nas IF monofásicas e bifásicas acontece sempre na fase líquida, dentro de um amplo intervalo ($4,4$ a $25,8^\circ\text{C}$) nas monofásicas e de um intervalo mais estreito ($22,2$ a $29,3^\circ\text{C}$) nas bifásicas, sendo mais frequentes as temperaturas entre 20 e $29,3^\circ\text{C}$ (Figura 5.6b). Dentro desse último intervalo, as densidades dos fluidos carbônicos variam de $0,60$ a $0,78 \text{ g/cm}^3$.

Com base nas temperaturas de homogeneização na fase líquida e curvas de densidades calculadas para as IF carbônicas mono e bifásicas, estimam-se concentrações de CH₄ na fase carbônica (Swanenberg 1979), que vão de 0 a 6 mole %.

5.2.3.4. Sistema H₂O-CO₂-NaCl ± CH₄ ± MgCl₂ e/ou FeCl₂

O sistema aquo-carbônico engloba IF que, quanto ao número de fases, são classificadas de bifásicas (L₁ + V₂), trifásicas (L₁ + L₂ + V₂) e polifásicas com um mineral de saturação (L₁ + L₂ + V₂ + S₁) e com dois minerais de saturação ((L₁ + L₂ + V₂ + S₁ + S₂), envolvendo tipos primários, pseudosecundários e secundários. Aproximadamente 95% das inclusões são bifásicas e trifásicas, e estão quase sempre associadas com inclusões do sistema carbônico, ao passo que a associação com inclusões do sistema aquoso é muito rara. Os tipos polifásicos são de ocorrência isolada e predominantemente secundários, tendo sido difícil a obtenção de dados microtermométricos para eles.

Enquanto as inclusões secundárias são relativamente fáceis de serem identificadas, porque se encontram alinhadas ou em planos de microfraturas, as primárias nem sempre podem ser reconhecidas inequivocadamente.

As inclusões aquo-carbônicas constituem uma população extremamente heterogênea em termos da razão H₂O/CO₂. As diferentes razões proporcionam a ocorrência de inclusões extremamente ricas em CO₂, que coexistem com inclusões extremamente pobres nesse gás. As inclusões com valores de H₂O/CO₂ muito altos e muito baixos podem com facilidade ser confundidas, respectivamente, com as dos sistemas aquoso e carbônico (Figura 5.7a).

Os tamanhos das IF aquo-carbônicas são, via de regra, menores que 5μm (Figura 5.7b). As inclusões estudadas com razoável qualidade focal para observações das características microtermométricas possuem, na maioria, de 7 a 12μm na maior dimensão.

As T_{fCO₂} apresentam valores abaixo do ponto tríplice do CO₂ (-56.6°C), sendo -58 a -57,7 °C nas bifásicas, -58,4 a -57,1°C nas trifásicas e em torno de -58,2°C em algumas polifásicas (Figura 5.8a). À semelhança das IF carbônicas, essa depressão do ponto tríplice é também atribuída à presença de CH₄.

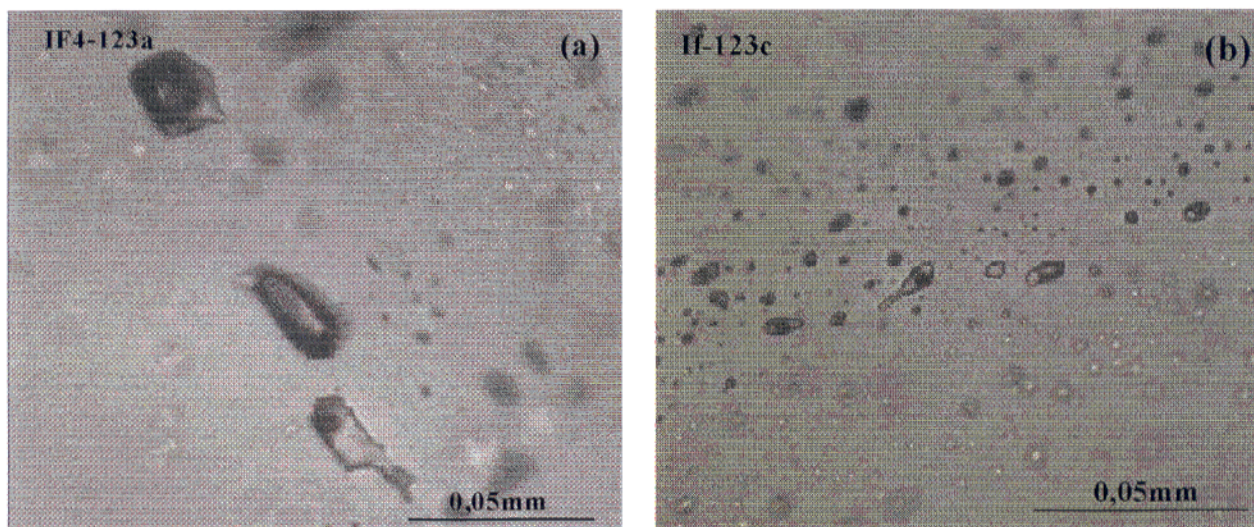


Figura 5.7. IF aquo-carbônicas: (a) pseudosecundárias com diferentes razões H_2O/CO_2 ; (b) minúsculas IF aquo-carbônicas primárias associadas a algumas inclusões carbônicas

As temperaturas eutéticas da fase aquosa registram valores entre $-34,6$ e $-25^\circ C$ nas bifásicas, $-37,3$ e $-24,9^\circ C$ nas trifásicas e $-38,1$ e $-32^\circ C$ nas polifásicas com valores mais frequentes nas faixas de -38 a $-32^\circ C$ e -30 a -28 (Figura 5.8b). Essas temperaturas estão, em média, cerca de $11^\circ C$ abaixo do ponto eutético para o sistema $H_2O-NaCl$ ($-20,8^\circ C$), o que deve implicar a presença de outros cátions em solução, os mais prováveis sendo Mg^{+2} e Fe^{+2} .

Embora de difícil identificação, a hidrohálita foi observada em duas inclusões polifásicas, com ($T_{f_{hid}}$) aproximadas de $-1,5$ e $-5^\circ C$ (Tabela 5.1).

Temperaturas eutéticas entre $-38,1$ e $-32^\circ C$ e $T_{f_{hid}}$ entre $-7,5$ e $-1,5^\circ C$, segundo Davis *et al.* (1990), indicam molalidades em torno de 0,9 a 1,5 mol de $MgCl_2$ quando o hidrato deste cloreto ($MgCl_2 \cdot 12H_2O$) estiver na sua forma estável.

As T_{f_g} foram usadas para determinar salinidades apenas para IF aquo-carbônicas com altas razões H_2O/CO_2 , cuja formação de clatratos deve ter sido mínima e, por conseguinte, impossível de ser observada. Nas inclusões em que os clatratos foram observados, as salinidades foram estimadas com base nas $T_{f_{cla}}$.

As temperaturas de fusão do gelo foram medidas entre -11 e $-1,7^\circ C$ nas bifásicas e -12 e $-2^\circ C$ nas trifásicas, enquanto que as $T_{f_{cla}}$ foram entre $3,6$ e $8,9^\circ C$ (Figura 5.9a). Esses dados serviram para determinar as salinidades com base em T_{f_g} (Goldstein & Reynolds 1994) e na equação $W_{NaCl} = 15,52022 - 1,02342t - 0,05286t^2$ (Parry 1986), em que $t = T_{f_{cla}}$. As salinidades assim calculadas acusam valores de 2,9 até 14,9% eq. em peso de NaCl nas IF bifásicas e de 2,2

até 11,1% nas IF trifásicas (Figura 5.9b), com maiores frequências entre 2,2 e 8% eq. em peso de NaCl.

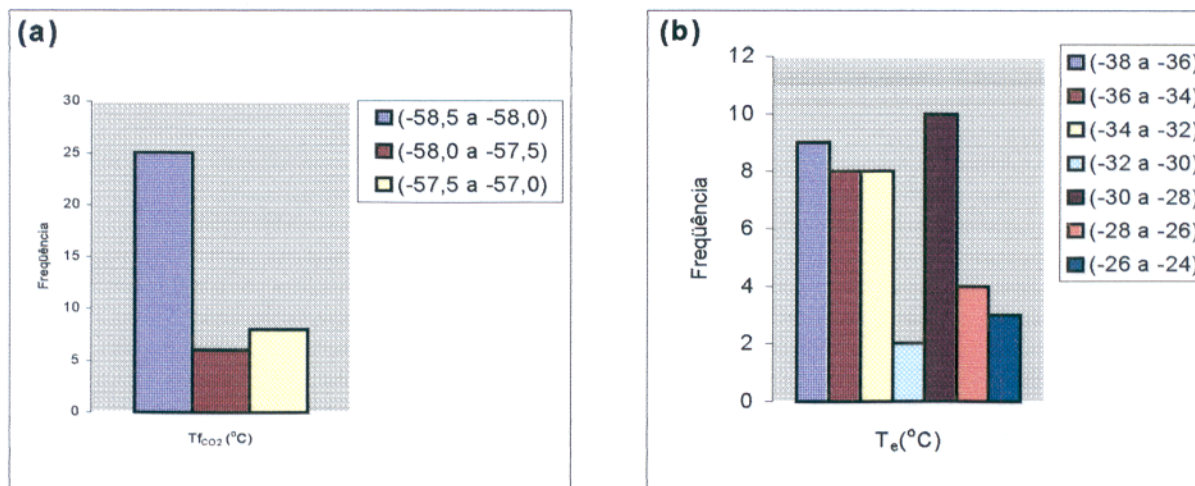


Figura 5.8. Histogramas de frequência das T_{fCO_2} (a) e das T_e da fase aquosa (b) referentes às IF do sistema aquo-carbônico.

Em apenas uma inclusão bifásica, com baixa razão H_2O/CO_2 , foi observada a formação do clatrato, cuja fusão aconteceu a $2,2^\circ C$, correspondendo a uma salinidade de 13% eq. em peso de NaCl. Quanto à temperatura de homogeneização da fase CO_2 , ela ficou bem definida nos tipos trifásicos e em alguns bifásicos, os quais representam quase a totalidade das inclusões do sistema aquo-carbônico. No estado gasoso, homogeneizaram apenas quatro inclusões bifásicas, todas elas com baixa razão H_2O/CO_2 , a temperaturas dentro do intervalo de $8,2$ a $25^\circ C$. Naquelas com alta razão H_2O/CO_2 , o pequeno volume de CO_2 não permitiu observar com segurança as mudanças de fases. Nas IF trifásicas, a homogeneização ocorre sempre na fase líquida entre 13 e $30^\circ C$ (Figura 5.9c). Considerando apenas aquelas em que foi possível determinar T_{fcla} , as densidades variam de $0,69$ a $0,89 g/cm^3$.

As temperaturas de homogeneização total (Th_t) nas inclusões bifásicas com baixa razão H_2O/CO_2 acontecem na fase vapor, enquanto que aquelas com alta razão a homogeneização ocorre na fase líquida. Para as IF bifásicas registram-se valores de 231 a $296^\circ C$. Nas inclusões trifásicas essas temperaturas são um pouco mais elevadas, de 263 a $392^\circ C$ (Figura 5.9d). Nas inclusões polifásicas com um mineral de saturação foram obtidas apenas duas temperaturas de homogeneização parcial (Th_p) fornecidas pela dissolução da halita e ocorridas a temperaturas de

372°C e 412°C, o que corresponde a salinidades estimadas de aproximadamente 42 a 43% eq. em peso de NaCl, segundo a curva de solubilidade para NaCl em soluções aquosas (Shepherd *et al.* 1985). Essas inclusões crepitam a temperaturas em torno de 450°C sem que ocorra a homogeneização total entre as fases aquosa e carbônica.

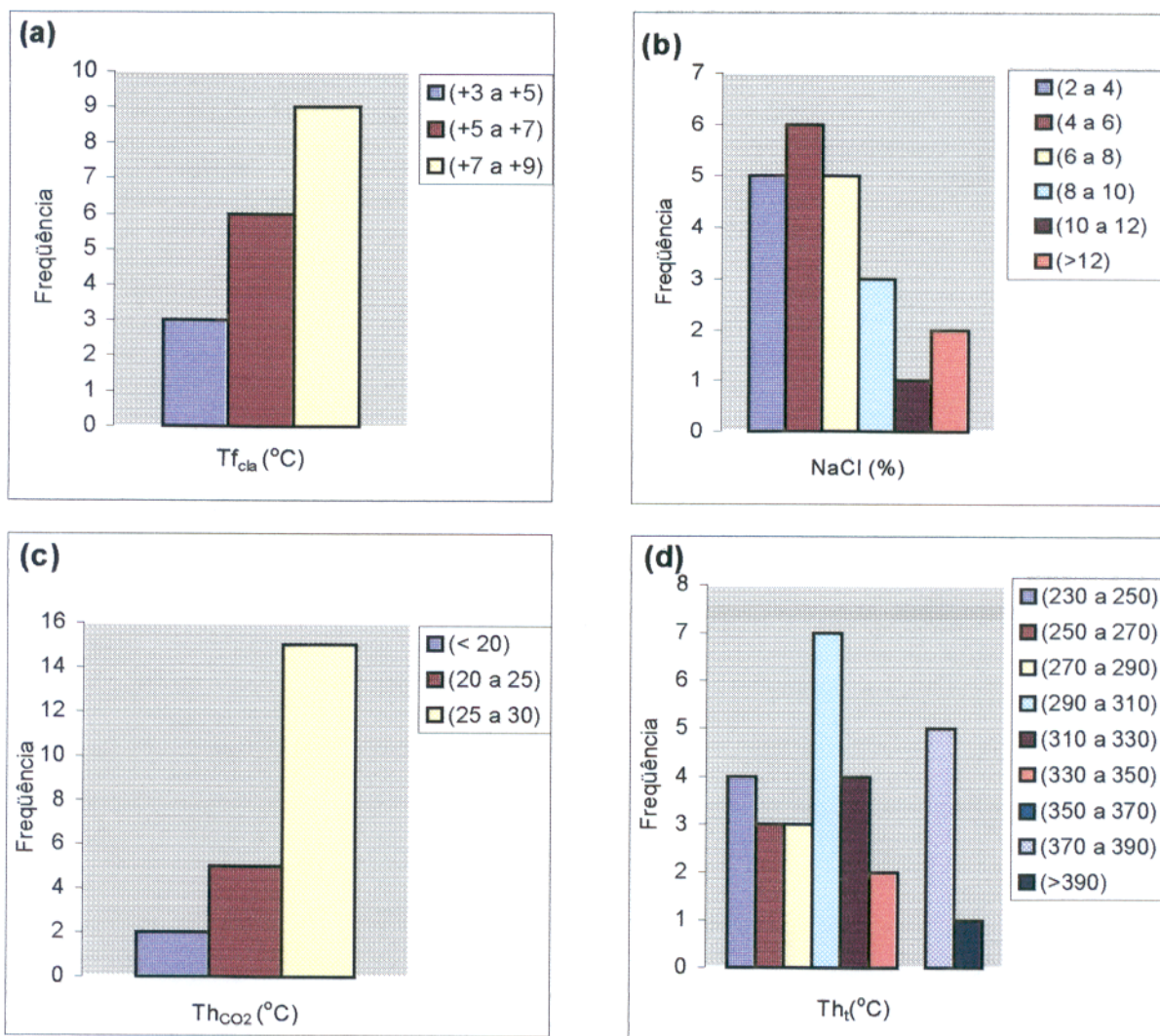


Figura 5.9. Histogramas de freqüências relativas às IF aquo-carbônicas: a) temperaturas de fusão do clatrato ($T_{f_{cla}}$) das IF bifásicas e trifásicas; b) salinidades das IF bifásicas e trifásicas não saturadas, estimadas com base em $T_{f_{cla}}$ e T_{f_g} ; c) temperaturas de homogeneização da fase carbônica (Th_{CO_2}) das IF trifásicas; d) temperaturas de homogeneização total (Th_t) das IF bifásicas e trifásicas.

Com relação as inclusões polifásicas com dois minerais de saturação, não se obtiveram dados microtermométricos. Essas inclusões permaneceram metaestáveis durante os testes de aquecimento. Pelos tamanhos desproporcionais de determinados sais, provavelmente de halita,

acredita-se que estes representem fases sólidas aprisionadas. O outro sal presente trata-se provavelmente de carbonato.

5.3 - CONDIÇÕES DE APRISIONAMENTO E NATUREZA DOS FLUIDOS MINERALIZANTES.

Com base nas características físico-químicas e feições petrográficas das inclusões, atribui-se aos fluidos nelas contidos uma evolução a partir de um sistema homogêneo e predominantemente de origem metamórfica ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2).

As temperaturas de homogeneização e as densidades dos fluidos aquosos ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2) e carbônicos/aquo-carbônicos ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4/\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2) de Montes Áureos indicam que esses fluidos foram aprisionados em condições de T e P diferentes, próprias de uma evolução hidrotermal nitidamente regressiva em relação às condições térmicas. Por outro lado, feições petrográficas e temperaturas de fusão do CO_2 igualmente deprimidas por proporções semelhantes de CH_4 (?) sugerem que os fluidos carbônicos e aquo-carbônicos sejam contemporâneos e provavelmente cogenéticos, no sentido de que foram aprisionados durante o mesmo evento metamórfico.

No caso particular do sistema aquo-carbônico, é possível que as diferentes razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ e a correlação negativa entre T_h e a proporção de CO_2 , com as temperaturas mais elevadas correspondendo aos fluidos mais pobres em CO_2 (Figura 5.10b), sejam devidas à imiscibilidade de um fluido inicialmente homogêneo, tendo o aprisionamento ocorrido após a separação das fases. O campo de imiscibilidade varia dependendo do teor de NaCl (Takenouchi & Kennedy 1965; Bowers & Helgeson 1983), e pode ocorrer até mesmo a 600°C , não sendo incomuns temperaturas de 500°C para fluidos não saturados (Hollister 1990). A posição da superfície do *solvus*, depende, além da salinidade, também da pressão (Shepherd *et al.* 1985; Bowers & Helgeson 1983).

A grande maioria das IF do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2 mostra um estreito intervalo de variação das temperaturas de homogeneização da fase carbônica (26 a 30°C), com um discreto aumento em direção às maiores temperaturas de homogeneização total (Figura 5.10a). Este fato é indicativo de elas pertencerem a um mesmo fluido, que poderia ter sido aprisionado a diferentes temperaturas.

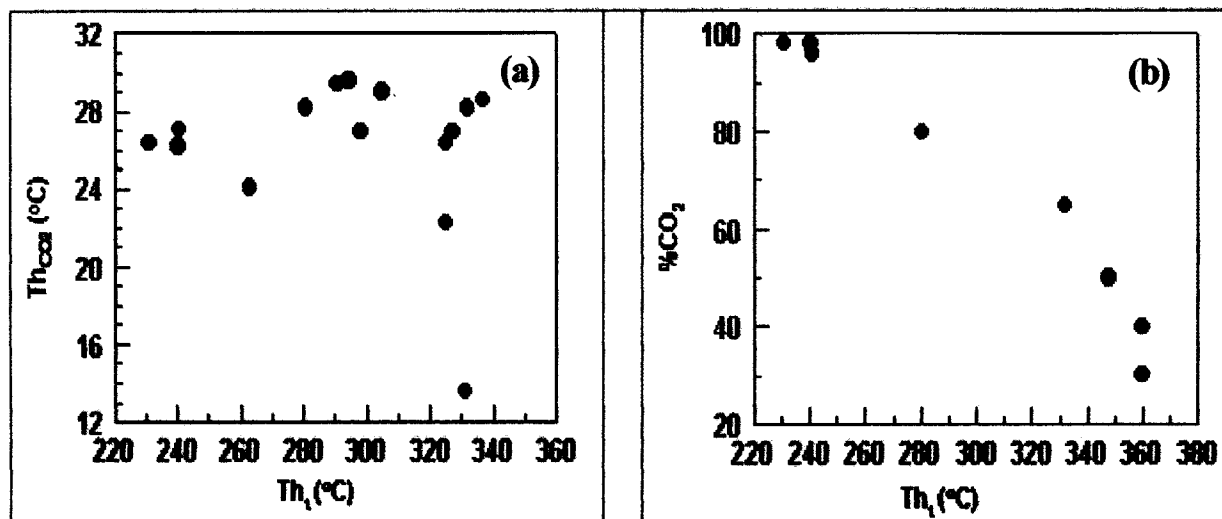


Figura 5.10. Diagramas relacionando T_h com T_{hCO_2} (a) e T_h com %CO₂ (b) para as IF do sistema aquo-carbônico.

As T_h dos fluidos aquo-carbônicos (231 a 392°C) e aquosas (85 a 189°C) marcam distintamente os regimes termais sob os quais eles circularam, ficando evidente que os fluidos aquosos, além de posteriores, foram aprisionados a temperaturas mais baixas. Por seu turno, as temperaturas em torno de 85 °C devem registrar os estágios finais de um sistema em declínio térmico.

As densidades dos fluidos carbônico e aquo-carbônico variam de 0,60 a 0,90 g/cm³ e de 0,69 a 0,89 g/cm³ respectivamente, o que pode representar uma variação de T e P considerável durante o aprisionamento desses fluidos. Elevadas pressões dos fluidos podem ser inferidas pela ocorrência de brechas de provável origem hidráulica, indicando momentos de altas pressões dos fluidos em relação às pressões confinantes. Segundo Sibson et al. (1988), as falhas reversas de alto ângulo atuam como válvulas, proporcionando flutuações cíclicas nas pressões dos fluidos que variam de litostática a hidrostática. As flutuações das pressões desses fluidos são favoráveis à deposição de minerais nessas estruturas.

Estimativas das pressões de aprisionamento dos fluidos aquo-carbônicos foram feitas com base nas isócoras correspondentes ao intervalo mais representativo das densidades. Para as temperaturas calculadas pelo geotermômetro da clorita hidrotermal (295 a 302°C), as pressões variaram de 1,3 a 2,8 kb (Figura 5.11).

Muito provavelmente, os fluidos carbônicos e aquo-carbônicos, que circularam na área de Montes Áureos à época da mineralização, foram oriundos das reações de desidratação e

descarbonização sofridas pelas rochas vulcanossedimentares durante o metamorfismo. A abundância de CO_2 nos fluidos certamente requer um reservatório rico em carbono, como parecem ter sido as seqüências vulcanossedimentares pré-cambrianas (Condie 1981). Xistos carbonosos, com até 0,5% de carbono, são comuns no empilhamento estratigráfico da área contígua de Chega Tudo e bem poderiam ser a principal fonte de CO_2 dos fluidos de Montes Áureos (R.N.Villas, comunicação verbal). As composições dos fluidos e a falta de registro de intrusões de corpos magmáticos pós-cisalhamento não favorecem uma origem magmática, a

menos que o granito Itamoari seja sintectônico e tenha produzido fluidos residuais ricos em CO_2 nas

frações finais de sua cristalização. Um possível registro de fluidos de derivação magmática poderia advir das IF aquo-carbônicas saturadas, embora esses fluidos também possam resultar de aprisionamento de fluidos heterogêneos (Bowers & Helgeson 1983; Crawford & Hollister 1986).

As reações metamórficas podem gerar fluidos aquo-carbônicos de baixas salinidades a partir de 460-500°C, envolvendo assembléias de minerais máficos (Powell *et al.* 1991) e, segundo Kerrich (1990), fluidos metamórficos aquo-carbônicos são continuamente liberados durante metamorfismo nas fácies xisto verdes e transição xisto verdes e anfíbolitos a temperaturas de 450-500°C, a partir de rochas de composição máficas hidratadas. Acredita-se, assim, que os fluidos carbônicos e aquo-carbônicos do depósito de Montes Áureos, tenham se originado a temperaturas acima de 450°C, compatíveis com a transição entre as fácies xisto verde e anfíbolito. Ademais, dependendo da intensidade relativa das reações de desidratação e descarbonização, fluidos quase puros em CO_2 ou em H_2O ou suas misturas podem existir em

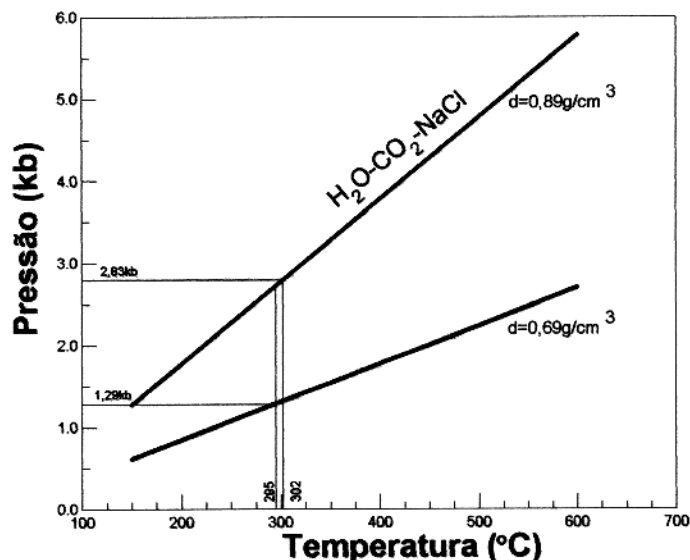


Figura 5.11. Condições de T e P durante aprisionamento dos aquo-carbônicos utilizando temperaturas fornecidas pelo geotermômetro da clorita hidrotermal.

diferentes partes de um mesmo terreno durante um mesmo evento metamórfico (Ferry & Burt 1982; Rice & Ferry 1992).

Aos fluidos do sistema aquoso se atribui uma evolução tardia e/ou final do sistema hidrotermal de Montes Áureos, a partir de fluidos aquo-carbônicos, como sugerem as temperaturas mínimas de aprisionamento e eutéticas, e as próprias salinidades.

Com a redução do fluxo termal, próprias dos estágios finais do tectonismo, o metamorfismo foi perdendo a intensidade e as reações de descarbonização deixam de produzir CO₂. Na área de Montes Áureos, o regime termal é propício à precipitação dos carbonatos e, em decorrência, os fluidos vão progressivamente se empobrecendo em CO₂. É bem possível que a temperaturas da ordem 200°C os fluidos tenham, então, se tornado essencialmente aquosos. Por outro lado, na ausência de estudos isotópicos, não se pode deixar de admitir a possibilidade, nesse estágio de evolução, de mistura dos fluidos aquo-carbônicos residuais, já bem pobres em CO₂, com fluidos aquosos independentes e de temperaturas mais baixa. Essa última hipótese serve, sobretudo, para explicar os fluidos aquosos de salinidades ainda mais baixas e de diferente ponto eutético, de origem mais superficial e aprisionados em temperaturas de até 85°C.

5.4 - ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As rochas encaixantes no depósito de Montes Áureos mostram-se hidrotermalmente pouco alteradas. Os minerais de alteração são, assim, pouco abundantes, destacando-se dentre eles carbonatos, clorita e quartzo e, mais subordinadamente, sericita-muscovita, sulfetos e outros. Observa-se que a intensidade da alteração hidrotermal é proporcional ao grau de deformação das rochas hospedeiras, confirmando a relação entre a deformação e o fluxo de fluidos.

As relações texturais entre os minerais metamórficos e hidrotermais bem como as feições microestruturais (microdobras e microfraturas) indicam claramente a posteridade do hidrotermalismo. A atividade hidrotermal, assim, deve ter ocorrido após o pico do metamorfismo e coincido com a fase final de deformação.

Mesmo quantitativamente limitada, a atividade hidrotermal no depósito de Montes Áureos produziu associações mineralógicas diversas representadas pelos seguintes tipos:

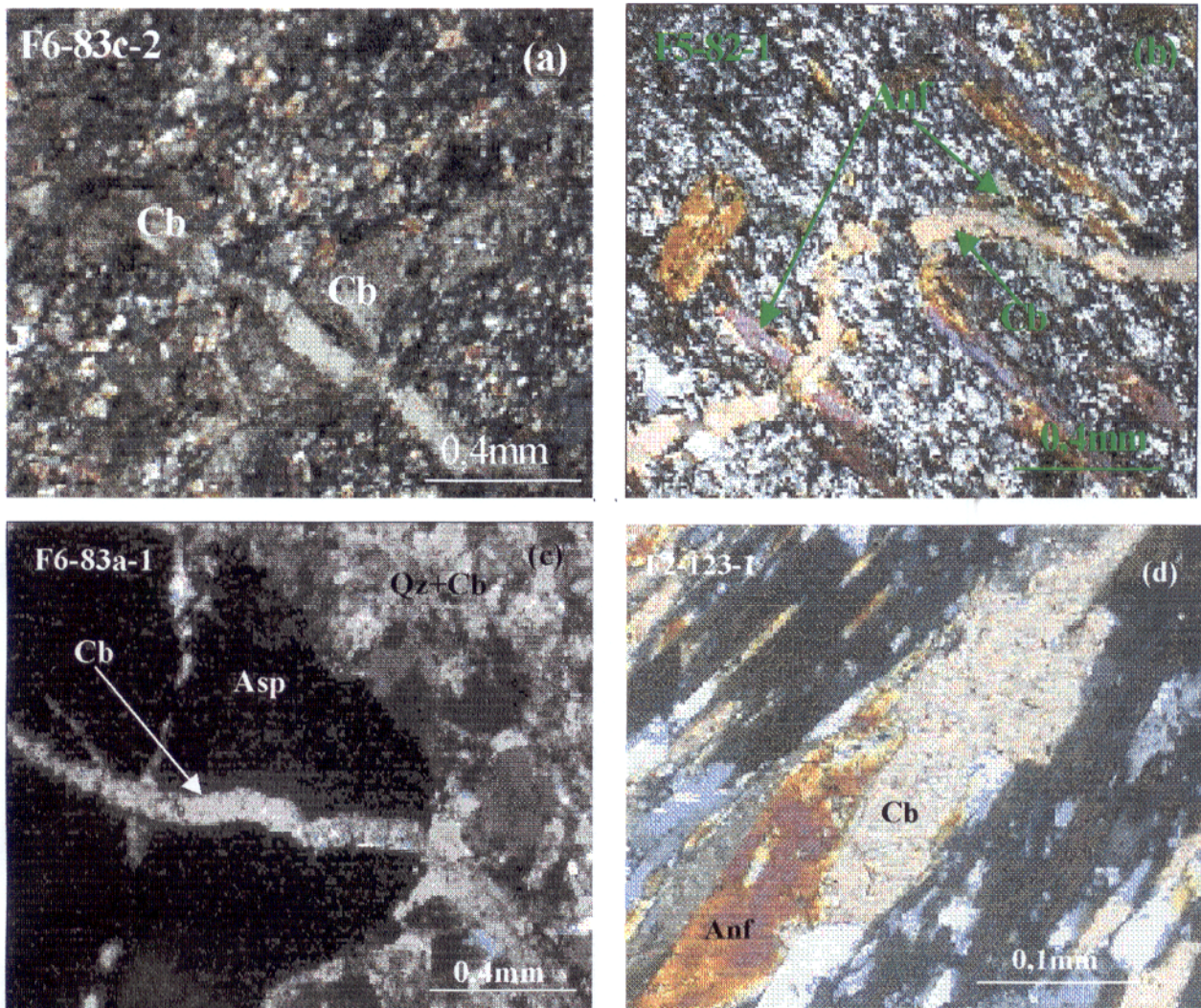


Figura 5.12. Carbonatos venulares e de alteração sobre anfibólios; (a) vênula de carbonato tardi-tectônica cortando cristal de carbonato sintectônico ou do protólito; (b) vênula de carbonato dobrada interceptando cristais de anfibólio; (c) carbonato em microfratura da arsenopirita (Asp); e (d) carbonatos como produto de alteração hidrotermal sobre anfibólios.

a) Carbonatação (Figuras 5.12 e 5.13)

- substituição de plagioclásio e anfibólios por carbonatos;
- vênulas de carbonatos tardias, às vezes dobradas, que contêm paragêneses mais precoces.
- veios e/ou vênulas auríferos constituídos por carbonatos + quartzo associados a sulfetos e clorita;
- veios de carbonatos + quartzo não mineralizados de diferentes gerações.

b) silicificação

- na forma de veios e/ou vênulas tardi-tectônicos e constituídos de quartzo + carbonatos + clorita + sulfetos e, às vezes, ouro (Figura 5.13b), podendo também formar veios de quartzo e quartzo+carbonatos não mineralizados relacionados a diferentes eventos de deformação (Figura 5.13a).

c) cloritização

- clorita em veios e/ou vênulas de quartzo+carbonatos mineralizados a ouro (Figura 3.4) e como produto de alteração da biotita e provavelmente do anfibólio;

d) sulfetação

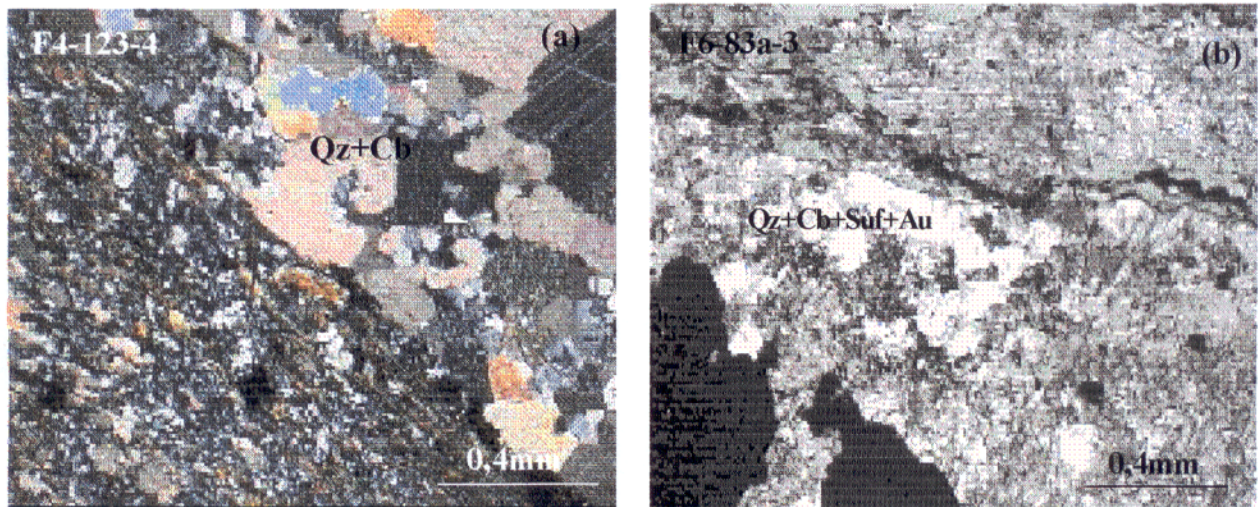


Figura 5.13. Veios hidrotermais de quartzo + carbonatos (Qz+Cb): (a) veio de quartzo+carbonatos tardi-tectônico não mineralizado sub-paralelo à xistosidade da rocha; (b) veio de quartzo+carbonado tardi-tectônico com sulfeto (Suf) e ouro (Au), sub-paralelo à xistosidade da rocha.

- tanto na forma disseminada, constituída por pirita, arsenopirita, calcopirita e raramente pirrotita, assim como em vênulas dominadas por pirita (Figura 5.14a)

e) outros minerais hidrotermais

- rutilo a partir da alteração da ilmenita (Figura 5.14b);
- epidoto como produto da alteração de plagioclásio;
- turmalina e raros cristais de magnetita associados à ilmenita.

A associação hidrotermal mais típica é representada por carbonatos, quartzo e clorita. Os carbonatos são provavelmente produtos da interação dos fluidos carbônicos e aquo-carbônicos com as rochas hospedeiras. Suspeita-se, com base nas T_c dos fluidos aquo-carbônicos e aquosos, da presença de Mg e/ou Fe em suas composições, o que deve ter contribuído para o processo de

cloritização dos anfibólios e biotita. Os baixos teores de enxofre deve ter, também, contribuído para sulfetação bastante limitada nas rochas encaixantes.

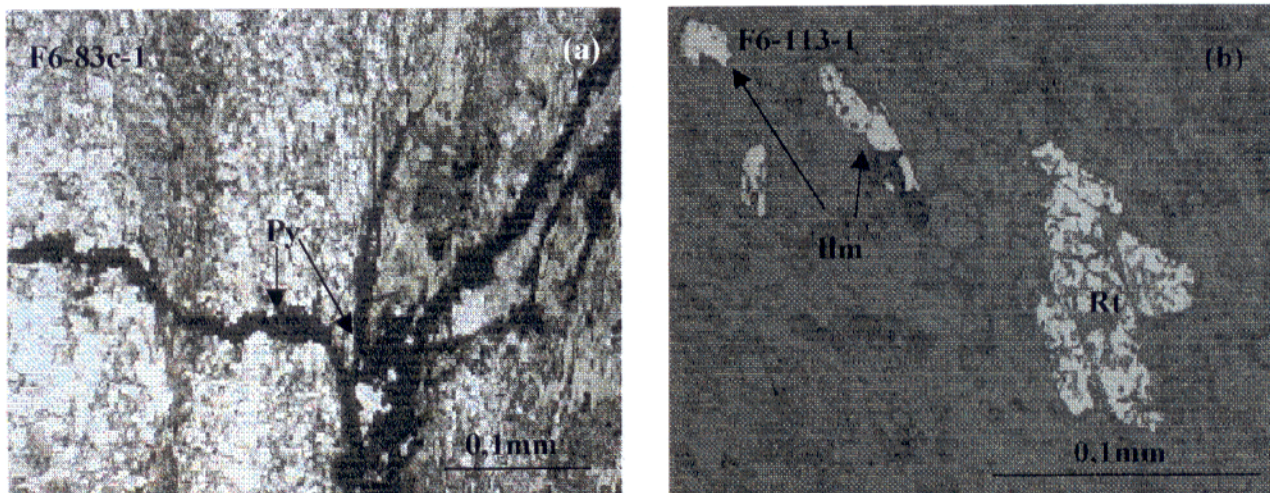


Figura 5.14. (a) Pirita preenchendo microfraturas tardi-tectônica paralelas e discordantes com a xistosidade; (b) Rutilo pseudomórfico geminado como produto da alteração hidrotermal de ilmenita.

As diferentes gerações, principalmente de carbonatos, quartzo, pirita e ouro, os dois últimos na forma granular e em microfraturas, sugerem que houve mais de um fluxo de fluidos. Alterações dos tipos propilítico (epidoto, clorita e carbonatos em substituição a plagioclásio, biotita e anfibólios) e filica (sericita-muscovita) também se fazem presentes.

5.5 - MODELAMENTO GENÉTICO

A mineralização aurífera em Montes Áureos ocorreu em rochas metamórficas das fácies xisto verde e anfibolito baixo, que foram deformadas rúptil e dúctilmente sob a ação de esforços compressivos/transpressivos e de transcorrência, os quais geraram zonas de cisalhamentos de ordens superiores com diferentes taxas e estilos de deformação. Essas estruturas menores fazem parte de uma zona de cisalhamento maior (Zona de Cisalhamento Tentugal) com largura aproximada de 15km e extensão de cerca de 100km de direção geral NW-SE, que marca possivelmente uma zona de sutura ou de subducção situada no limite sul do cráton São Luís, mais precisamente entre essa região cratônica e o bloco Belém. Nesse contexto geotectônico, a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, do Proterozóico Inferior, representa uma provável zona de acreção, resultante da orogênese colisional que teria culminado com o fechamento de um mar antigo.

Os dados texturais e de alteração hidrotermal sugerem que as rochas hospedeiras da mineralização de Montes Áureos foram submetidas a mais de um pulso hidrotermal durante fases deformacionais sin e tardi-tectônicas. Os veios mineralizados são produtos da fase hidrotermal tardi-tectônica, com o ouro tendo sido depositado em pelo menos dois momentos após o pico térmico máximo do metamorfismo, o que levou a formação de pequenos corpos lenticulares e tabulares paralelos a subparalelos à foliação milonítica, com teores inferiores a 2ppm de Au. A mineralização ocorreu na forma de veios/vênulas de quartzo+carbonatos, estando o ouro associado com a arsenopirita, pirita e ocasionalmente com os minerais da ganga.

Os termos *lode* e mesotermal, tão comumente utilizados para caracterizar depósitos auríferos em zonas de cisalhamento, vêm sendo contestados por serem restritivos (Kerrick 1993). *Lode* tem conotação mais descritiva que genética e mesotermal refere-se à estreita faixa de temperatura entre 200 e 400°C, a qual cobre apenas em parte as condições térmicas de formação daqueles depósitos. De acordo com Groves *et al.* (1998), o termo orogênico seria mais apropriado para classificar esse tipo de depósito, que teria sido gerado durante processos deformacionais ocorridos nas margens de placas convergentes, como resultado de orogênese colisional, independentemente da idade das rochas hospedeiras (Figura 5.15).

Os estudos de inclusões fluidas indicam que o fluido mineralizante (aquo-carbônico) apresenta salinidades de 2-10% eq. em peso de NaCl, densidades de 0,6-0,89 g/cm³, temperaturas de aprisionamento em torno de 260-350°C, tendo sido prevalentes as temperaturas em torno de 300°C e pressões de 1,3 a 2,8kb. Esses fluidos, além de H₂O, CO₂ e NaCl, provavelmente também contêm CH₄, Mg e/ou Fe.

Segundo Gammons & Williams-Jones (1997), em condições isobáricas, a solubilidade do ouro aumenta em fluidos ricos em H₂S, com o ouro sendo transportado na forma de Au(HS)₂⁻. O transporte na forma de complexo de cloretos (AuCl₂⁻) é favorecido por fluidos oxidados (SO₂/H₂S > 1), ácidos, supersalinos e a temperaturas elevadas (> 450°C).

A íntima associação do Au com sulfetos permite inferir que o transporte em Montes Áureos foi feito por complexo do tipo Au(HS)₂⁻, o qual é dominante em fluidos pouco salinos a T < 400°C. A deposição poderia ter ocorrido de acordo com a reação Au(HS)₂⁻ + FeO ⇌ Au + FeS₂ + H₂O, em que o componente FeO provém da desestabilização de minerais máficos da rocha hospedeira pelos fluidos hidrotermais.

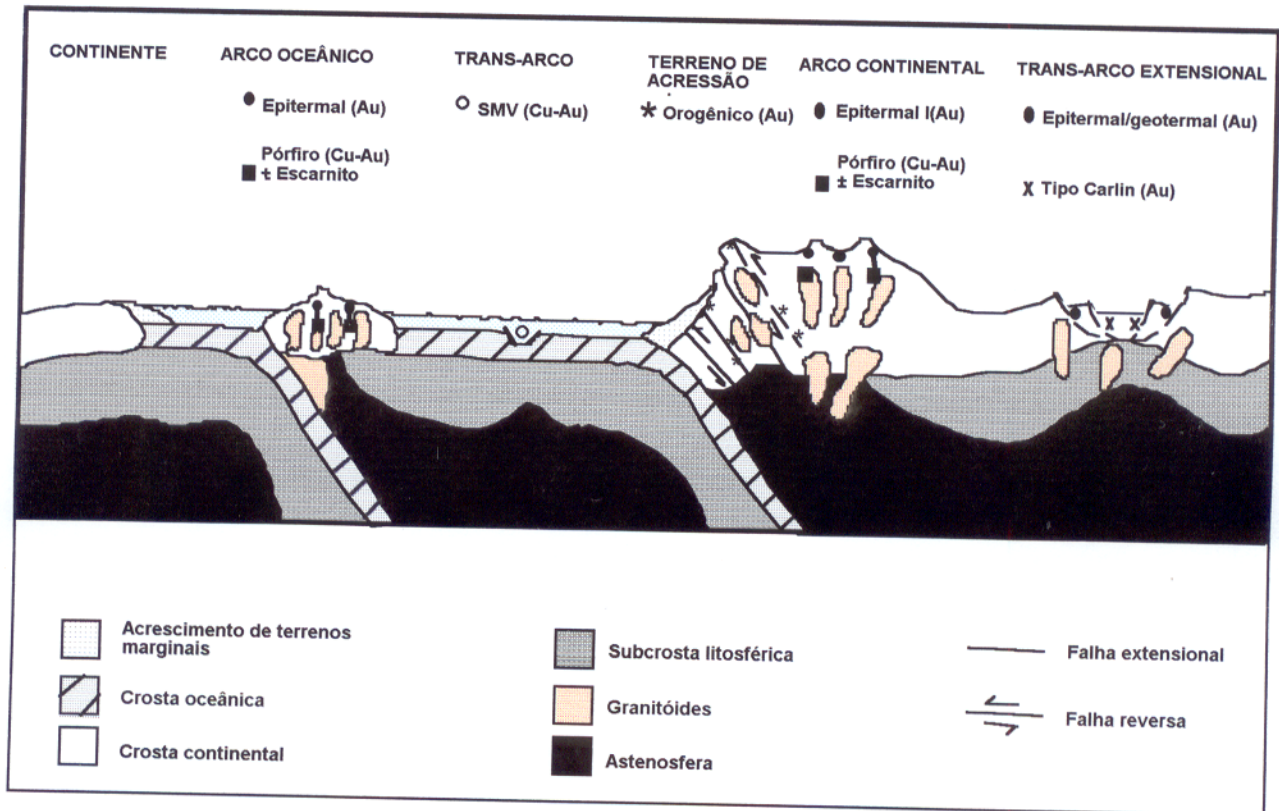


Figura 5.15. Ambiente geotectônico, segundo concepção de Groves *et al.* (1998), mostrando a distribuição dos diferentes tipos de depósitos epigenéticos de ouro. Em conformidade com esse modelo, os depósitos orogênicos teriam sido formados em terrenos de acreção, adjacentes aos arcos magmáticos continentais, mais precisamente nas margens de placas convergentes, sob regimes deformacionais compressivos a transpressivos.

A pouca abundância de sulfetos deve estar ligada a fluidos com baixo teor de espécies de S e, portanto, com baixa capacidade de solubilizar o ouro, do que resultou uma mineralização subeconômica desse metal em Montes Áureos.

As feições texturais do minério e dos veios mineralizados, os padrões da deformação registrados nas rochas encaixantes e a transição fácies xisto verde e anfibolito, além das pressões de aprisionamento dos fluidos mineralizantes, indicam que a deposição do ouro deve ter ocorrido a uma profundidade de 5-10km, conforme a Figura 5.16.

Segundo o modelo crustal contínuo proposto por Colvine *et al.* (1988) e Groves (1993), os depósitos auríferos em zonas de cisalhamento são formados em diferentes regimes e se distribuem ao longo de um perfil de aproximadamente 15-20km sob condições de T-P variando de 180°C a 700°C e pressão de < 1kb até 5kb (Figura 5.16). O modelo contínuo implica a existência de um grande sistema hidrotermal constituído por fontes profundas de fluidos e de metais.

Embora sem atender a todas as características, em termos geológicos, relacionados com os grandes depósitos tipo *lode* arqueanos e proterozóicos conhecidos, no entanto, o ambiente geotectônico, o controle estrutural, as associações mineralógicas, o tipo de alteração hidrotermal, a relação temporal entre o evento hidrotermal e o pico do metamorfismo, o modo de ocorrência da mineralização e sua relação com as rochas hospedeiras, assim como os dados fisico-químicos dos fluidos mineralizantes, são características que permitem caracterizar o depósito de Montes Áureos como depósito tipo *lode*, muito semelhantes aos que ocorrem em terrenos metavulcanossedimentares tipo *greestone* arqueanos e proterozóicos.

Vários exemplos são descritos na Austrália (Mt. Charlotte, Norzemam, Victory); Canadá (Giant, Contact Lake, Sigma-Lamaque, Meguma); Nova Zelândia (Otago); Gana (Ashanti, Prestea, Konongo-Southern Cross), (Robert *et al.* 1997). A oeste do continente africano, em particular, nos depósitos de ouro hospedados no *greenstone belt* Ashanti, Munn Schmidt *et al.* (1997) determinaram, dentre os fluidos presentes, a predominância de inclusões fluidas ricas em CO₂ em relação à fase H₂O (CO₂ >>H₂O), além da predominância marcante de inclusões fluidas

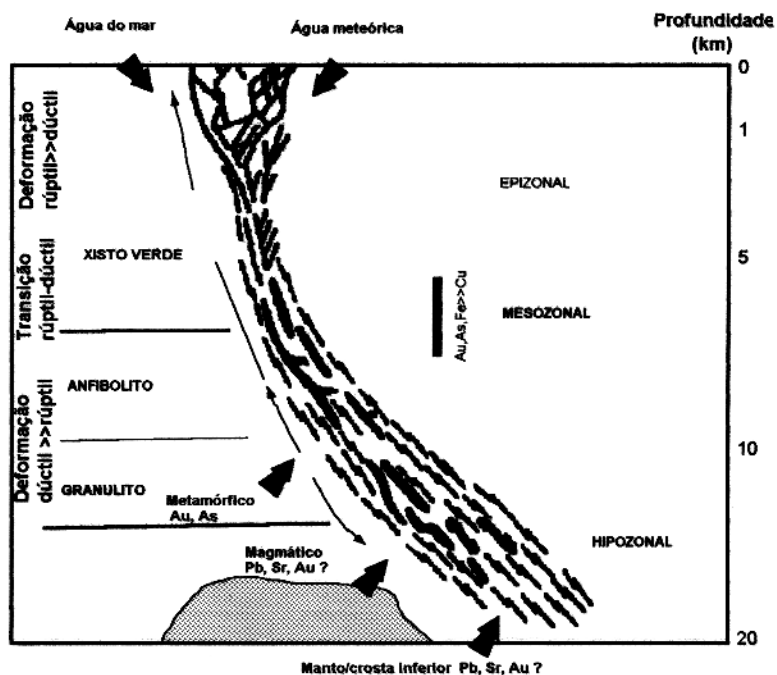


Figura 5.16. Perfil esquemático da crosta na época da mineralização aurífera de Montes Áureos, segundo o modelo crustal contínuo adaptado de Colvine *et al.* (1988); Groves (1993). A barra vertical representa o provável intervalo em que ocorreu a mineralização em Montes Áureos.

gasosas (CO₂) algumas com alta densidade) sobre as inclusões fluidas aquosas. Da mesma forma, Hammond & Shimazaki (1994), estudando os depósitos de ouro proterozóicos tipo *lode* de Prestea, no sistema Birriminiano de Gana, definem aquele sistema hidrotermal como sendo constituído por fluidos carbônicos, aquo-carbônicos e aquosos. A mineralização está associada aos fluidos aquo-carbônicos (H₂O-CO₂-NaCl ± CH₄ ± MgCl₂ e/ou FeCl₂) contendo provavelmente CH₄ ± N₂ ± H₂S, salinidade média em torno de 3,6% eq. em peso de NaCl. O ouro associado principalmente com arsenopirita, teria sido depositado pela desestabilização do complexo de bisulfeto pela reação dos fluidos com as rochas hospedeiras, em temperaturas entre 250 a 380°C e sob pressão de 1 a 2,2kb a uma profundidade entre 3,5 a 7,7 km.

6 - CONCLUSÕES

1. A área de Montes Áureos faz parte de um segmento geotectônico com aproximadamente 15km de largura por 100km de extensão e direção geral NW-SE, conhecido como Zona de Cisalhamento Tentugal (ZCT), situado no limite sul-sudoeste do cráton São Luís (CSL) e representa a porção mais deformada do domínio móvel (Cinturão Gurupi).

2. A ZCT é uma estrutura que resultou de movimentos compressivos/transpressivos causados por orogênese colisional, a qual teria culminado com o fechamento de um mar antigo entre o bloco Belém e o CSL. Em conformidade com esse quadro evolutivo, a seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Gurupi representa, talvez, uma possível zona de acreção que, por seu turno, abriga grande parte da ZCT. Nesse domínio, zonas de cisalhamento de ordens superiores com planos de foliação milonítica, fraturas e/ou falhas de alto ângulo serviram de condutos aos fluidos mineralizantes em Montes Áureos.

3. O Grupo Gurupi, hospedeiro da mineralização aurífera de Montes Áureos, é representado por rochas metassedimentares de caráter pelítico ($\pm 85\%$), metavulcânicas ácidas a intermediárias ($\pm 15\%$) e rochas de natureza possivelmente ultramáficas, estas últimas sem expressão volumétrica. Essas rochas foram metamorfisadas nas fácies xisto-verde baixo (clorita + sericita); xisto-verde médio a alto (clorita + biotita + muscovita + epidoto + actinolita + Mg-hornblenda + Fe-hornblenda); e anfibolito baixo (biotita + plagioclásio + edenita-pargasita + ferrotschermakita). Os regimes tensionais a que essas rochas foram submetidas geraram diversas estruturas de caráter rúptil/dúctil, com diferentes formas, estilos e graus de deformação.

4. A transição do metamorfismo da fácies xisto-verde para a fácies anfibolito deve ter ocorrido em temperaturas em torno de 420-450°C e pressão de 2 a 3kb, estando evidenciada pelo zoneamento actinolita-Mg-hornblenda-Fe-hornblenda-ferrotschermakita, com núcleo actinolítico e borda de Fe ou Mg-hornblenda e ferrotschermakita.

5. A atividade hidrotermal, ocorrida após o pico do metamorfismo, produziu nas rochas encaixantes de Montes Áureos, além das associações mineralógicas oriundas dos processos de carbonatação, silicificação e sulfetação, também clorita. Resultados de microsonda confirmam a presença de pelo menos dois tipos de clorita nas rochas hospedeiras: a) metamórfica (chamosita e clinocloro); e b) hidrotermal (chamosita).

6. A mineralização em Montes Áureos ocorreu tardi-tectonicamente junto com a formação de um sistema de veios e/ou vênulas compostos de quartzo, carbonatos, arsenopirita, pirita e,

secundariamente, calcopirita. As zonas mineralizadas constituem corpos lenticulares e tabulares paralelos a subparalelos à foliação milonítica, com teores que não ultrapassam, em média, 2ppm. As feições texturais resultantes da alteração hidrotermal sobre a associação mineral metamórfica indicam que a mineralização ocorreu em duas fases. A primeira fase de deposição é caracterizada por ouro na forma granular em contato com arsenopirita, pirita, quartzo e carbonatos, enquanto que a segunda é representada por ouro em microfraturas da arsenopirita.

7. Os fluidos mineralizantes aquo-carbônicos ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{MgCl}_2$ e/ou FeCl_2) foram provavelmente produzidos por reações de devolatização metamórfica (desidratação e descarbonização) em rochas vulcanossedimentares contendo material carbonoso, a temperaturas acima de 500°C . Esses fluidos, ricos em CO_2 , apresentam baixa salinidade (2-10% eq. em peso de NaCl) e densidades de 0,6 a $0,89\text{g}/\text{cm}^3$, e foram aprisionados abaixo da superfície do *solvus*, do que resultaram inclusões fluidas com diferentes razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. O ouro foi possivelmente transportado na forma de $(\text{AuHS})_2^-$ e a deposição ocorreu a temperaturas entre 260 e 350°C , quando da desestabilização desse complexo e da interação entre os fluidos mineralizantes e as rochas encaixantes. Para temperaturas em torno de 300°C , foram estimadas pressões entre 1,3 e 2,8kb para a mineralização, correspondendo a profundidades de 5-10km.

8. Com a redução do fluxo termal do metamorfismo, as reações de descarbonização passaram a produzir menos CO_2 . Ademais, à medida que ocorria a precipitação de carbonatos, os fluidos foram se empobrecendo em CO_2 , de modo que se tornaram progressivamente mais aquosos, o que deve ter ocorrido a temperaturas em torno de 200°C . A essa temperatura, além do empobrecimento em CO_2 , pode ter também ocorrido mistura de fluidos aquo-carbônicos com fluidos independentes mais superficiais, de mais baixas temperaturas e salinidades, bem como mais empobrecidos em Mg e/ou Fe.

9. Temperaturas em torno de 85°C para os fluidos aquosos são admitidas como as temperaturas que marcaram os estágios finais do sistema hidrotermal de Montes Áureos.

10. A composição química do ouro de Montes Áureos revela teores em média de 96% de Au e 0,26% de Fe + S + Cu + Ni + Sn. Esses dados, por si só, indicam que a temperatura de formação do Au não foi superior a 400°C , confirmando, assim, aquelas fornecidas tanto pelas temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos mineralizantes, como as registradas pelo geotermômetro da clorita hidrotermal.

11. A escassez de sulfetos nas rochas encaixantes indica que os fluidos eram empobrecidos em enxofre e que, mesmo favorecidos pelas condições térmicas ($\leq 450^{\circ}\text{C}$), não foi formado o complexo $[\text{Au}(\text{Hs})_2]$ em quantidades suficientes para solubilizar grande quantidade de Au. Isso deve ter contribuído, de certa forma, para a pouca eficácia dos fluidos em transportar ouro, o que está refletido nos baixos teores constatados no depósito de Montes Áureos.

12. Embora de pequeno porte e sem apresentar grande complexidade litológica, no entanto, o contexto geotectônico, os controles da mineralização, o tipo de alteração hidrotermal, a relação temporal entre o pico térmico máximo do metamorfismo e o evento hidrotermal, além das características físico-químicas dos fluidos mineralizantes, são dados que permitem definir o depósito de Montes Áureos como do tipo *lode*, similar aos que ocorrem em terrenos *greenstones* arqueanos e proterozóicos evoluídos em ambientes de margens de placas convergentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região do Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Belém, UFPA.CG 440 p. Tese (Doutorado em Geologia).
- ABREU, F.A.M. de & HASUI, Y. 1980. Estruturas das formações Gurupi e Santa Luzia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriu. *Anais...* SBG. v.5, p.2542-2550.
- ABREU, F.A.M. de & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. *Anais ...* SBG. v.1, p. 7-21.
- ABREU, F.A.M. de; VILLAS, R.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço Estratigráfico do Pré-Cambriano da Região do Gurupi, estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriu. *Anais...* SBG. v.2, p.647-658.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM. 38p. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 241).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, F.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande (Pb). *Atas do...* SBG. p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. IGUSP*. 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K; VANDOROS, P. 1968. Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. São Paulo, 17(1):3-14.
- BAILEY, S.W. 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry. In: BAILEY, S.W. (ed.). *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Michigan, Mineralogical Society of American, p.347-404 (Reviews in Mineralogy, 19).
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BERMEGUY, R.L.; COSTA, J.L.; MAIA, R.G.N.; ARAUJO, O.J.B. 1994b. O quadro litoestrutural da Folha AS.23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu. *Anais...* SBG. v. 2., p.113-114.

- BORGES, M.S.; REIS, F.N.; COSTA, J.B.S.; BERMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1994a. Contribuição ao quadro geológico do município de Bragança, NE do estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 4., Belém. *Boletim resumos expandidos*, p.5-6.
- BOWERS, T.E & HELGSON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:1247-1275.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1989. PVT properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochimica. et Cosmochimica. Acta*, 53:1209-1221.
- CAMERON, E.N. 1961. *Ore Microscopy*. New York, John Willey. 293p
- CARITAT, P. de; HUTCHEON, I.; WALSHE, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clay and Clay Minerals*, 41(2): 219-239.
- CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23:471- 485.
- CATHELINEAU, M. & NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 91:235-244.
- CHANG, YA; GOLDBERG, D.; NUMAMM, J.P. 1977. Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary copper-silver-gold. *Journal Physics Chemistry*, 6(3):621-674.
- COLVINE, A.C.; FYON, A. J.; HEATHER, K.B.; MARMONT, S; SMITH, P.M. E TROOP, D.G. 1988. *Archean lode gold deposits in Ontario*. Ontario Geological Survey. 136 p (Miscellaneous Paper 139).
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier. 434p.
- CORDANI, U.G.; MELCHER, G.S.; ALMEIDA, F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, 5:629-632.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. Faixa de Cisalhamento Tentugal na folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais ... SBG*. v. 5. p2257-2268.

- COSTA, J.L. da, & RICCI, P.S.F. 1995. Faixa de Cisalhamento Gurupi e o cenário colisional do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, RS. *Boletim Resumos Expandidos e Guias de Excursões*. Gramado, RS. SBG, p. 18-20.
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.; RICCI, P.S.F. 1996. Compartimentação tectônica do Orógeno Gurupi e das janelas pré-cambrianas da Província Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. *Boletim Resumos Expandidos e Guias de Excursões*. Belém. SBG, p. 290-293.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.C.A.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLAY, V.J.R. 1977. *Projeto Gurupi: Relatório Final*. Belém, DNPM/CPRM, v.1, 283p.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, J. 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406 p.
- CRAWFORD, M.L. & HOLLISTER, L.S. 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: WALTHER, V. & WOOD, B.J. (eds.). *Fluid-rock interactions during metamorphism*. p.1-35 (Advances in Physical Geochemistry, 5).
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:591-601
- DE VIVO, B. & FREZOTTI, M.L. (eds). 1994. *Fluid inclusions in mineral: methods and applications*. Short Course on the working group (IMA) "Inclusions in Minerals." Siena. 373p
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. 1996. *Anuário mineral brasileiro*. Brasil. DNPM, v.25, 457p
- DIAS, G.S. 1983. *Estudo Petroológico da Sequência Vulcano-Sedimentar de Chega Tudo, rio Gurupi, estado do Maranhão*. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 42p. Trabalho Conclusão de Curso (Graduação em Geologia).
- DIAS, G.S. & VILLAS, R.N.N. 1983. Sequência Vulcano-Sedimentar de Chega Tudo, Região do Gurupi, estado do Maranhão. In: SOCIEDADE BRASILEIRA PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA, Reunião Anual, 35, Belém. *Resumos*.

- FERRY J.M. & BURT D.M. 1982. Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. In: FERRY, J.M. (ed.). *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineralogical Society of American. p. 207-226. (Reviews in Mineralogy, 10).
- FRANCISCO, B. H.R.; LOWENSTEIN, P.; SILVA, P.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição à geologia da folha São Luis (SA-23) no Estado do Pará. *Bol. Museu Paraense Emilio Goeldi*; série geologia, 17: 48p.
- GAMMONS, C.H. & WILLIAMS-JONES, A.E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, 92:45-59.
- GAUDETTE, H.E.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S. 1996. Dados geocronológicos Pb-Pb em zircão de granitóides da Suíte Rosário. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador - Ba. *Anais... SBG*. v.1, p. 434-436.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. Soc. Sedim. Geol Tulsa, Oklahoma. 198p. (SEMP Short Course, 31).
- GORAYEB, P.S.S.; GAUDETTE, H.E.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M. 1999. Geologia e Geocronologia das Suíte Rosário, Nordeste do Brasil, e sua Contextualização Geotectônica. *Revista Brasileira de Geologia*, 29(4):?
- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28:366-374.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13:7-27.
- GROVES, D.I.; PHILLIPS, N.; HO, S.E.; HOUSTOUN, S.M.E.; STANDING, C.A. 1987. Craton-Scale Distribution of Archean Greestone Gold Deposits: Predictive Capacity of the Metamorphic Model, *Economic Geology*, 82:2045-2058.
- HAMMOND, N.Q & SHIMAZAKI, H. 1994. Geology and geochemical aspects of ore formation at the Prestea mesothermal vein gold deposit in the Biriminian System of Ghana. *International Geology Review*, 36:715-731.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; VILLAS, R.N. 1984. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M de. & HASUI, Y. (coord.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo: Edgar Blücher, p.36-44.

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1993. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1):7-31.
- HIDES, W.; DAVIS, D.W.; LUDTKE, G.; KONAN, G. 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequence for the Birimian controversy. *Precambrian Research*, 80:173-191.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold ceosits: A review. *Ore Geology Review*, 4:231-273.
- HOLLISTER, L.S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal or H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, 12(7):895-901.
- HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. 1981. *Fluid inclusions: application to petrology*. 304p. (Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 6).
- HOLLOWAY, J.R. 1981. Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.). *MAC Short Course in Fluid Inclusions*, 6. p.13-38. Mineralogical Association of Canada.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157: 495-500.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H. W. 1968. Some orogenic episodes in South American by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. *Canadian Journal of Earth Science*, 5(3):633-638.
- JOÃO, X.S.J. 1980. *O litchfieldito Boca Nova no nordeste do estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicações econômicas*. (Inédito).
- KERRICH, R. 1990. Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypotheses. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. (eds). Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference volume, Val d'Or, 1990. *Proceedings...* Montreal. Geological Association of Canada, p.13-21.
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, 28:362-365.
- KERRICH, R. & FYFE, W.S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂, and fixations reaction in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, 33:265-294.

- KLEIN, E. L. 1998. *Aspectos geoquímicos, geocronológicos e estudos dos fluidos associados às mineralizações auríferas dos garimpos Caxias e Areal, Cráton de São Luís, Noroeste do Maranhão*, UFRGS. CPG. 189 p. Tese (Mestrado em Geologia).
- KORPERSHOEH, H.R. 1977. *Provisional geological map of Piriá region. Promisa-Belém* (inédito).
- KOVACH, A.; FAIRBAIRN, W.H.; HURLEY, O.P.M.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. 1976. Reconnaissance geochronology of basement rocks from the Amazonas and Maranhão Basins in Brazil. *Precambrian Research*, 3:471-480.
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W.H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82:1808-1911.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, D.J.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, G.V.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCH, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82:1019-1137.
- LESQUER, A.; BELTRÃO, J.F.; ABREU, F.A.M. 1985. Proterozoic Links Between Northeastern Brasil and West Africa: A Plate Tectonic Model Based on Gravity Data. *Tectonophysics*, 110:9-26.
- LOWELL, G. & VILLAS, R.N.N. 1983. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. *Geology Journal*, 18:53-75.
- MARUYAMA, S; SUZUKI, K. and LIOU, J.G. 1983. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *Journal of Petrology*, 24:583-604
- MINERAÇÃO CHEGA TUDO LTDA. 1997. *Relatório de Pesquisa para ouro realizado na região de Montes Áureos*. Estado do Maranhão. 7p. Inédito.
- MOURA, P. de. 1936. *Rio Gurupi*. RJ, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (Boletim, 78).
- MUMN SCHMIDT, A.; OBERTHÜR, T.; VETTER, U.; BLENKINSOP, T.G. 1997. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralizations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*, 32:107-118.

- NUNES, A.B.; BARROS FILHO, C.N.; LIMA, R.F. 1973. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Folha SA.23 São Luís e parte da folha SA.24 Fortaleza*. Rio de Janeiro, DNPM. p.1-44. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- PARRY, W.T. 1986. Estimation of X_{CO_2} , P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system NaCl-CO₂-H₂O. *Economic Geology*, 81:1009-1013.
- PASSCHIER, C.W & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclastic systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8:831-843.
- PASTANA, J.M.N. (org.). 1995. *Turiação, folha SA.23-V-D, e Pinheiro, folha SA.23-Y-B: estado do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM 205 p (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- PASTANA, J.M.N; JOÃO, X.S.J; ARAUJO, O.J.B. 1994. Características litológicas das unidades rochosas integrantes do Cinturão de Cisalhamento Chega Tudo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriu. *Anais... SBG*, v.1, p.212-214.
- PHILPOTTS, A.R. 1990. *Principals of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Jersey. Hall, N., 498p. v.16: Mineral reactions involving H₂O and CO₂ p.330-344.
- POWELL, R.; WILL, T.M.; PHILLIPS, G.N. 1991. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal Metamorphic Geology*, 9:141-150.
- RAMDOHR, P. 1983. *The Ore Minerals and their Intergrowths*. Oxford. Pergamon. 2v.
- RICE, J.M. & FERRY, J.M. 1982. Buffering, infiltration and the control of intensive variables during metamorphism. In: FERRY, J.M. (ed.). *Caracterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineralogical Society of American, p. 263-326. (Reviews in Mineralogy, 10).
- ROBERT, F.; POULSEN, K.H.; DUBÉ, B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In: DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 4. *Proceedings of Exploration 97*. p.209-220. (*Exploration Geochemistry*. Paper, 29).
- RODRIGUES, T.L.N.; ARAUJO, C.C.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. 1994. *São Luís. Folha SA.23-Z-A. Cururupu, Folha SA.23-X-C: Estado do Maranhão*. Brasília, CPRM, 112p. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil).

- ROEDDER, E. 1984. *Fluid Inclusions*. Blacksburg, , Mineralogical Society of America, 646p.
(Reviews in Mineralogy, 12)
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow. Blackie & Son Ltd., 293p.
- SIBSON, R.H.; ROBERT, F.; POUSEN, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16:551-555.
- SOUSA, D.J.L. 1995. Estudo geocronológico das rochas tonalíticas de Igarapé de Areia-Nordeste do Pará. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA da UFPA, Belém. *Resumos*.
- SWANENBERG, H.E.C. 1979. Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68:303 – 306.
- TAKENOUCHI, S. & KENNEDY, G.C. 1965. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 263:445-454.
- UYTENBOGAADT, W. & BURKE, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Amsterdam, Elsevier, 430p.
- VILLAS, R.N.N. 1982. Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do rio Guamá nordeste do estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais...* SBG. v. 1, p. 233-247.
- WANDERLEY F^o, J. R. 1980. Geocronologia do granito de Mirasselas, NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriu. *Resumos*, v. 2:p.426.
- XIE, X.; BYERLY, G.R.; FERRELL JR., R.E. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barbeton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 126:275-291.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An Introduction do Metamorphic Petrology*. New Yorck, Longman Scientific & Technical. 248p.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30:30-38.