



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

**“ALVO BORRACHUDO, SERRA DOS CARAJÁS (PA): ROCHAS ÍGNEAS
RICAS EM MAGNETITA E APATITA COM MINERALIZAÇÃO DE
SULFETOS ASSOCIADA”**

TESE APRESENTADA POR

EDIELMA DOS SANTOS FARIAS

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

Data de Aprovação : 25.05.1996

Comitê de Tese:

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

.....
BASILE KOTSCHOUBEY

.....
ARIPLINIO ANTONIO NILSON

BELÉM

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**“Alvo Borrachudo, Serra dos Carajás (PA): Rochas ígneas ricas em magnetita e apatita
com mineralização de sulfetos associada”**

Apresentada por:
EDIELMA DOS SANTOS FARIAS

Orientador:
RAIMUNDO NETUNO N. VILLAS

BELÉM-PARÁ

1996

Aos meus pais pelo carinho, compreensão, confiança,
oportunidades e incentivo ao estudo.

À minha força e determinação: Marco Aurélio.

AGRADECIMENTOS

- Em primeiro lugar, eu quero expressar o meu sincero agradecimento ao Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas pela orientação e incentivo demonstrados durante todo período de realização deste trabalho;
- Ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (CPGG-UFPA), em especial ao coordenador, Prof. Dr. Jean Michel Lafon, pela presteza sempre que solicitado;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo;
- À DOCEGEO/CVRD pela infra-estrutura básica oferecida e pelo fornecimento de alguns materiais, bem como aos geólogos dessa empresa Carlos Augusto Medeiros Filho (Cacá) e Reinaldo Gonzalez pela atenção e assessoramento quando necessários;
- Aos professores Basile Kotschoubey, Evaldo R. Pinto da Silva, Joel Macambira, Carlos A. R. Albuquerque, Ronaldo Lemos e Roberto Dall'Agnol, todos da UFPA, José Augusto Vieira (UFRR) e Bernardino Figueiredo (UNICAMP), e ao geólogo Geraldo Sarquis pelas discussões e sugestões;
- Ao Prof^o Antônio Vaquera e aos técnicos Dário Otake e Antônio Aguiar, pela realização de algumas análises químicas;
- Aos colegas de mestrado Alice Helena, Socorro Rocha, Sílvia Helena Pereira, Newton Cunha, Sandro Balieiro, German Espinoza e Erimar Soares Bezerra, pelos momentos de descontração;
- À geóloga e amiga Rejane Teixeira do Amaral, pela versão do resumo ao inglês;
- Ao geólogo e amigo José Wilson Ribeiro pelo incentivo nas horas de desânimo;

- Aos geólogos Raimundo Nonato E. Santo e Edmundo L. Khoury pelo valioso auxílio e companhia durante as etapas de campo;
- Aos funcionários do CG, em especial, Sr. José Esteves (Xérox), Socorro Campos, Eva Campos, Roselene Garcia e Tereza Cristina Miléo (todas da biblioteca) pela atenção e bom atendimento sempre que solicitados;
- Aos meus irmãos Freidy, Décio, Hélió (minha maior alegria) e Helba, pelo estímulo, mas acima de tudo porque, mesmo à distância, conseguimos juntar em família união, respeito e amizade;
- À família Figueiredo, em especial ao seu Francisco e dona Carmem, que sempre me receberam com muito carinho em seu lar;
- E a DEUS, o meu maior reconhecimento de sua existência, concedendo-me bastante luz em todos os dias de minha vida, em especial para a finalização deste trabalho.

A vida é como uma grande corrida de bicicleta cuja meta é cumprir a Lenda Pessoal. Na largada, estamos juntos - compartilhando camaradagem e entusiasmo. Mas, à medida que a corrida se desenvolve, a alegria inicial cede lugar aos verdadeiros desafios: o cansaço, a monotonia, as dúvidas quanto à própria capacidade. Reparamos que alguns amigos desistiram do desafio - ainda estão correndo, mas apenas porque não podem parar no meio de uma estrada. Eles são numerosos, pedalam ao lado do carro de apoio, conversam entre si, e cumprem uma obrigação. Terminamos por nos distanciar deles; e então somos obrigados a enfrentar a solidão, as surpresas com as curvas desconhecidas, os problemas com a bicicleta. Perguntamo-nos finalmente se vale a pena tanto esforço.

SIM, VALE. É SÓ NÃO DESISTIR.

PAULO COELHO

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
RESUMO	1
ABSTRACT	6
1 - INTRODUÇÃO	10
1.1 - APRESENTAÇÃO.....	10
1.2 - OBJETIVOS.....	11
1.3 - METODOLOGIA.....	12
1.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	14
2 - GEOLOGIA REGIONAL	17
2.1 - ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA.....	17
2.2 - CORPOS MÁFICOS E ULTRAMÁFICOS.....	22
2.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO.....	24
3 - GEOLOGIA LOCAL	26
3.1 - A ÁREA CRISTALINO-BORRACHUDO.....	26
4 - O ALVO BORRACHUDO	30
4.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO.....	30
4.2 - TIPOS LITOLÓGICOS.....	31
4.2.1 - Rochas metabásicas.....	33
4.2.2 - Magnetititos.....	39
4.2.3 - Rochas graníticas.....	41
4.3 - ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS.....	41
4.4 - PETROGRAFIA.....	43
4.4.1 - Rochas metabásicas.....	43
4.4.1.1 - Composição Mineralógica.....	44
4.4.1.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas.....	54
4.4.2 - Magnetititos.....	60
4.4.2.1 - Composição Mineralógica.....	62
4.4.2.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas.....	64
4.4.3 - Rochas graníticas.....	64
4.4.3.1 - Composição Mineralógica.....	65
4.4.3.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas.....	66
4.5 - ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	67
4.5.1 - Feições de Substituição.....	68
4.5.2 - Feições de Preenchimento.....	75
4.6 - MINERALIZAÇÕES.....	79
4.6.1 - Generalidades.....	79
4.6.2 - Mineralização Primária.....	79
4.6.3 - Mineralização Secundária.....	85

4.6.4 - Metamorfismo dos sulfetos primários.....	86
4.7 - GEOQUÍMICA.....	88
4.7.1 - Composição química dos minerais.....	88
4.7.1.1 - Associação Metamórfica.....	88
4.7.1.2 - Associação Hidrotermal.....	92
4.7.2 - Composição química das rochas.....	96
4.7.2.1 - Elementos maiores.....	98
4.7.2.2 - Elementos terras raras.....	104
4.7.2.3 - Elementos traços.....	113
 5 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO.....	 125
5.1 - ROCHAS METABÁSICAS.....	125
5.2 - MAGNETITITOS E APATITA-MAGNETITITOS.....	126
5.2.1 - Descrição geral de alguns depósitos magmáticos de Fe, Fe-P e Fe-Ti.....	126
5.2.2 - Hipóteses sobre a origem dos depósitos de Fe, Fe-P e Fe-Ti.....	129
5.2.3 - O depósito de magnetita e apatita do Alvo Borrachudo.....	132
5.3 - SULFETOS PRIMÁRIOS.....	134
5.4 - ROCHAS METABÁSICAS RICAS EM BIOTITA.....	136
5.5 - O GRAU METAMÓRFICO DAS ROCHAS DO ALVO BORRACHUDO.....	138
5.6 - OS EVENTOS HIDROTERMAIS.....	140
5.7 - O CORPO ROCHOSO BORRACHUDO: HETEROGENEIDADE GEOQUÍMICA DO GRUPO GRÃO-PARÁ OU INTRUSÃO BÁSICA INDEPENDENTE?.....	141
 6 - CONCLUSÕES.....	 144
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 148

RESUMO

O Alvo Borrachudo situa-se ao sul do Estado do Pará, a cerca de 43 km a sudeste da cidade de Parauapebas, nas proximidades da Serra do Rabo, dentro da chamada Província Mineral de Carajás.

Nele afloram rochas metabásicas e graníticas que são atravessadas por dois sistemas principais de falhas, um dos quais, de direção NW-SE e com características de zona de cisalhamento, divide aquele alvo diagonalmente em duas metades, a do norte e a do sul. Os furos de sondagem aí realizados somente interceptaram rochas fortemente deformadas na metade sul, indicando mergulho da zona de cisalhamento para SW.

As rochas metabásicas, que são predominantes, contém leitos de magnetito e foram afetadas por metamorfismo regional da fácies xisto-verde a anfibolito baixo. Os corpos graníticos possuem composição sieno-granítica e ocorrem como apófises que foram alojadas nas rochas metabásicas pós-metamorfismo regional, mas anteriormente à instalação da zona de cisalhamento.

A associação mineralógica primária das rochas metabásicas é representada por plagioclásio descalcificado, magnetita, apatita e titanita, todos recristalizados, sendo albita, anfibólio, biotita, clorita e quartzo os minerais eminentemente metamórficos. Nessas rochas, é possível distinguir ainda porções pouco modificadas com preservação da textura inter-granular reliquiar, porém predominam as variedades mais intensamente afetadas pelos processos metamórfico-deformacionais. Na porção norte do alvo, são mais comuns plagioclásio xistos com xistos máficos subordinados. Já na porção sul, como resultado da intensa deformação, grande parte das rochas mostra uma estruturação protomilonítico-milonítica e bandada, junto a outras feições estruturais representadas por dobras, ocelos e pequenas falhas isoladas. Em ambas aquelas porções, são também comuns as variedades de rochas que foram totalmente modificadas pelo hidrotermalismo.

As rochas metabásicas do Alvo Borrachudo apresentam biotita como um dos minerais mais comuns na sua composição modal. Entretanto, ela ocorre em quantidades apreciáveis e, em ordem crescente de abundância, nos plagioclásio xistos, xistos máficos e rochas tectonicamente bandadas. Essa mica é interpretada como resultante dos processos metamórfico-hidrotermais, a qual se formou pela ação de fluidos ricos em potássio que circularam pela área Borrachudo durante o metamorfismo regional e em seguida à instalação da zona de cisalhamento.

Os leitos de magnetito, que ocorrem associados às rochas básicas, mostram aspecto predominantemente maciço, mas, via de regra, exibem concentrações de apatita e magnetita levemente laminadas. A formação das diferentes variedades metabásicas e dos magnetitos do Alvo Borrachudo é sugerida a partir da diferenciação de um magma basáltico que produziu rochas com diferentes proporções de plagioclásio e fases máficas. Ocasionalmente, a segregação seletiva das fases máficas originou rochas com pouco ou sem plagioclásio vindo a constituir, ao se metamorfisarem, os xistos máficos. Com o aumento do grau de diferenciação, houve acumulação de magnetita e apatita por afundamento gravimétrico, formando-se, então, os magnetitos e apatita-magnetitos.

Em pelo menos dois momentos distintos as rochas do Alvo Borrachudo foram afetadas por processos hidrotermais que estiveram, inicialmente, ligados ao alojamento e resfriamento dos corpos graníticos e, mais tarde, à zona de cisalhamento. A alteração hidrotermal se caracteriza pela substituição parcial de associações minerais pré-existentes, destacando-se potassificação, silicificação, carbonatação, argilização e epidotização, bem como pela formação de vênulas e bolsões. As fases produzidas durante o evento granítico foram K-feldspato, sericita e turmalina, e durante o evento do cisalhamento foram calcita, epidoto, clorita, biotita, argilo-minerais, titanita, actinolita, escapolita, apatita, pirita e calcopirita. Já albita, quartzo, magnetita e hematita podem ter se precipitado no curso da evolução de ambos os sistemas hidrotermais. Com relação às

transformações químicas, houve, de modo geral, perdas relativas de Ca e aporte de voláteis (H_2O , CO_2), Na e K.

Nas rochas metabásicas distingue-se uma mineralização primária de sulfetos representada pela associação calcopirita+pirita+millerita+vaesita+(pentlandita)+(pirrotita), listados em ordem decrescente de abundância. Ocorre principalmente junto aos leitos de magnetita formando bandas geralmente maciças e, também, como disseminações, nos xistos máficos. Tanto a magnetita como os sulfetos mostram características de que foram afetados pelo processo metamórfico. Distingue-se, também, uma mineralização secundária que resultou de remobilização hidrotermal, identificando-se dois modos de ocorrência: 1) sulfetos de cobre e ferro, com níquel subordinado, presentes na forma disseminada em rochas básicas e mais raramente nas rochas graníticas; e 2) vênulas e bolsões com calcopirita e pirita, presentes em ambos os tipos de rochas.

Estimativas da temperatura reinante durante o evento hidrotermal ligado à instalação da zona de cisalhamento foram apoiadas no geotermômetro da clorita (CATHELINEAU, 1988), obtendo-se valores no intervalo de 285°C e 330°C, com média em torno de 305°C.

Os dados de elementos maiores referentes às rochas metabásicas pouco modificadas pelas atividades metamórfico-hidrotermais e deformacionais, as quais guardam muitas das feições texturais ígneas primárias, são compatíveis com a composição basáltica e comparáveis aos de várias outras áreas onde se registram metamorfismo e alteração hidrotermal de basaltos.

Com relação aos elementos terras raras, o padrão de distribuição é marcado por uma suave a moderada inclinação, que reflete o maior enriquecimento nos ETRL, observada em todas as variedades metabásicas que podem ser discriminadas entre si pela presença ou ausência de anomalias negativas de európio. A somatória total dos ETR é compatível com as encontradas na literatura para basaltos toleíticos, bem como para complexos intrusivos diferenciados. No entanto, as razões $(La/Lu)_n$ e $(Eu/Sm)_n$ se enquadram melhor neste último tipo de ambiente. O padrão de

distribuição dos ETR do Alvo Borrachudo é similar ao das rochas básicas do Grupo Grão-Pará e diques de quartzo-diorito que cortam essas rochas, sendo delas diferenciado pelo maior enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu de menor amplitude. Se a comparação é estendida a outras rochas básicas arqueanas da Província Mineral de Carajás, como os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia e metagabros do Prospecto Águas Claras, constata-se novamente que as rochas do alvo em estudo são também mais enriquecidas em ETRL, porém mais empobrecidas nos ETRP.

Os estudo dos elementos traços revelou uma intercalação de faixas ricas em Cu, Ni e Co, sempre associadas às rochas com os mais altos valores de Fe (xistos máficos e magnetitos), com faixas pobres em Ni, Co, e, às vezes, também em Cu (plagioclásio xistos e rochas tectonicamente bandadas). O Cr revelou um comportamento antipático com estes elementos em ambas as faixas. Comparando-se os teores desses elementos entre as rochas do Alvo Borrachudo e os metabasaltos e quartzo-dioritos do Grupo Grão-Pará, percebe-se que as primeiras são mais enriquecidas em Cu, Ni e Co e menos enriquecidas em Cr. Semelhante constatação resulta do confronto com dados para os anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo, metagabro Águas Claras e metabasaltos do Grupo Igarapé Bahia, se bem que as poucas análises disponíveis possam comprometer essa comparação. Análises para Pt e Pd também foram realizadas e, mesmo revelando teores baixos e ocasionalmente anômalos, são superiores à abundância média encontrada para rochas basálticas.

Em suma, embora a composição original das rochas metabásicas do Alvo Borrachudo tenha sido modificada por diversos processos, evidências geoquímicas e mineralógicas indicam a natureza basáltica do magma original, que era enriquecido em Fe, P e Ti. Conclui-se, também, que apesar de as rochas do Alvo Borrachudo mostrarem semelhanças com as metabásicas do Grupo Grão-Pará, as diferenças são mais expressivas e sugerem tratar-se de um corpo ígneo diferenciado

e independente que se alojou na área de exposição desta unidade. Provavelmente, ele é de idade arqueana e foi formado após a deposição do Grupo Grão-Pará (2,76 Ga) e antes ou contemporaneamente à colocação de diques e *sill* gabróicos do Prospecto Águas Claras (2,6 Ga).

A presença de leitos de magnetitito com bandas maciças de sulfetos de Fe, Cu e Ni associadas levam à interpretação de que ambos são também de origem magmática, tendo sido gerados por processos de diferenciação envolvendo cristalização fracionada e imiscibilidade.

ABSTRACT

The Borrachudo Target is located in the south part of Pará state, about 43 km southeast of Parauapebas city, near Serra do Rabo hills in the Carajás Mineral Province.

In this target metabasic and granitic rocks have been described which are crossed-cut by two major fault systems. One of them, with NW-SE trend and shear zone characteristics, divides diagonally the target in two halves, one in the north and the other in the south. Boreholes intercepted rocks strongly deformed only in the south half, indicating that the shear zone dips southwards.

The metabasic rocks, which are dominant, are associated to magnetite layers and were affected by regional metamorphism of greenschist to low amphibolite facies. The granitic bodies have syeno-granitic composition and represent apophyses that were emplaced into metabasic rocks after the regional metamorphism, but before the shear zone setting.

The primary mineral association of the metabasic rocks is represented by recrystallized Ca-poor plagioclase, magnetite, apatite, and sphene being albite, amphibole, biotite, chlorite, and quartz the essentially metamorphic minerals. In these rocks it is possible to distinguish slightly modified portions still preserving reliquiar intergranular textures, however, the varieties more intensely affected by metamorphic-deforming processes are dominant. In the north portion, plagioclase schists with subordinate mafic schists are more common. In the south portion, as a result of intense deformation, a major part of the rocks shows a banded and protomylonitic to mylonitic structure together with other structural features represented by folds,ocels, and small isolated faults. In both portions varieties of rocks strongly modified by hydrothermal processes are ubiquitous.

order of abundance in the plagioclase schists, mafic schists and tectonically banded rocks. This mica is interpreted as a result of metamorphic-hydrothermal processes and was formed by the action of potassium-rich fluids which circulated by the Borrachudo Target during the regional metamorphism and after the shear zone setting.

The magnetitite layers, which are associated to basic rocks, show massive aspect, but slightly laminated varieties rich in magnetite and apatite are common. The metabasic rocks and magnetitites are interpreted as products of the differentiation of a basaltic magma which crystallized rocks with different proportions of plagioclase and mafic phases. Those with little or without plagioclase formed, when metamorphosed, the mafic schists. As the grade of differentiation increased, magnetite and apatite accumulated by gravimetric sinking generating the magnetitites and apatite-magnetitites.

In at least two distinct moments the rocks from Borrachudo Target were affected by hydrothermal processes which initially were related to the emplacement and cooling of granitic bodies and later to the shear zone. The hydrothermal alteration is characterized by partial replacing of pre-existing mineral association by means of potassification, silicification, carbonatization, argilization and epidotization as well as by the formation of veinlets and pods. The phases produced during the first event were K-feldspar, sericite and tourmaline; calcite, epidote, chlorite, biotite, titanite, clay minerals, actinolite, scapolite, apatite, pyrite and chalcopyrite were generated during the other event. Concerning albite, quartz, magnetite and hematite they may have precipitated during the evolution of both hydrothermal systems. With regard to the chemical changes, there was a relative loss of Ca and gain of volatiles (H_2O , CO_2), Na and K.

In metabasic rocks a sulfide primary mineralization is present and is represented by the association chalcopyrite+pyrite+millerite+ vaesite+pentlandite+pyrrhotite listed in decreasing order of abundance. It occurs as massive bands associated to the magnetitite layers and as

disseminations in the mafic schists. Both the magnetite and the sulfides show evidence of being affected by metamorphic processes. A secondary mineralization is distinguished and it is considered to have resulted from hydrothermal remobilization. Two modes of occurrence can be identified: 1) copper and iron sulfides with associated nickel, as disseminated blebs in basic rocks and more seldom in granitic rocks; and 2) veinlets with chalcopyrite and pyrite present in both kinds of rocks.

Temperature estimates for the hydrothermal event related to the shear zone setting were based on the chlorite geothermometer (CATHELINÉAU, 1988) with values between 285° and 330° C averaging 305° C.

Major element data concerning the slightly modified metabasic rocks, which preserve primary igneous textural features, are compatible with the basaltic composition and are comparable to several other areas where metamorphism and hydrothermal alteration of basalts are recorded.

Distribution patterns of rare earth elements is marked by a gentle slope which reflects a higher enrichment in LREE. It can be observed in all metabasic varieties but they have distinct Eu negative anomalies. The total sum of REE is compatible with tholeiitic basalts, as well as with intrusive differentiated complexes. However, the (La/Lu)_n and (Eu/Sm)_n ratios fit better this last kind of environment. The REE distribution patterns in Borrachudo Target is similar to both those of Grão-Pará Group basic rocks and quartz-diorite dykes which cross them. The major differences or the higher enrichment in LREE and the lower amplitude of the Eu negative anomalies in the Borrachudo rocks. Comparison with other Archean basic rocks from the Carajas Mineral Province, as for example Igarape Salobo and Igarape Bahia groups and the metagabros from Aguas Claras Prospect, showed that the rocks from Borrachudo Target are also more enriched in LREE, but are poorer in HREE.

Trace element studies revealed an intercalation of Cu-Ni-Co-rich layers, always associated to rocks with the highest contents of Fe (mafic schists and magnetitites), with Ni-Co-poor layers and sometimes also poor in Cu (plagioclase schists and tectonically banded rocks). Cr had an antipathetic behavior with these elements in both layers. Similar comparison was made with the Salobo amphibolites, the Águas Claras metagabros and the Bahia metabasics but the few available analyses may invalidate any conclusion. Analysis for Pt and Pd were also done. Most contents are low but even so are higher than the average abundance found in basaltic rocks.

In short, even though the original composition of metabasic rocks from Borrachudo Target has been modified by several processes, geochemical and mineralogical evidences indicate the basaltic nature of the original magma, which was Fe-P-Ti-rich. Despite many similarities with the Grão-Pará metabasic rocks, the differences are much more expressive and suggest the occurrence of a differentiated and independent igneous body which is hosted by this group. Probably it is of Archean age and was formed after the Grão-Pará Group setting (2,76 Ga) and prior or contemporaneous with the emplacement of Águas Claras Prospect gabbroic dykes and sills (2,6 Ga).

The presence of magnetite layers with massive bands of Fe, Cu and Ni sulfides associated to leads to the interpretation that both are magmatic in origin and were generated by differentiation processes involving fractionate crystallization and immiscibility.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Trabalhos de prospecção regional realizados pela DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração S. A.) na Serra do Rabo, entre 1982 e 1987, delimitaram uma área de cerca de 30 km² que ficou conhecida como Cristalino, a leste da qual foi identificada uma sub-área com valores anômalos de Ni e Cu, que passou a ser referida como Alvo Borrachudo. Seguiram-se, no período de julho/88 a março/89, trabalhos mais detalhados para melhor caracterizar essa anomalia, culminando com um programa de sondagem que levou à execução de seis furos com profundidades entre 185 e 296 metros naquele alvo.

Os resultados preliminares dessas campanhas indicaram a possibilidade de existir mineralização de sulfetos hospedada em rochas máficas e máfico-ultramáficas (?) hidrotermalizadas e em veios de quartzo, não deixando claras, no entanto, as relações dessas rochas com as demais unidades litológicas ocorrentes na região.

Esses problemas justificaram, por si só, o desenvolvimento desta pesquisa e tornaram-se mais atraentes quando a própria natureza ultramáfica foi também contestada. A ocorrência da mineralização em área de exposição de rochas do Grupo Grão-Pará abriu também a possibilidade de ser ela um fenômeno localizado do vulcanismo basáltico que gerou aquela unidade, cujas colossais dimensões espaciais devem certamente registrar importante heterogeneidade geoquímica. Igualmente, feições lineares, nem sempre bem definidas, poderiam indicar a presença de diques básicos cortando o Grupo Grão-Pará e os sulfetos estarem a eles associados.

Já no decurso deste estudo, constatou-se a ocorrência de concentrações de magnetita e apatita, que deram outra dimensão aos objetivos inicialmente traçados, haja vista semelhanças com os depósitos do tipo Kiruna.

Todas essas questões são aqui tratadas na tentativa de contribuir à elucidação do quadro metalogenético do Alvo Borrachudo, particularmente relevante por ser a primeira ocorrência de sulfetos de Ni e de rochas ígneas ferro-fosfatadas identificadas na região de Carajás, enriquecendo-se, assim, o conhecimento da potencialidade e da diversidade mineral já tão característica da Província Mineral de Carajás.

1.2 - OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi estudar o Alvo Borrachudo nos seus aspectos geológico-geoquímicos, bem como as mineralizações a ele associadas e os processos que as geraram, destacando-se como metas específicas:

- Definir a forma de ocorrência do corpo rochoso Borrachudo, elucidando se faz parte de uma intrusão máfica ou máfico-ultramáfica individualizada ou das rochas básicas do Grupo Grão-Pará;
- Separar os litotipos presentes no Alvo quanto aos aspectos texturais reliquiares e metamórfico-hidrotermais, através do estudo comparativo entre as rochas pouco e fortemente modificadas;
- Caracterizar e diferenciar a mineralização de sulfetos primária (magmática) da secundária (hidrotermal);
- Estudar as concentrações de magnetita, em especial aquelas que constituem verdadeiros magnetitos e dos leitos/lentes com quantidades significativas de apatita;
- Caracterizar química e mineralogicamente a alteração hidrotermal do Alvo Borrachudo;

- Determinar a temperatura dos fluidos hidrotermais com base em fases minerais da associação secundária.

1.3 - METODOLOGIA

Para se alcançar os objetivos propostos, foram realizados o mapeamento geológico da área Borrachudo e adjacências, como também o estudo petrológico, minerográfico e geoquímico de amostras dos testemunhos de sondagem.

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas. Na primeira, foram feitos o reconhecimento geral da área e o exame inicial das amostras dos furos de sondagem existentes, envolvendo a identificação, descrição e amostragem dos diferentes tipos litológicos e zonas de alteração presentes. O apoio logístico centrou-se no antigo alojamento Pojuca, atualmente desativado.

Na segunda etapa, teve-se como base a localidade conhecida por CEDERE II (Centro de Desenvolvimento Regional), hoje denominada de Canaã dos Carajás, localizada ao sul da Serra do Rabo, nas proximidades da ocorrência de níquel do Vermelho. Com o auxílio do mapa geológico regional da Província Mineral de Carajás (1:100.000), do mapa geológico da área Cristalino-Borrachudo (1:10.000) e de fotografias aéreas (1:40.000) da PROSPEC, cedidos pela DOCEGEO, foi possível fazer o mapeamento da área e a coleta de amostras nos escassos afloramentos encontrados ao longo de caminhos e picadas. O levantamento de dados estruturais foi muito prejudicado pela falta de bons afloramentos e pela má preservação das estruturas. Completou-se a etapa com a descrição e a amostragem de novos testemunhos de sondagens, que foram selecionados em função das observações já anteriormente feitas.

Seguiu-se o estudo petrográfico das amostras coletadas com vistas a identificar associações minerais e feições texturais, bem como a classificar as rochas e discriminar os diferentes eventos nelas registrados. Foram também examinadas seções polidas visando a caracterizar as mineralizações de sulfetos primários (magmáticos) e secundários (hidrotermais) através das associações mineralógicas, aspectos texturais e sequência paragenética. Os dados petrográficos em lâminas delgadas apoiaram-se nos trabalhos de KEER (1959), DEER et al. (1972), SPRY (1974) e AUGUSTITHIS (1979), enquanto os minerográficos nas técnicas descritas em UYTENBOGAARDT & BURKA (1971), RAMDOHR (1980) e CRAIG & VAUGHAN (1981). Algumas lâminas delgadas e seções polidas estudadas foram cedidas pela DOCEGEO.

Com base no exame petrográfico, foram selecionadas amostras para análise química de elementos maiores e terras raras (ETR) que foi realizada no laboratório comercial da GEOSOL (Belo Horizonte, MG). Os critérios de seleção levaram em conta os intervalos em que feições primárias estavam melhor preservadas ou havia concentrações relativamente altas de magnetita, sulfetos, apatita ou titanita; e, ainda, os intervalos mais alterados hidrotermalmente, os quais serviram para avaliar a intensidade das transformações químicas e mineralógicas por comparação com amostras menos afetadas pelos processos metassomáticos. A determinação dos teores de ETR objetivou, particularmente, estabelecer diferentes assinaturas para as rochas do Grupo Grão-Pará e para aquelas que poderiam representar um evento magmático, de natureza básica, independente.

Os resultados das análises químicas para Cu, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, Ag, Au, Pt e Pd, de amostras representativas de cada metro dos seis furos de sondagem estudados, também foram cedidos pela DOCEGEO. Devido ao grande número de dados, foi necessário separar dois grupos

de elementos, um representado pelos elementos traços de maiores teores, englobando Cu, Ni, Co e Cr (ET1), e outro caracterizado por aqueles de teores bem mais baixos formados pelos demais elementos (ET2). Apenas os resultados analíticos dos primeiros foram tratados estatisticamente, em histogramas de frequência, permitindo visualizar a distribuição desses elementos nas rochas metabásicas e nos magnetitos. No caso dos elementos do grupo ET2 optou-se por não submetê-los a nenhum tratamento especial, haja vista suas baixas concentrações não conferirem às rochas significado geoquímico importante.

Análises por microsonda eletrônica foram executadas em um equipamento CAMECA SX-50, pertencente ao consórcio CNRS - BRGM - Universidade de Orléans, França, pelo orientador desta pesquisa. As amostras continham altas concentrações de magnetita e, além deste óxido, foram analisados feldspatos, anfibólios, clorita, titanita e apatita para Si, Fe, Na, K, Al, Mn, Mg, Ca, F, V, P, Ti, Co, Cr. Os sulfetos foram analisados para S, Fe, As, Pb, Bi, Cu, Se, Te, Ag, Zn, Ni, Co, Au. A composição da clorita, em particular, serviu para estimar a sua temperatura de formação, de acordo com o método empírico proposto por CATHELINEAU (1988).

1.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área Cristalino-Borrachudo situa-se ao sul do Estado do Pará, a cerca de 43 km a sudeste da cidade de Parauapebas (Figura 1) e está contida na Folha SB.22-Z-A-III, MI-1026 do IBGE. Nela localiza-se o Alvo Borrachudo, de aproximadamente 2,4 km², limitado pelas Fazendas Cristalino e Borrachudo, próximo à Serra do Rabo.

O acesso à área pode ser feito a partir de Parauapebas, por via terrestre, percorrendo-se cerca de 32 km de estrada não pavimentada (VP-2) até o cruzamento com o ramal VS-45. Daí

segue-se cerca de 11 km no sentido leste, chegando-se então ao Alvo Borrachudo no qual, salvo no trecho em que uma estrada secundária liga aquelas fazendas, o deslocamento é difícil e feito por caminhos precariamente trafegáveis.

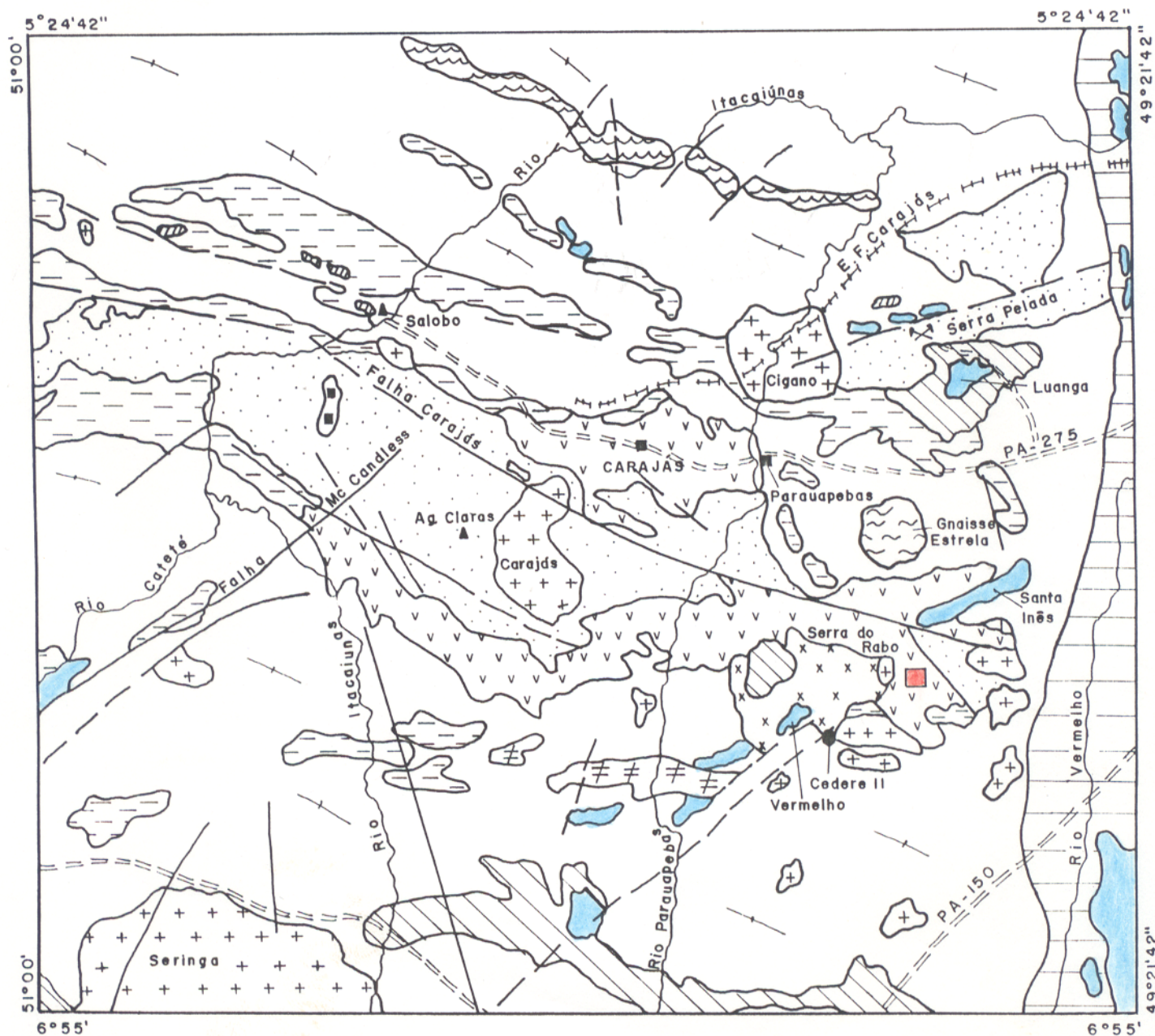


Figura 1 - Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás, destacando-se, em azul, corpos máficos e ultramáficos.

■ Área Cristalino - Borrachudo.

Fonte: modificado de DOCEGEO (1988).

LEGENDA

 Supergrupo Andorinhas	 Grupo Rio Fresco
 Complexo Xingu	 Complexo Pium
 Grupo Ig. Salobo	 Gnaiss Estrela
 Grupo Ig. Pojuca	 Gdr. Rio Maria
 Grupo Grão-Pará	 Granitos Anorogênicos
 Grupo Ig. Bahia	 Corpos máficos e ultramáficos
 Grupo Buritirama	 Faixa de dobramentos Araguaia

CONVENÇÕES

 Falha	 Cidades	 Garimpo
 Contato	 Estrada de ferro	 Acampamento
 Drenagem	 Rodovia	 Município

Legenda e convencões da Figura 1.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA

O primeiro trabalho geológico sistemático na Folha Serra dos Carajás (SILVA et al., 1974) destacou-se em meio a diversas publicações surgidas a partir de 1967, tendo provocado grandes mudanças nas definições de unidades geológicas e nas interpretações estratigráficas e estruturais da região.

Quase ao final da década de 1980 foi apresentada uma coluna estratigráfica para a Província Mineral de Carajás pela equipe da DOCEGEO (Figura 2), que propôs designações formais para várias das unidades litológicas que haviam sido definidas por HIRATA et al. (1982). Estes autores também cunharam de Província Mineral de Carajás a área limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, ao norte pela Serra do Bacajá e ao sul pela Serra de Gradaús. Na região de Rio Maria, porção sul da província, ainda caracterizaram granitóides e faixas supracrustais, além de complexos intrusivos máfico-ultramáficos diferenciados.

EDM	ERA	IDADE (b.a)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUITE	GRANITÓIDES / GRANITO	VARIAÇÃO NA COLUNA
PROTEROZOICO	MÉDIO / SUPER	1.10			DIQUES BÁSICOS / ÁCIDOS*				
		1.80						SERINGA, JAMON	
								CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADAUS [‡] , BORRACHUDO [‡] , XINGUARA [‡] , SÃO JOSÉ [‡] , SÃO JOÃO [‡] , CACHOEIRINHA [‡] , BANNACH [‡] , MARAJOARA [‡] , etc.	
	INFERIOR				GABRO SANTA INÊS*		QUATIPURU*		
		1.90		TOCANTINS / R. FRESCO	RIO NAJA IGARAPÉ AZUL				
		2.25						ESTRELA [‡] (?)	
		2.40		BURITIRAMA	SUMIDOURO			TONALITO PARAZÔNIA	
	ARQUEANO	2.60		IG. BAHIA	GROTA DO VIZINHO				
					PALEOVULCÂNICA SUPERIOR			TRONDHJEMITO MOGNO	
				GRÃO PARÁ	CARAJÁS			GRANODIORITO R. MARIA	
					PARAUPEBAS				
		2.75		IGARAPÉ POJUCA	CINZENTO				
				IGARAPÉ SALOBO	TRES ALFA				
					QUATRO				
					GNAISSE CASCATA				
		2.76				LUANGA / SERRA AZUL*			
		2.85				XINGU			
		2.85		LAGOA SECA / RIO PRETO	RECANTO AZUL				
					FAZENDA DO QUINCAS				
					MAMÃO				
			ANDORINHAS / SERRA DO INAJÁ	BABAÇU / SANTA LÚCIA	IGARAPÉ ENCANTADO	PIUM*			

* Sem dados geocronológicos

Figura 2 - Coluna lito-estratigráfica/Província Mineral de Carajás (DOCEGEO,1988).

Os estudos iniciais em terrenos granito - *greenstone* desenvolveram-se na região de Rio Maria (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980) e levaram aos primeiros indícios de mineralizações auríferas e à proposta de separá-los em duas seqüências distintas: Babaçu (base), constituída de rochas metamáficas, e Lagoa Seca (topo), formada de metarenitos intercalados com metassiltitos. Mais tarde, essas unidades foram hierarquizadas como grupos e reunidas no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988).

Englobado nesta unidade estaria também o Complexo Pium (HIRATA et al., 1982) que reúne seqüências máfico-ultramáficas de médio a alto grau. Datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em hornblenda, apontou a idade de 2,7 Ga para o metamorfismo do granulito Pium (Renee et al. *apud* DOCEGEO, 1987). Pouco depois, ARAÚJO et al. (1991) definiram naquela região o Grupo Rio Novo (metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas, xistos e orto-anfibolitos) e o Grupo Sapucaia (conjuntos metavulcânicos e metassedimentares), cujas rochas corresponderiam às do Supergrupo Andorinhas.

O Complexo Xingu, definido por SILVA et al. (1974), reúne gnaisses, anfibolitos, migmatitos, rochas ígneas diversas, xistos, granulitos e mais restritamente quartzitos. Algumas rochas granitóides gnaissificadas foram, em seguida, desmembradas e individualizadas como corpos intrusivos independentes, a exemplo do Granodiorito Rio Maria (DALL'AGNOL et al., 1986; MEDEIROS, 1987) e o Gnaiss Estrela (BARROS, 1991). Datações U-Pb em zircões de amostras de anfibolitos e de leucossomas graníticos desse complexo rochoso forneceram valores de 2859 ± 2 Ma, interpretados como idades da deformação e de migmatização das rochas. Outra idade, de 2851 ± 4 Ma, foi obtida em amostras de gnaisses ácidos e mesocráticos, sendo interpretada como da formação de novos zircões associados a um hidrotermalismo pós-tectônico de alta temperatura (MACHADO et al., 1991).

As seqüências vulcanossedimentares de idade arqueana, correspondentes aos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão- Pará, Igarapé Bahia e Buritirama, foram mais tarde reunidas no Supergrupo Itacaiúnas por terem sido consideradas litologicamente distintas de *greenstone-belts* (DOCEGEO, 1988).

Os grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca estavam reunidos anteriormente na Seqüência Salobo-Pojuca (HIRATA et al., 1982). O primeiro, que hospeda depósitos de sulfetos de Cu (Au, Mo, Ag), é constituído, da base para o topo, pelas formações Gnaiss Cascade (gnaisses intercalados com anfibolitos e metapelitos), Três Alfa (predominantemente metassedimentos com rochas vulcânicas básicas/intermediárias subordinadas e formações ferríferas bandadas), e Cinzento (quartzitos). Já o Grupo Igarapé Pojuca, que hospeda jazidas de sulfetos de Cu (Zn, Au, Mo), é formado por rochas vulcânicas básicas e intermediárias freqüentemente hidrotermalizadas, sedimentos clásticos e químicos, anfibolitos, metassedimentos pelíticos, formações ferríferas bandadas, paragneisses, orto-anfibolitos e hornblenditos subordinados.

Através do método Pb-Pb foram datadas rochas dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca em 2732-2742 Ma, valor este que foi interpretado como a idade do evento metamórfico principal que afetou essas rochas (MACHADO et al., 1991).

O Grupo Grão-Pará é composto por três unidades denominadas, da base para o topo, de Seqüência Paleovulcânica Inferior (metabasaltos e metarriolitos), de Formação Carajás (itabiritos e minério de ferro) e Seqüência Paleovulcânica Superior formada por metabasaltos (BEISIEGEL et al., 1973). A unidade basal foi redefinida como Formação Parauapebas (HIRATA et al., 1982), cujos riolitos, datados pelo método U-Pb em zircões, acusaram uma idade de 2758 ± 39 Ma, que foi interpretada como a idade do vulcanismo do Grupo Grão-Pará (WIRTH et al., 1986).

O Grupo Igarapé Bahia é constituído por rochas vulcanossedimentares de baixo grau metamórfico (hidrotermalismo), contendo mineralização primária de Cu de baixo teor, associado a Au, Mo e Ag, e mineralização secundária de Au em gossans. Está dividido, da base para o topo, nas formações Grota do Vizinho e Sumidouro. Com base nas semelhanças litológica, geoquímica e geocronológica, e na ausência de deformação, foi sugerida a contemporaneidade entre os grupos Igarapé Bahia e Grão-Pará, com resultados geocronológicos fornecendo idade de 2350 Ma (método Rb-Sr em rocha total) para a sequência vulcanossedimentar (FERREIRA FILHO, 1985).

O Grupo Buritirama é composto, da base para o topo, de quartzitos bandados, quartzitos micáceos e xistos variados que hospedam depósitos de Mn.

O Grupo Rio Fresco (CUNHA et al., 1984) constitui uma sequência sedimentar, de origem clástica transgressiva, predominantemente arenítica, que foi afetada por um anquimetamorfismo e depositada sobre o Supergrupo Itacaiúnas. Mais recentemente, esta unidade foi redefinida como Formação Águas Claras (ARAÚJO et al., 1988) e reinterpretada em seu ambiente deposicional no perfil entre as minas Azul e Bahia (NOGUEIRA et al., 1994). Nele registram-se mineralizações de manganês (Azul), ouro (Serra Pelada) e ouro e cobre (Alvo Águas Claras). Apesar de não existirem dados geocronológicos seguros para esta formação, é indicado o valor em torno de 1900 Ma como idade mínima de deposição, o qual corresponde à intrusão de corpos graníticos que a cortam.

Esses corpos graníticos, de idade paleoproterozóica e natureza anorogênica, têm dimensões variadas, às vezes batolíticas, e composição que, fundamentalmente, varia de monzogranítica a sienogranítica. Destacam-se os corpos Seringa, Cigano, Velho Guilherme, Carajás, Musa, Jamon e Marajoara, cujos dados geocronológicos, petrológicos e geoquímicos foram recentemente revisados (DALL'AGNOL et al., 1994).

Registram-se também na região magmatismo básico-ultrabásico representado por *stocks*, diques e soleiras de vários eventos proterozóicos e fanerozóicos que são descritos, à parte, no subitem a seguir.

As unidades cenozóicas estão representadas por coberturas terciárias do tipo laterita ferruginosa e bauxítica mais ou menos desenvolvidas e coberturas quaternárias representadas por material coluvionar, eluvionar ou aluvionar. Essas coberturas ocorrem sobre os vários litotipos que compõem o quadro geológico de Carajás (ARAÚJO et al., 1991).

2.2 - CORPOS MÁFICOS E ULTRAMÁFICOS

Na porção centro-leste da Província Mineral de Carajás ocorrem diversos corpos máfico-ultramáficos que se alinham segundo os *trends* NE-SW e N-S, este último restrito às intrusões dentro da Faixa Araguaia. O primeiro *trend*, aproximadamente perpendicular à direção geral da falha Carajás (NW-SE), é marcado por corpos com áreas aflorantes que vão de $<6 \text{ km}^2$ (Luanga, Vermelho, Borrachudo, etc) a cerca de 60 km^2 (Santa Inês), estando associados a diferentes unidades lito-estratigráficas da região. Eles são petrograficamente distintos e mostram-se deformados (p. ex. Luanga) a não-deformados (p. ex. Santa Inês). Somente a intrusão Luanga foi até aqui datada ($2763 \pm 6 \text{ Ma}$, método U/Pb, MACHADO et al., 1991), mas observações geológicas indicam serem alguns deles mais jovens.

O corpo Santa Inês, localizado a sudeste do Gnaiss Estrela, é composto por rochas de natureza gabróica a anortositica, tem forma tabular ($20 \times 3 \text{ km}$) e ocorre no contato entre a Formação Parauapebas e o Complexo Xingu (ARAÚJO et al., 1991).

O complexo máfico-ultramáfico Luanga aflora a 10 km a SE do garimpo de Serra Pelada, sendo um corpo acamadado sin-vulcânico e intrusivo em rochas encaixantes do Supergrupo

Andorinhas. Compreende um conjunto de rochas cumuladas que gradam de dunitos e peridotitos a ortopiroxenitos, com cromititos associados, e finalmente a noritos e leuconoritos. Hospeda um depósito de cromitito estratiforme com teor médio de Cr_2O_3 em torno de 33% (SUITA, 1988).

A intrusão ultramáfica Vermelho, situada a cerca de 20 km a SW da Serra do Rabo, é representada por serpentinitos derivados de um protólito dunitico a peridotítico, dos quais resultou, por processos supergênicos, uma laterita níquelífera com teor médio de 1,8% Ni (BERNARDELLI & ALVES, 1988).

Já o Alvo Borrachudo, localizado a meia distância entre a intrusão Vermelho e o Gabro Santa Inês, é segundo MEDEIROS FILHO & GONÇALEZ (1992) composto predominantemente por rochas máficas hidrotermalizadas, com leitos de magnetitito associados, e por uma unidade lenticular ultramáfica. Sua área de exposição fica dentro do domínio do Grupo Grão-Pará, mas os contatos são indefinidos, não só pela complexidade da geologia como também pelo intenso grau de meteorização das rochas. Indícios de mineralização de Ni e Cu têm sido registrados.

Apesar da região de Carajás hospedar vários diques e *sills* basálticos, esse magmatismo ainda é pouco conhecido. Registram-se diques de diabásio cortando os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e comumente o Grupo Rio Fresco (DOCEGEO, 1988), sendo as principais direções desses corpos NE-NEE, NW-NNW e mais raramente N-S (RIVALENTI et al., 1992). Nas rochas da Formação Águas Claras, *sills* gabróicos foram identificados (BARROS et al., 1994), em cujos contatos desenvolveram-se, muitas vezes, veios de quartzo contendo sulfetos (SOARES et al., 1994).

O magmatismo básico mesozóico originou corpos alongados (dezenas de km) e larguras métricas, com o *trend* NE-SW, sendo raros aqueles orientados segundo NW-SE (ARAÚJO et al., 1991).

2.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

Apesar dos vários trabalhos de cunho regional realizados na Província Mineral de Carajás até o início da década de 1980 (SILVA et al., 1974; HIRATA et al., 1982 e outros), pouco se acrescentou ao entendimento da evolução estrutural da região e à interrelação entre os diferentes domínios estruturais que lá foram identificados.

Trabalhos posteriores passaram a abordar essa problemática e já em 1984 HASUI e colaboradores propõem um quadro geológico-tectônico para a Amazônia, definindo um núcleo *granito-greenstone* entre as cidades de Xinguara e Rio Maria, limitado ao norte e ao sul por faixas fortemente linearizadas.

Mais tarde, ARAÚJO et al. (1988) e ARAÚJO (1991) definiram, ao norte do núcleo *granito-greenstone* de Rio Maria, o Cinturão Itacaiúnas como a principal estrutura geotectônica do Arqueano, composto de dois segmentos estruturais. O Domínio Imbricado, ao sul, é caracterizado por forte lenticularização afetando rochas dos complexos Pium e Xingu, da Suíte Plaquê e do Grupo Sapucaia, segundo o *trend* WNW-ESE. O Domínio Transcorrente, ao norte, pode ser sub-dividido em dois sistemas: 1) Sistema Cinzento, constituído principalmente por produtos metavulcanossedimentares do tipo *greenstone-belt* (Grupo Rio Novo) e controlado por zonas de cisalhamento mergulhando para S, SW e SE; e 2) Sistema Serra dos Carajás, caracterizado por unidades rochosas do Grupo Grão-Pará, segundo o arranjo geométrico de uma estrutura em flor positiva, que envolveu também litotipos do Complexo Xingu e do Gnaisse Estrela.

Os eventos proterozóicos da região se desenvolveram em regime predominantemente distensivo, sendo o principal relacionado à colocação de corpos graníticos anorogênicos bem como aos vários lineamentos orientados preferencialmente nas direções NW-SE e NE-SW, os primeiros correspondendo a falhas normais listricas, que têm na Falha Carajás uma das estruturas mais importantes da região (COSTA & SIQUEIRA, 1990).

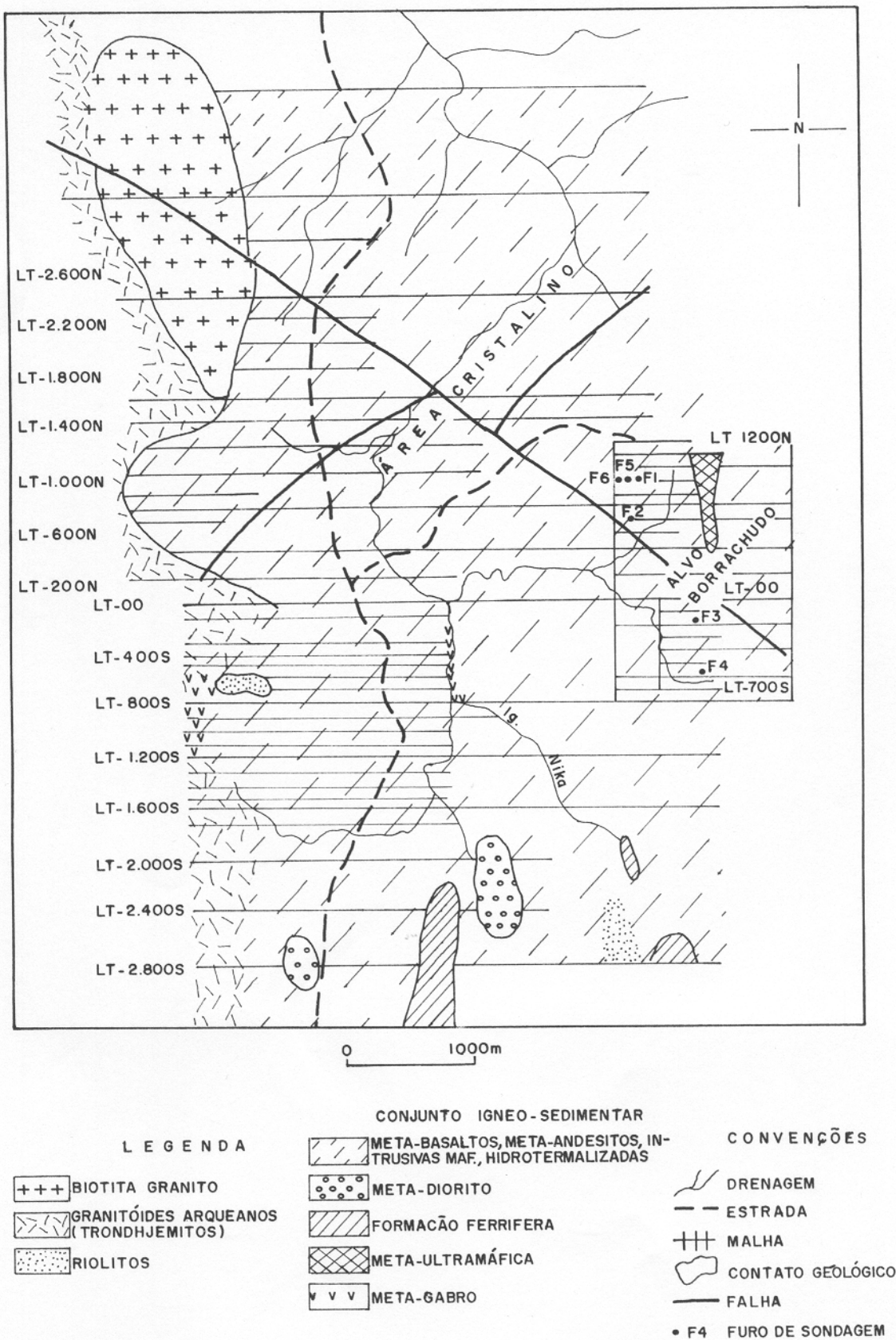
3 - GEOLOGIA LOCAL

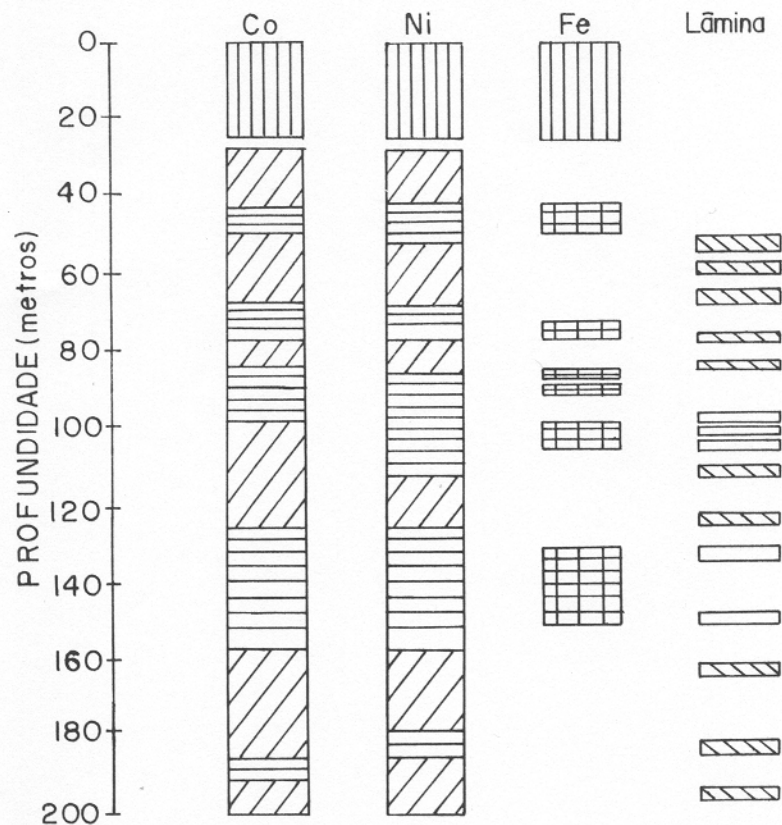
3.1 - A ÁREA CRISTALINO-BORRACHUDO

Os resultados preliminares de trabalhos regionais, desenvolvidos pela DOCEGEO na área Cristalino-Borrachudo (Figura 3), acham-se contidos em um relatório interno e foram recentemente divulgados (MEDEIROS FILHO & GONÇALEZ, 1992). O que se segue, é uma síntese das observações e conclusões destes autores.

A área Cristalino é representada por um conjunto ígneo-sedimentar, cujo contato a oeste se dá com rochas granitóides de composição trondhjemítica expostas na forma de blocos rolados. Litologicamente, é constituído de rochas máficas e ultramáficas de natureza vulcânica, subvulcânica e plutônica, fortemente alteradas por hidrotermalismo, com brechas ígneas e formações ferríferas associadas. A NW da área, observa-se a presença de um corpo de biotita-granito cataclasado, relativamente alongado topograficamente, com direção NNW-SSE, intrusivo tanto nos granitóides como na seqüência ígneo-sedimentar. Concomitantemente a esta intrusão, ocorreram eventos de vulcanismo e subvulcanismo ácidos representados por riolitos e riodacitos pórfiros.

No Alvo Borrachudo foram individualizadas quatro unidades: 1) rochas máficas (dominantes); 2) rochas ultramáficas a máficas; 3) rochas ricas em magnetita; e 4) veios potássicos e propiliticos subordinados e apófises graníticas. A distinção entre as unidades 1 e 2 do corpo Borrachudo foi feita a partir de valores de Ni, Co e Fe combinados com dados mineralógicos (Figura 4). Os materiais sem plagioclásio e com altos teores de Ni ou Co e Fe foram interpretados tentativamente como de natureza ultrabásica.





LEGENDA

-  Saprólito
-  Ni ou Co baixo
-  Ni ou Co alto
-  Fe alto
-  Rocha com plagioclásio
-  Rocha sem plagioclásio

Figura: 4 - Caracterização geoquímica e mineralógica do furo 1/Alvo Borrachudo.

Fonte: MEDEIROS FILHO & GONÇALEZ (1992)

Da mesma forma, foram identificados dois tipos de mineralização: um primário (magmático), caracterizado pela presença de sulfetos disseminados a quase maciços, sendo pirita, calcopirita e millerita os principais minerais constituintes, além de magnetita; o outro é secundário (hidrotermal), fundamentalmente cuprífero com níquel subordinado, superimposto à mineralização primária. Teores baixos de Pt e Pd foram registrados na área.

4 - O ALVO BORRACHUDO

4.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO

O mapeamento de superfície do corpo Borrachudo realizado durante este trabalho pouco acrescentou ao mapa geológico que já havia sido elaborado pela equipe da DOCEGEO para a área Cristalino-Borrachudo. Além de muito pequena, a área se caracteriza por grande escassez de afloramentos, dificultando as observações e a obtenção de dados, ainda que tenha sido possível coletar algumas amostras de rochas básicas, de xistos máficos moderadamente meteorizados e de corpos graníticos observados nas circunvizinhanças da área.

Dados estruturais não foram obtidos, porém em escala de 1:10000 a equipe da DOCEGEO delimitou dois lineamentos no mapa geológico da área Cristalino-Borrachudo (Figura 3). O primeiro, de direção NW-SE, paralelo à estruturação do falhamento Carajás, atravessa a parte norte da área Cristalino e praticamente secciona o Alvo Borrachudo em duas metades. O outro lineamento, de direção NE-SW, interceptado pelo anterior, restringe-se à área Cristalino.

Geomorfologicamente, a área é caracterizada por um relevo colinoso de baixo a médio porte, com cristas suaves a planas, cortado por vales abertos e sustentado por canga laterítica, brechosa e quartzosa. A vegetação é do tipo rasteira, compondo-se de capim agreste, que ocorre nas colinas menores, e de mata fechada em que florescem capim colonhão (dominante) e braquiarão, ambos servindo de alimentação para o gado, bem como tiririca e serrotão. Estes últimos desenvolvem-se nas colinas de médio porte, daí a dificuldade em acessá-las.

Essas condições desfavoráveis impediram que um dos objetivos inicialmente propostos desta pesquisa fosse alcançado, qual seja, a delimitação geológica do corpo Borrachudo. Restou,

então, delimitá-lo apenas com base na expressão topográfica das pequenas colinas que ressaltam no terreno.

Os dados de campo e o estudo dos testemunhos de furos de sondagem realizado no alvo permitiram identificar quatro grandes eventos geológicos de sua evolução histórica. Iniciando com o magmatismo básico arqueano, que resultou em rochas basálticas do Grupo Grão-Pará, a área foi, a seguir, submetida a metamorfismo regional que as transformou em rochas de fácies xisto-verde e localmente anfibolito baixo. Posteriormente, registrou-se magmatismo ácido representado por corpos graníticos que cortam as rochas metabásicas. Seguiu-se, então, a instalação de uma zona de cisalhamento de direção NW-SE deformando as rochas pré-existentes. Registram-se, também, atividades hidrotermais certamente relacionadas tanto à intrusão granítica como à zona de cisalhamento, as quais alteraram, em diferentes graus, associações minerais já formadas.

4.2 - TIPOS LITOLÓGICOS

O falhamento NW-SE, com mergulho para SW, atravessa a área Cristalino-Borrachudo e divide diagonalmente o alvo em estudo em duas porções, a norte e a sul. Os furos de sondagem verticais a sub-verticais, realizados nas suas imediações, somente interceptaram rochas bastante deformadas na porção sul, tendo elas cerca de 75 m de espessura aparente (Figura 5).

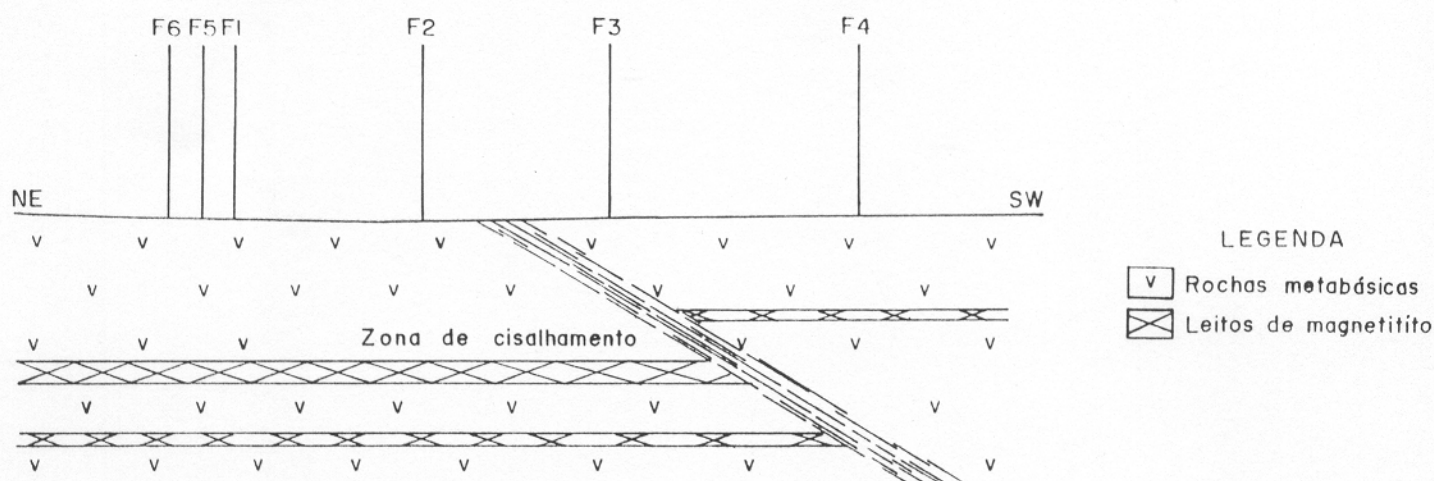


Figura 5 - Corte esquemático NE-SW do Alvo Borrachudo.

Constata-se, também, que a distribuição dos tipos litológicos, em profundidade, é bem distinta em relação às duas porções norte e sul (Figura 6).

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	NORTE DA ÁREA	SUL DA ÁREA
Furos	1, 2, 5 e 6	3 e 4
Deformação	fraca	intensa
Estruturação	maciça e xistosa	maciça e bandada
Apófises graníticas	presentes	presentes
Magnetita	muita com formação de leitos de magnetitito	pouca a ausente com formação de raros leitos de magnetitito
Apatita	muita	pouca a ausente
Sulfetos	muitos	poucos a ausentes
Alteração hidrotermal	carbonatação, silicificação, K-feldspatização, epidotização e argilização	carbonatação, K-feldspatização silicificação (dominantes); epidotização e argilização (subordinados)

Figura 6 - Principais características dos tipos litológicos situados nas porções norte e sul do Alvo Borrachudo.

O primeiro grupo, ao norte, definido nos furos 1, 5, 6 (LT-1000 N) e 2 (LT-700 N), é representado por rochas metabásicas maciças e xistosas, magnetitos e rochas graníticas. De modo geral, caracteriza-se por apresentar fraca deformação, aspecto predominantemente maciço e mineralização do tipo maciça a disseminada, quando primária, e somente disseminada quando secundária. Os tipos de alteração hidrotermal mais importantes são carbonatação, silicificação, K-feldspatização, epidotização e argilização.

O segundo grupo, ao sul, definido nos furos 3 (LT-200S) e 4 (LT-600S), é representado por rochas metabásicas maciças e bandadas com raros intervalos ricos em magnetita, e também por rochas graníticas. A mineralização raramente está presente; quando primária, ocorre fortemente concentrada e, quando secundária, é disseminada, sendo os processos hidrotermais caracterizados pela carbonatação e K-feldspatização (mais frequentes), e a silicificação, epidotização e argilização (menos relevantes).

4.2.1 - Rochas metabásicas

Mesoscopicamente foram caracterizadas rochas básicas com feições maciças, xistosas acamadadas e tectonicamente bandadas. Associados a elas, destacam-se veios, vênulas, bolsões e brechas tectônicas.

As rochas maciças são definidas pelo aspecto predominantemente maciço, granulação fina, coloração cinza e tonalidades azuladas, com magnetita e sulfetos disseminados, raros a ausentes (Figura 7). É o subtipo mais abundante da porção norte, compondo cerca de 55% dos perfis 1, 5 e 6, mas chegando a representar 80% do furo 2. Na porção sul constitui não mais que 35% das rochas. As camadas têm espessuras entre 5 e 30 m, as mais espessas sendo encontradas no furo 2. A olho nu, a identificação mineralógica é bem difícil, porém, localmente, podem-se observar

pequenos agregados milimétricos de quartzo com formas subcirculares ou mesmo cristais milimétricos de anfibólio e mais raramente de turmalina.



Figura 7 - Aspecto geral das rochas metavulcânicas básicas maciças do Alvo Borrachudo (FBO-06, intervalo: 58-62 m).

As rochas acamadadas apresentam, como feição mesoscópica principal, a alternância de leitos maciços de magnetitito com porções de xistos básicos. Esse conjunto ocupa cerca de 45% dos perfis da porção norte com espessuras que variam de 5 a 45 m, sendo menos representativo no furo 2 em que figura com apenas 20%. Essas rochas mostram coloração cinza escura (magnetititos) e cinza mais claro com tonalidades esverdeadas (xistos básicos). Nestes últimos, é comum a presença de magnetita, cujas proporções são muito variáveis, aumentando, em geral, em direção aos leitos de magnetitito (Figura 8). Também são variáveis as quantidades de sulfetos, que ocorrem de forma disseminada e, mais raramente em concentrações, caso em que sempre se associam às porções ricas em magnetita. A passagem entre elas e as de aspecto maciço é gradacional e marcada pelo aumento modal de magnetita. Por outro lado, o contato entre as camadas de xisto básico e de magnetitito é brusco, ressaltando a estrutura estratificada das rochas.

As rochas tectonicamente bandadas constituem aproximadamente 65% dos perfis da porção sul e possuem espessura em torno de 75 metros. Sua principal característica é a presença de rochas intensamente afetadas por processos deformacionais dúcteis com desenvolvimento de foliação milonítica e bandamento composicional. Observam-se, contudo, dentro da zona de cisalhamento, intervalos com diferentes intensidades de deformação. Os menos deformados apresentam subparalelismo entre faixas cinza esverdeadas compostas predominantemente por anfibólio e biotita, e faixas branco-amareladas, estas últimas mais irregulares e formadas principalmente por carbonato com quartzo associados, e, via de regra, envolvidas pelas primeiras (Figura 9). As bordas dessas faixas são onduladas e, no contato entre elas, observa-se o desenvolvimento de foliação milonítica definida pela orientação da biotita.



(8)



(9)

Figuras:

(8) Rochas básicas xistosas (cinza claro) com forte concentração de magnetita (FBO-01, intervalo: 137-141 m).

(9) Porção na rocha bandada com menor concentração da deformação, caracterizada por faixas cinza esverdeadas envolvendo faixas subparalelizadas de coloração branco amarelada. Na porção superior da foto ocelos constituídos por carbonato e quartzo podem ser observados (FBO-04/158,20 m).

Destacam-se ainda nas rochas tectonicamente deformadas, além das feições mencionadas, a associação com outros aspectos de natureza deformacional, a exemplo de ocelos, boudins, dobras intrafoliais (Figura 10) e pequenos falhamentos. A maior concentração da deformação levou ao paralelismo da foliação milonítica e ao desenvolvimento de bandamento tectônico, este último definido pela alternância de bandas com colorações cinza esverdeada, constituídas predominantemente por biotita, e cinza azulada, em que predominam os cristais de anfibólio (Figura 11), cujos contatos são regulares e bem definidos entre si. Onde a deformação é menos evidente, a rocha exibe aspecto xistoso sem feições claramente miloníticas. Raramente são observadas disseminações de magnetita ou mesmo intercalações de magnetitos maciços. A passagem entre essas rochas e as metabásicas predominantemente maciças é brusco e marcada por feições deformacionais conspicuamente presentes.

As brechas tectônicas formam corpos com até 15 cm de espessura, sendo mais expressivas no furo 2, em que chegam a compor intervalos de até 30 cm. São caracterizadas por apresentarem fragmentos angulosos e centimétricos da rocha cimentados por produtos hidrotermais (Figura 12).



(10)



(11)

Figuras:

(10) Dobras intrafoliais e boudins em meio às rochas metabásicas tectonicamente bandadas do Alvo Borrachudo (FBO-04, intervalo: 166-171 m).

(11) Aspecto geral do bandamento tectônico mostrando o paralelismo com a foliação milonítica em rochas básicas com maior concentração da deformação do Alvo Borrachudo (FBO-03, intervalo: 59-64 m).

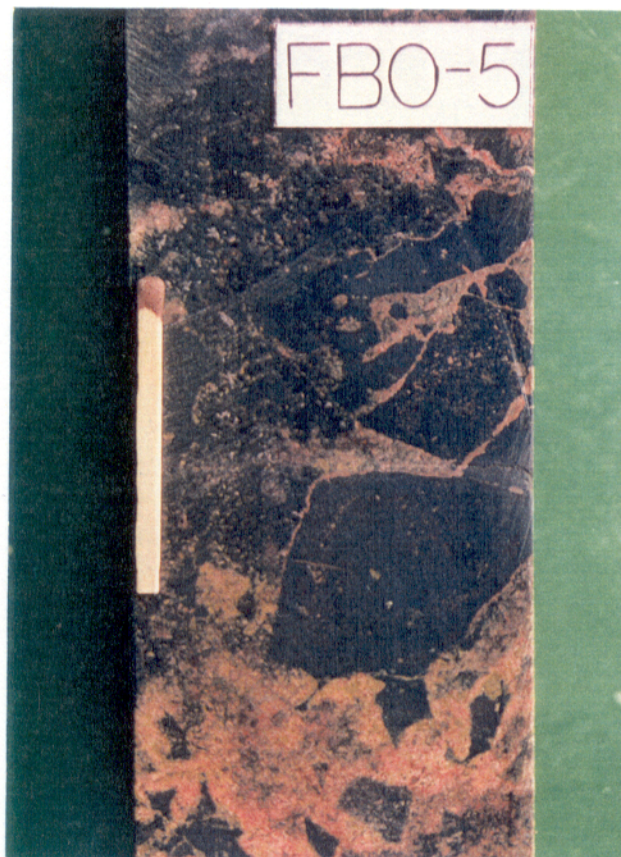


Figura 12 - Amostra de aspecto brechado com fragmentos de rocha básica cimentados por produtos hidrotermais, ressaltando-se intensa K-feldspatização e menor grau de epidotização (FBO-05/46,70 m).

4.2.2 - Magnetititos

Os magnetititos revestem-se de importância por conterem também mineralização primária de sulfetos. Ocorrem na forma de leitos estratificados nas rochas metabásicas xistosas e bandadas, tendo coloração cinza escura. A magnetita constitui uma massa compacta com proporções superiores a 90% do volume da rocha, a que se junta actinolita cloritizada. Nas rochas da porção norte, os magnetititos formam leitos de até 80 cm de espessura e apresentam sulfetos tanto na

forma disseminada como concentrados em bandas de até 25 cm de espessura (Figura 13). Já os leitos de magnetitito da porção sul não ultrapassam 10 cm de espessura com pouco ou nenhum sulfeto associado. Também são observadas brechas tectônicas com fragmentos de rocha básica inclusos em uma massa rica em magnetita (Figura 14) e ainda intervalos fortemente fraturados preenchidos por quartzo e carbonato.



(13)



(14)

Figuras:

(13) Leitos de magnetitito (cinza escuro, associados a bandas ricas em sulfetos (FBO-05, intervalo: 60-62 m).

(14) Aspecto brechado com fragmentos de rocha básica (cinza claro) inclusos nos magnetititos. Observar na porção inferior o contato brusco entre o leito de magnetitito com a rocha básica (FBO-01/136,60 m).

4.2.3 - Rochas graníticas

Esse tipo de rocha foi observado tanto nos perfis da porção norte como nos situados na porção sul. Supõe-se tratar-se de pequenas apófises alojadas nas rochas metabásicas, em contato brusco e relacionadas aos corpos graníticos presentes na área.

Na porção norte apenas os intervalos básicos maciços dos perfis 2 e 6 exibem essas apófises com cerca de 2 a 3 metros de espessura e na porção sul elas são observadas tanto nas rochas maciças quanto naquelas com bandamento tectônico com aproximadamente 50 cm de espessura. Suas características mesoscópicas estão refletidas na coloração avermelhada com tons rosados e esbranquiçados, granulação fina e na composição mineralógica dominada por feldspatos, principalmente o potássico, e por quartzo, com pouca disseminação de magnetita e mais raramente de sulfetos. Destacam-se algumas fraturas preenchidas pela associação magnetita-hematita nas rochas da porção norte (Figura 15), enquanto que naquelas da porção sul se verifica a presença de intenso fraturamento (Figura 16), ambos testemunhando processos deformacionais rúpteis.

4.3 - ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS

As estruturas mesoscópicas identificadas nos testemunhos de sondagem são de natureza rúptil (fraturas, brechas) e dúctil-rúptil a dúctil (falhas, xistosidade, dobras, foliação milonítica e bandamento tectônico), e foram impressas durante vários dos eventos que marcaram a história geológica das rochas do Alvo Borrachudo.

A mais antiga estrutura é a laminação (So), presente nas rochas básicas xistosas, e melhor definida pela alternância de leitos de magnetitito que imprimem uma estruturação acamadada nas rochas.



(15)



(16)

Figuras:

(15) Aspecto geral das rochas graníticas da porção norte. As fraturas (em preto) são preenchidas por magnetita e hematita (FBO-02/112,5 m).

(16) Feição da rocha granítica da porção sul com intenso padrão de fraturamento (FBO-06/238,9 m).

Durante o metamorfismo regional de fácies xisto-verde a anfibolito baixo, formaram-se planos de xistosidade (S1). O desenvolvimento desses planos não atingiu todo o pacote rochoso, tanto que grandes volumes de rochas maciças, não foliadas, podem ser observados. Aparentemente, variações composicionais e reológicas justificam essas diferenças.

Com a intrusão dos corpos graníticos, correspondendo a uma fase distensiva no quadro deformacional da área, as rochas se fraturaram, facilitando o acesso de soluções aquosas que alteraram as associações minerais pré-existentes. É dessa fase a formação de algumas brechas, cujos fragmentos de rochas metabásicas estão cimentados por produtos hidrotermais.

A maior intensidade de deformação verifica-se, contudo, quando da instalação da zona de cisalhamento de direção NW-SE, da qual resultou uma faixa de dezenas de metros de rochas intensamente deformadas. As principais estruturas planares desenvolvidas são a foliação milonítica e o bandamento tectônico, além de feições resultantes da mistura tectônica e do registro de algumas dobras intrafoliais e ocelos.

4.4 - PETROGRAFIA

O estudo petrográfico das rochas presentes no Alvo Borrachudo proporcionou melhor caracterização das mesmas, bem como de vários eventos pós-formacionais nelas registrados, de natureza metamórfica, metassomática e deformacional. Com base nesse estudo, confirmou-se a separação de três litotipos principais:

4.4.1 - Rochas metabásicas

Face à superposição de eventos, as rochas mostram grande variação composicional e textural, sendo possível identificar, do ponto de vista do hidrotermalismo, por exemplo, mesmo nos limites de uma mesma lâmina delgada, domínios pouco e fortemente modificados. Com relação aos aspectos texturais, feições ígneas primárias ainda são preservadas, predominando, porém, aquelas resultantes dos processos metamórfico-deformacionais.

4.4.1.1 - Composição Mineralógica

A associação mineralógica primária é representada apenas por cristais recrystalizados de plagioclásio (hoje já descalcificados), além de variadas quantidades modais de titanita, magnetita e apatita. Como resultado dos processos metamórficos, além da presença de quartzo, os minerais ferro-magnesianos foram totalmente transformados em anfibólio e biotita (predominantes) e menos freqüentemente em clorita.

Os domínios pouco modificados pelo hidrotermalismo refletem a composição mineralógica e textural que mais se aproximam da rocha original, indicando tratar-se de variedades metabásicas com textura inter-granular reliquiar formadas por plagioclásio (47,5%), anfibólio raramente cloritizado (35,1%), quartzo (8,1%), biotita (2,5%), enquanto que apatita (1,05%), titanita (2,6%), magnetita (3,15%) são minerais acessórios. Os domínios afetados pelos processos metamórfico-deformacionais são marcados por rochas orientadas a xistosas (porção norte e mais raramente na sul), protomilonítico-miloníticas e bandadas (porção sul). Com exceção das rochas bandadas, elas são compostas essencialmente por anfibólio, biotita e plagioclásio, podendo-se identificar plagioclásio-anfibólio xistos, plagioclásio-biotita xistos, plagioclásio-anfibólio-biotita xistos, plagioclásio-biotita-anfibólio xistos (dependendo da maior ou menor participação dos minerais essenciais), além da presença dos milonitos. Constatam-se, também, faixas milimétricas a centimétricas e pouco freqüentes ricas em anfibólio e/ou biotita, com raro plagioclásio, as quais, em contraste com xistos ricos em minerais félsicos, formam, sem qualquer conotação genética, verdadeiros leitos ultramáficos, e foram, por questão de praticidade descritiva, denominadas xistos máficos.

As rochas xistosas com plagioclásio apresentam disseminações de magnetita, apatita, titanita, sulfetos e turmalina, bem como variadas quantidades de clorita e quartzo. No caso dos

xistos máficos, além do anfibólio e da biotita, há, em geral, poucas palhetas de clorita, fortes concentrações de magnetita e apatita e disseminações de sulfetos. Foram as inexpressivas proporções de plagioclásio ou mesmo sua ausência que levaram a equipe da DOCEGEO a interpretar esses xistos como de possível origem ultramáfica, o que, mais adiante, será contestado. As rochas protomilonítico-miloníticas são formadas predominantemente por biotita, anfibólio e minerais félsicos (plagioclásio e quartzo) e as rochas bandadas por biotita e anfibólio com pouca disseminação de grãos de turmalina. Nelas, sulfetos, apatita, magnetita e titanita são raramente observados.

Os domínios totalmente modificados são representados por fases resultantes das atividades hidrotermais, estando presentes quartzo, microclina, turmalina, clorita, epidoto, calcita, biotita, argilo-minerais, titanita, actinolita, apatita, escapolita, sericita, albita, magnetita e hematita, que aqui são apenas mencionados, mas serão descritos no item “Alteração Hidrotermal”.

O que se segue é a descrição dos minerais ígneos (preservados e/ou recristalizados) e metamórficos nesta ordem de apresentação.

Os cristais de **plagioclásio** são, composicionalmente de dois tipos: oligoclásio e albita. Os primeiros, com teores de An variando de 15,5 a 22%, são de pouca expressão e observados exclusivamente nos domínios pouco modificados. Mostram maclas polissintéticas bem desenvolvidas segundo as leis da albita e da albita-periclinio, leve zoneamento e extinção ondulante moderada. Ocorrem como prismas ripiformes levemente sericitizados e pouco substituídos por carbonato. Localmente, ainda se destacam fenocristais subprismáticos apresentando superfície límpida sem quaisquer sinais de alteração. Já os cristais de albita (An_2 - $An_{9,5}$), que são dominantes, formam grãos finos a médios, subidioblásticos a xenoblásticos, com forte extinção ondulante e maclamento polissintético nem sempre evidente, orientados na direção

da xistosidade. Nas rochas protomiloníticas a bandadas, eles são geralmente finos, xenoblásticos, ocelares, com forte extinção ondulante e superfície geralmente límpida, dispostos nos planos da foliação ou do bandamento. Contudo, é difícil distingui-los dos grãos de quartzo, salvo nos casos em que eles ainda guardam formas porfiroblásticas (Figura 17). A substituição por microclina, sericita, argilo-minerais, clorita, epidoto, escapolita e calcita é comum, entretanto, fenoblastos subprismáticos, às vezes maclados, têm superfície límpida e são raramente sericitizados.

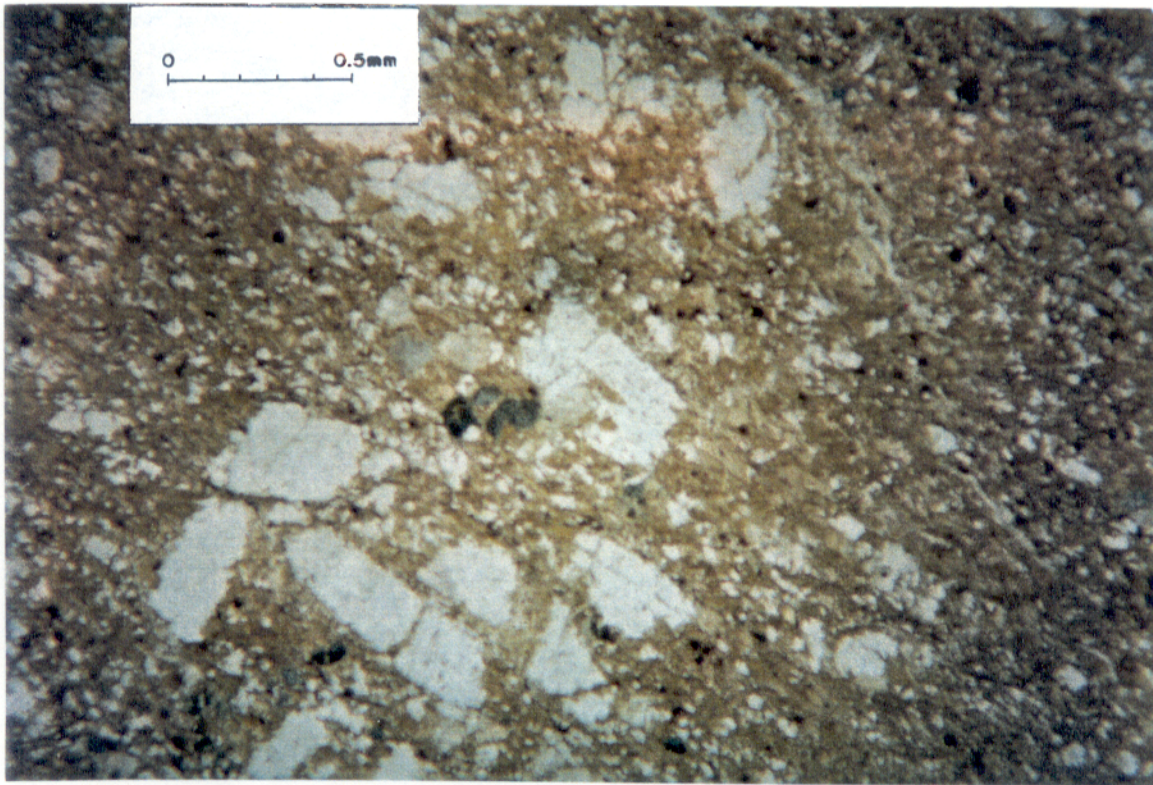


Figura 17 - Fotomicrografia mostrando cristais de albita subidioblásticos a xenoblásticos dispostos na direção da xistosidade que é desenhada pelas palhetas de biotita (marrom). Os grãos verdes são de turmalina (FBO-04/75,60 m).

A **titanita** está presente em forma disseminada e em quantidades que variam de acessória até 3%. Seus cristais anedrais ocorrem, às vezes, entremeados com grãos de biotita e/ou anfibólio. Nos domínios intensamente modificados, observa-se o aumento de sua proporção modal e a presença de núcleos de magnetita circundados por ilmenita (Figura 18). Com frequência, observam-se linhas de leucoxênio e filmes de óxido de ferro, especialmente nas rochas tectonicamente bandadas, em que a titanita raramente é registrada, sugerindo a formação dessas fases secundárias às expensas daquele silicato de titânio.

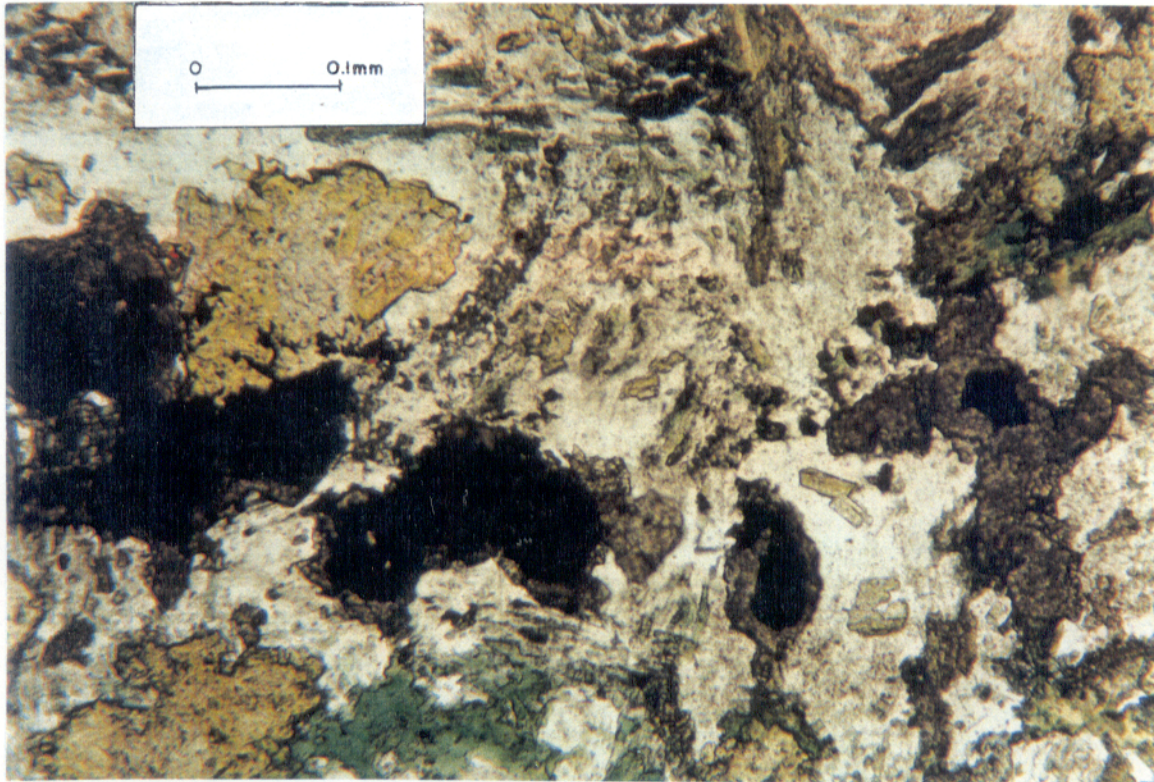


Figura 18 - Fotomicrografia mostrando cristais xenomórficos de titanita com núcleos de ilmenita em domínios das rochas básicas com forte alteração hidrotermal (FBO-02/195,05 m).

A **magnetita** e a **apatita** ocorrem sempre juntas e devem ter uma origem comum, embora participem com quantidades modais variáveis, dependendo do domínio considerado.

Nos domínios pouco modificados, a magnetita mostra-se, na maioria das vezes, em finos cristais xenomórficos disseminados e a apatita em grãos xenomórficos, isolados e pouco fraturados. Já nos domínios metamórfico-deformacionais, representados pelas rochas mais foliadas, figuram em maiores quantidades, sempre em cristais xenomórficos disseminados, e, no caso da magnetita, também como diminutas pontuações dispersas em grandes cristais de anfibólio. Observa-se ainda um aumento considerável daqueles dois minerais nas faixas formadas pelos xistos máficos, destacando-se: 1) cristais isolados bem mais desenvolvidos com formas xenomórficas que tendem a se orientar na direção da xistosidade; 2) aglomerados xenomórficos; e 3) alternância de leitos monofásicos de magnetita e de apatita (Figura 19). Nos domínios totalmente modificados, registra-se uma forte disseminação de cristais muito finos e xenomórficos com bordas corroídas de magnetita e, em menor escala, de apatita, esta última, no entanto, podendo ser ainda encontrada como “fenocristais” moderadamente fraturados de contornos irregulares.

As rochas básicas tectonicamente deformadas são mais empobrecidas nesses dois minerais, porém, nas faixas miloníticas, observa-se tanto a presença de grandes cristais de apatita, intensamente fraturados (Figura 20) e, mais raramente, de finos cristais com formas amendoadas nas faixas bandadas, como também, em maior frequência, cristais de magnetita dispondo-se em finíssimas lâminas de fluxo milonítico ou formando cristais ocelares (Figura 21).

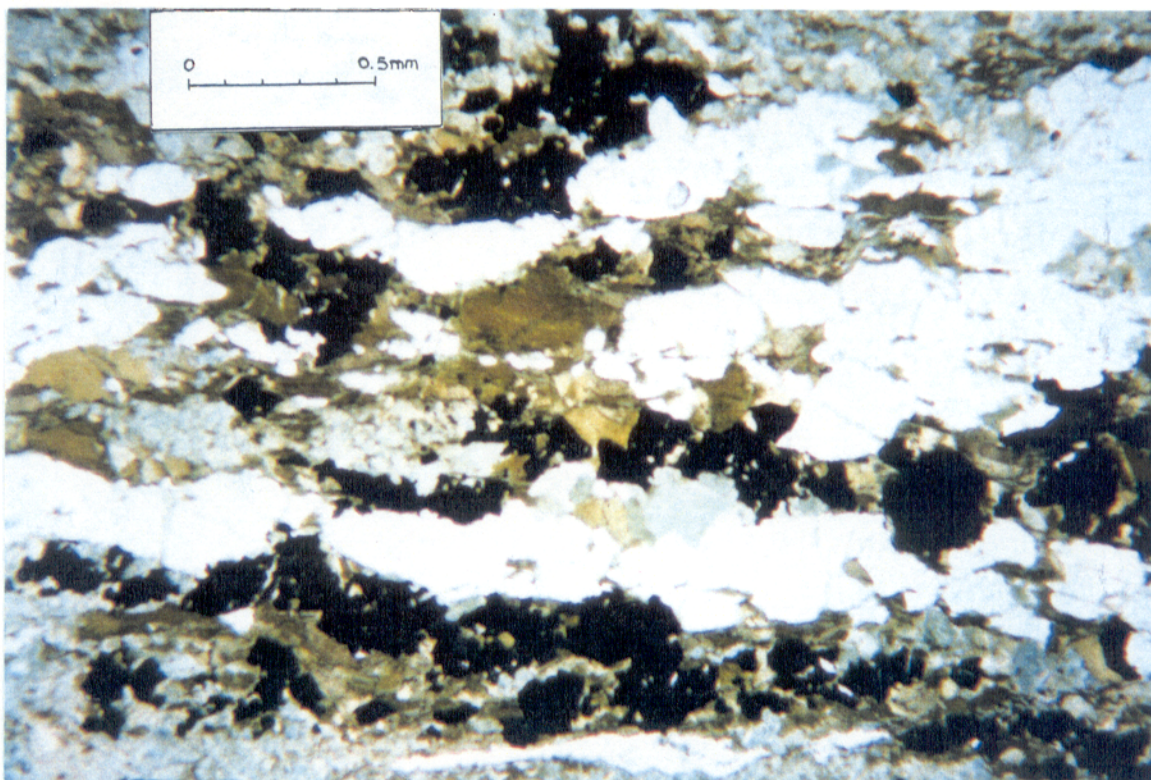


Figura 19 - Fotomicrografia ressaltando a alternância de leitos de magnetita e de apatita nos xistos máficos (FBO-06/83,00 m).

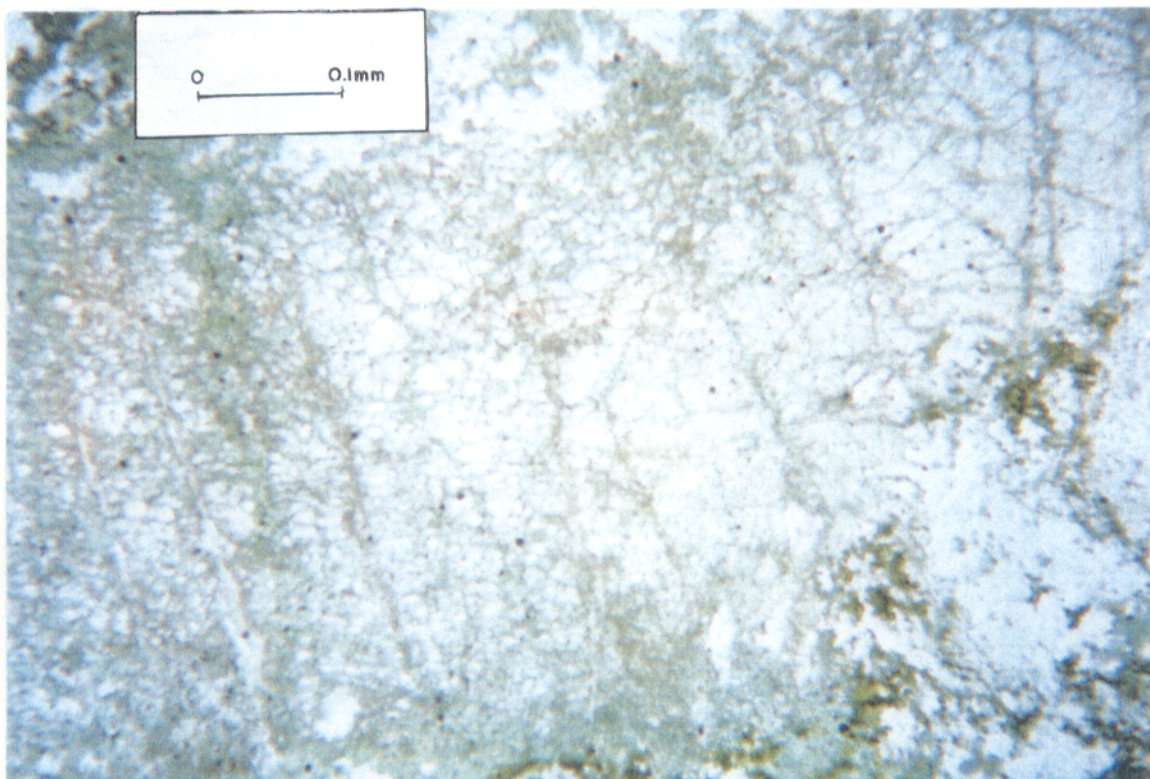


Figura 20 - Fotomicrografia exibindo grande cristal de apatita intensamente fraturado pertencente à fácies de rochas básicas tectonicamente deformadas (FBO-04/130,05 m).

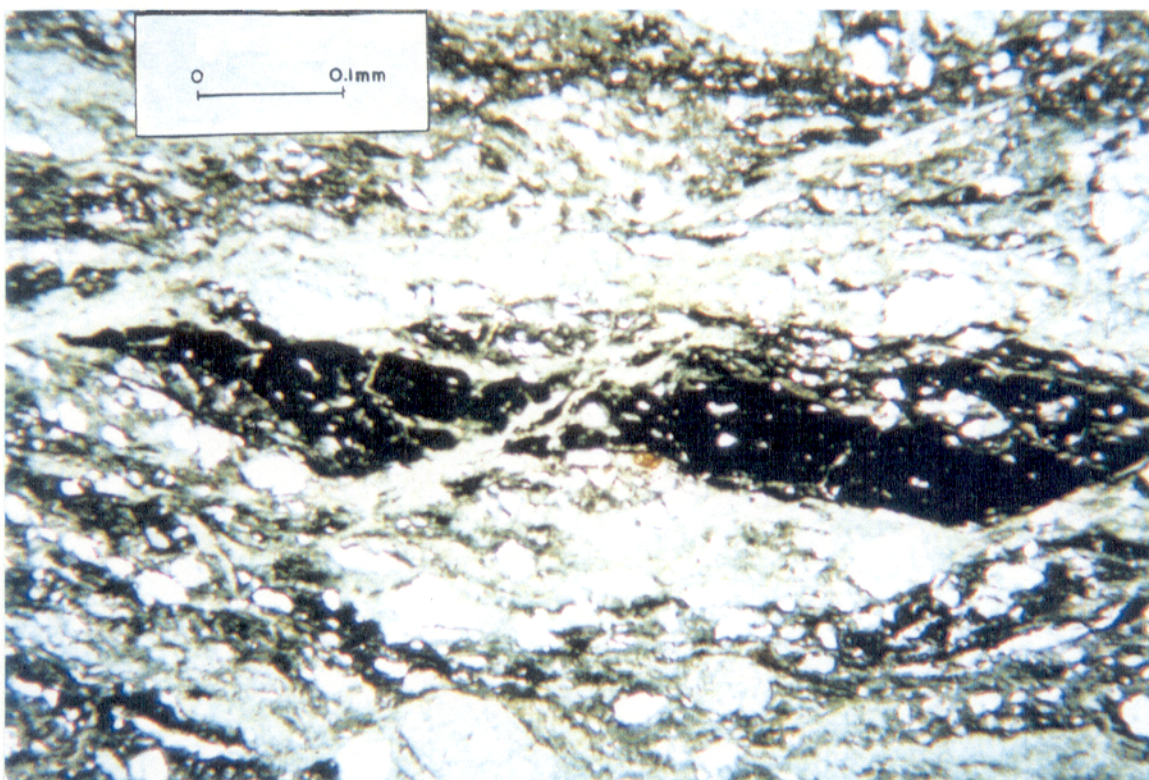


Figura 21 - Fotomicrografia mostrando a magnetita na forma de fluxos miloníticos e como porfiroblastos ocelares associados as rochas miloníticas (FBO-04/53,83 m).

Os **anfíbólios** são de dois tipos: 1) pertencentes à série tremolita-ferro-actinolita (predominantes), de coloração verde pálido-azulado, moderadamente pleocróicos a incolores e 2) com características de hornblenda (subordinados), de coloração verde oliva a azulada, fortemente pleocróicos.

Os cristais de actinolita e hornblenda são bem distintos opticamente, mas, com relação ao modo de ocorrência, ambos são bastante semelhantes. Nos domínios pouco modificados, são encontrados em cristais xenoblásticos intersticiais entre as ripas de plagioclásio (oligoclásio) ou como porfiroblastos de formas prismáticas com bordas irregulares. Nas rochas xistosas possuem granulção fina, formas subprismáticas, às vezes fibrosas, e orientam-se segundo a xistosidade. Comumente ainda podem-se verificar agregados porfiroblásticos e subprismáticos com maclamento simples, e alguns cristais de hornblenda sendo substituídos por actinolita (Figura 22).

Nas rochas miloníticas, esses anfíbios foram recrystalizados como resultado do cisalhamento, sendo encontradas pouca hornblenda e abundante actinolita, cujos pequenos cristais orientam-se segundo a foliação, quer como grandes massas microcristalinas, quer como finos cristais prismáticos.

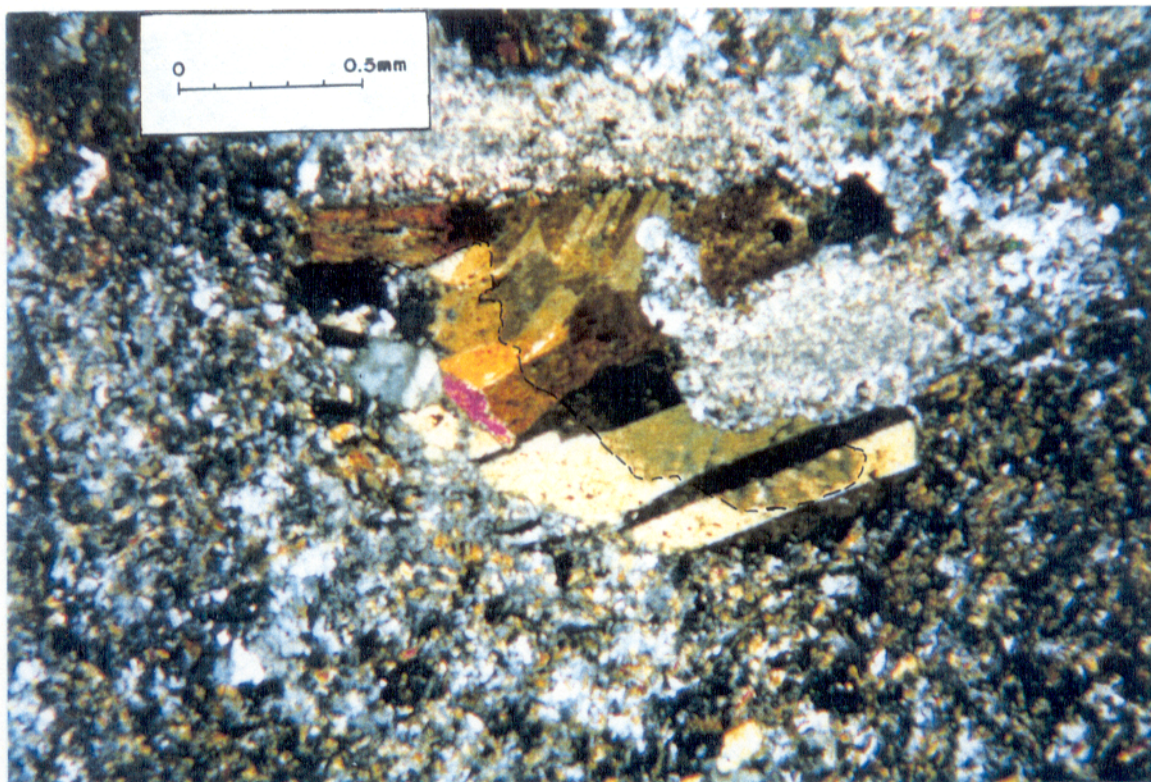


Figura 22 - Fotomicrografia mostrando agregados subprismáticos de hornblenda substituída por actinolita presentes nas rochas básicas xistosas com plagioclásio (FBO-02/33,20 m).

Os cristais de tremolita, de granulação fina e hábito prismático, ocorrem em menor frequência, em relação aos outros anfibólios, sendo mais comuns nos xistos máficos. Encontram-se orientados na direção da xistosidade ou, também, como raros porfiroblastos envoltos por anéis de anfibólio verde (provavelmente actinolita ou hornblenda actinolítica) e com pontuações de magnetita (Figura 23). Nas rochas bandadas, eles encontram-se em maiores quantidades como finos cristais prismáticos, destacando o bandamento tectônico.

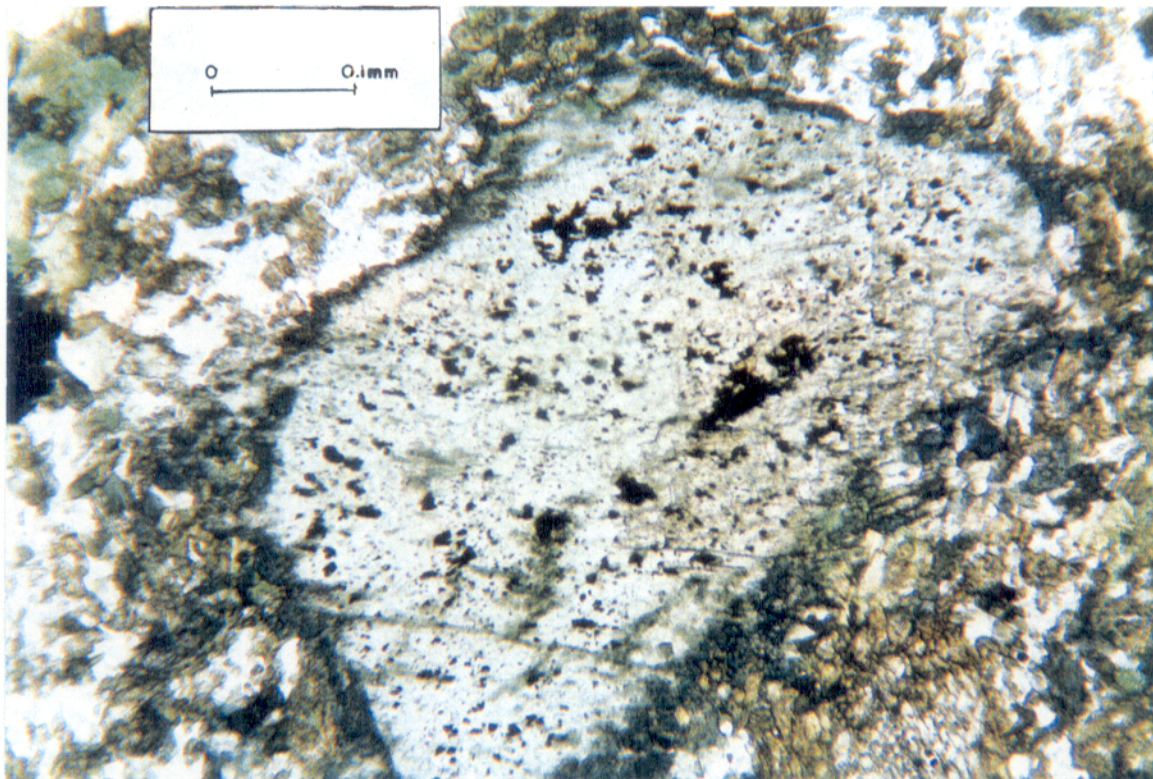


Figura 23 - Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de tremolita com formação de anéis de actinolita ou hornblenda actinolítica em sua borda. As pontuações pretas no cristal são grãos de magnetita (FBO-02/33,20 m).

As transformações hidrotermais nos anfibólios são evidenciadas pela formação de pseudomorfos de clorita segundo estes minerais, fases opacas e discretos filmes de leucoxênio, sendo esta associação comumente encontrada nas rochas bandadas devido à maior intensidade deformacional.

Os cristais de **biotita** apresentam cores marrom avermelhado e amarelo pálido, às vezes com tonalidades esverdeadas, bem como formas subidioblásticas e xenoblásticas dispostas nos planos de xistosidade. Nota-se a variação na cor da biotita que passa de tons vermelho acastanhados para verde amarronzados, respectivamente, na presença ou ausência de magnetita, sugerindo, talvez, diferenças composicionais relativas à razão $Fe/(Fe+Mg)$. É comum a alteração de cristais dessa mica para óxidos de ferro e leucoxênio, assim como a substituição e formação de pseudomorfos de clorita, motivo pelo qual nas rochas totalmente modificadas cristais de biotita dificilmente são identificados.

A **clorita** é observada como mineral metamórfico da fácies xisto verde, na forma de lamelas xenoblásticas orientadas nos planos da xistosidade. Mas, sem dúvida, a ocorrência mais marcante deve-se a clorita hidrotermal que está presente em grandes quantidades nas rochas fortemente modificadas, via de regra, substituindo cristais de anfibólio e/ou biotita ao longo dos planos de clivagem, ao ponto de, com a intensificação do processo, formar pseudomorfos. Substitui também o plagioclásio como produto da saussuritização e, nas rochas miloníticas, simplesmente constitui massas finamente granuladas que se associam amiúde à actinolita e à biotita.

O **quartzo** ocorre amplamente nas diversas variedades metabásicas, sendo observado mais comumente nos tipos litológicos com textura subofítica, xistosos e miloníticos, em geral associados às fases félsicas. São mais raros nos xistos máficos e rochas bandadas. Possui

granulação fina a média, e exhibe cristais xenomórficos ou em aglomerados, ambos com moderada a alta extinção ondulante. Nos milonitos eles são geralmente finos, microcristalinos, xenomórficos e oclares com forte extinção ondulante, dispondo-se na direção da foliação milonítica.

4.4.1.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas

Nos domínios pouco modificados, as principais feições são as texturas ígneas inter-granulares, glomeroporfíricas e, mais localmente, granulares hipidiomórficas a xenomórficas reliquiares. O arranjo inter-granular é definido por grãos xenoblásticos de anfibólio, com dimensões entre 0,1 e 0,2 mm, que se misturam ou se acumulam entre os prismas ripiformes de plagioclásio, cujos comprimentos alcançam até 0,4 mm (Figura 24). A esse arranjo estão normalmente associados fenocristais subprismáticos de plagioclásio e de anfibólio, com tamanhos em torno de 0,6 mm, dispostos em agregados, conferindo à rocha uma textura glomeroporfírica. Por outro lado, frações de granulação médio-grossa, com cristais predominantemente xenomórficos, caracterizam textura granular local, tipificando rocha de aparência mais gabróica, em que estão presentes cristais subidioblásticos a idioblásticos de actinolita e xenoblásticos de plagioclásio com maclas polissintéticas bem desenvolvidas.

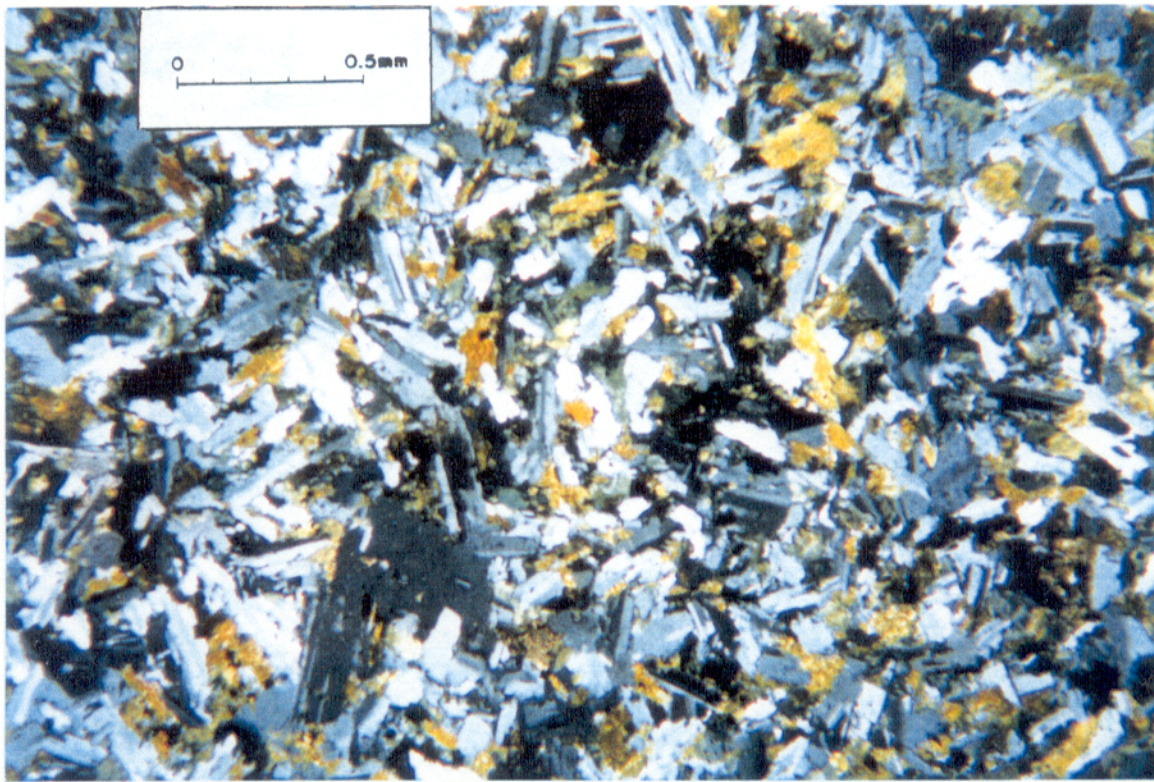


Figura 24 - Fotomicrografia mostrando a textura inter-granular preservada das rochas básicas pouco modificadas do Alvo Borrachudo (FBO-02/103, 13 m).

Nos domínios xistosos, cristais prismáticos de anfíbólio e placóides de mica mostram orientação preferencial, definindo a xistosidade das rochas, a qual, nas variedades com plagioclásio, é marcada, via de regra, pela alternância irregular de feições granolepidoblásticas, granonematoblásticas, levemente granoblásticas e mistas (Figuras 25 e 26). Os xistos máficos mostram faixas lepidoblásticas (Figura 27) alternadas com faixas nematoblásticas, que, às vezes, podem se interdigitar. O pacote, como um todo, é caracterizado pela alternância de faixas ricas em plagioclásio e minerais ferro-magnesianos (dominantes) com faixas menos frequentes e pouco espessas formadas pelos xistos máficos. Fica definido, assim, um microbandamento composicional que não é observado mesoscopicamente.

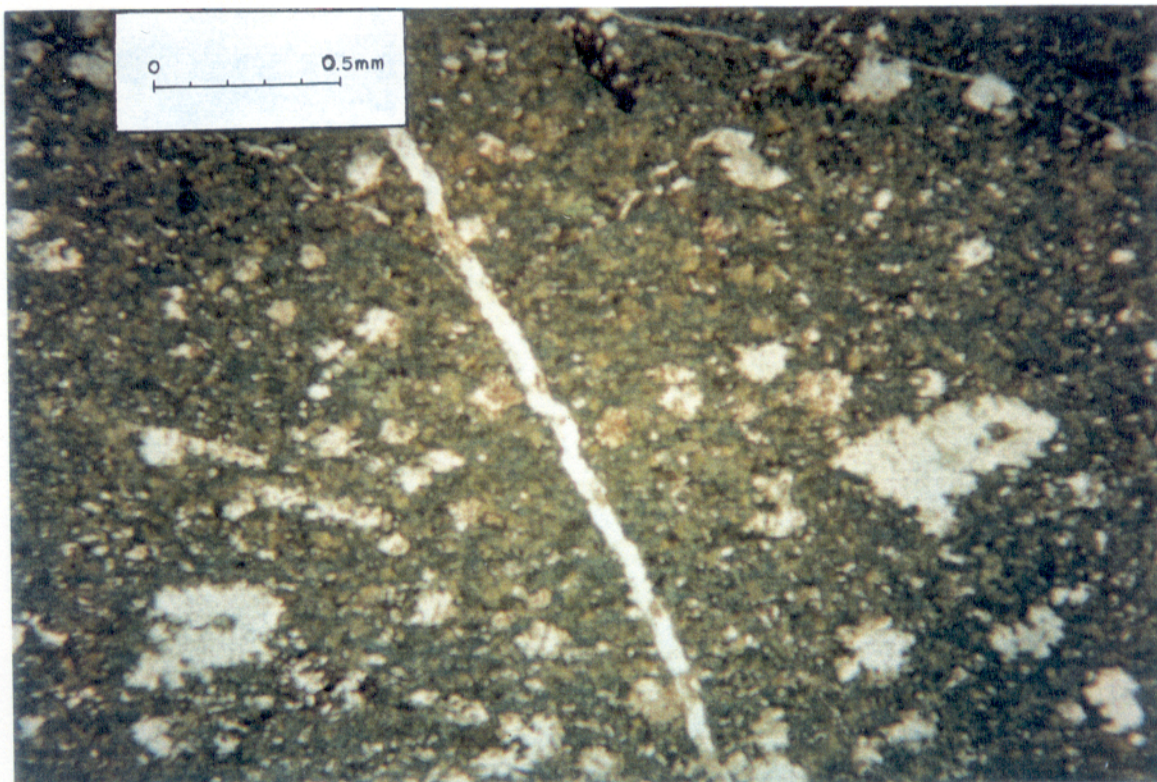


Figura 25 - Fotomicrografia ressaltando textura granonematoblástica dos plagioclásio-anfibólio xistos. As porções esbranquiçadas ressaltam os cristais xenoblásticos de albita sendo a estrutura venular também preenchida por este feldspato (FBO-02/81, 20 m).

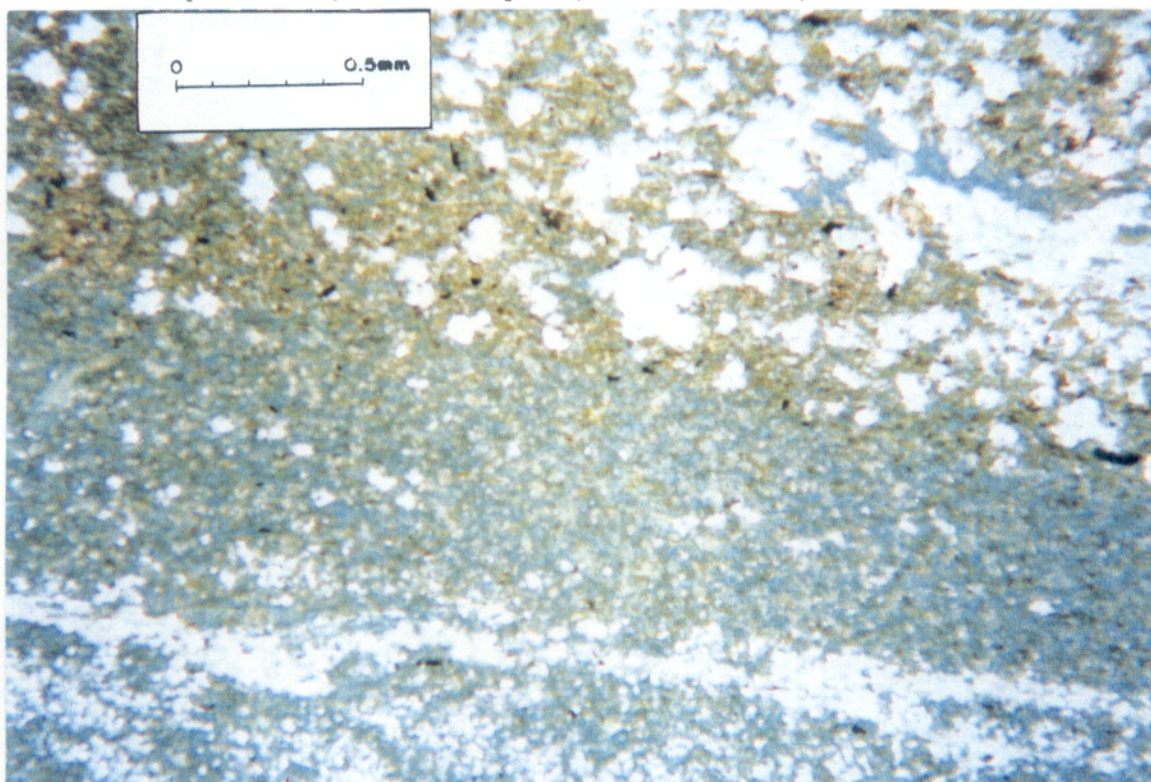


Figura 26 - Fotomicrografia mostrando a alternância de faixas granolepidoblásticas e granonematoblásticas em rochas básicas xistosas com plagioclásio (FBO-01/107, 10 m).

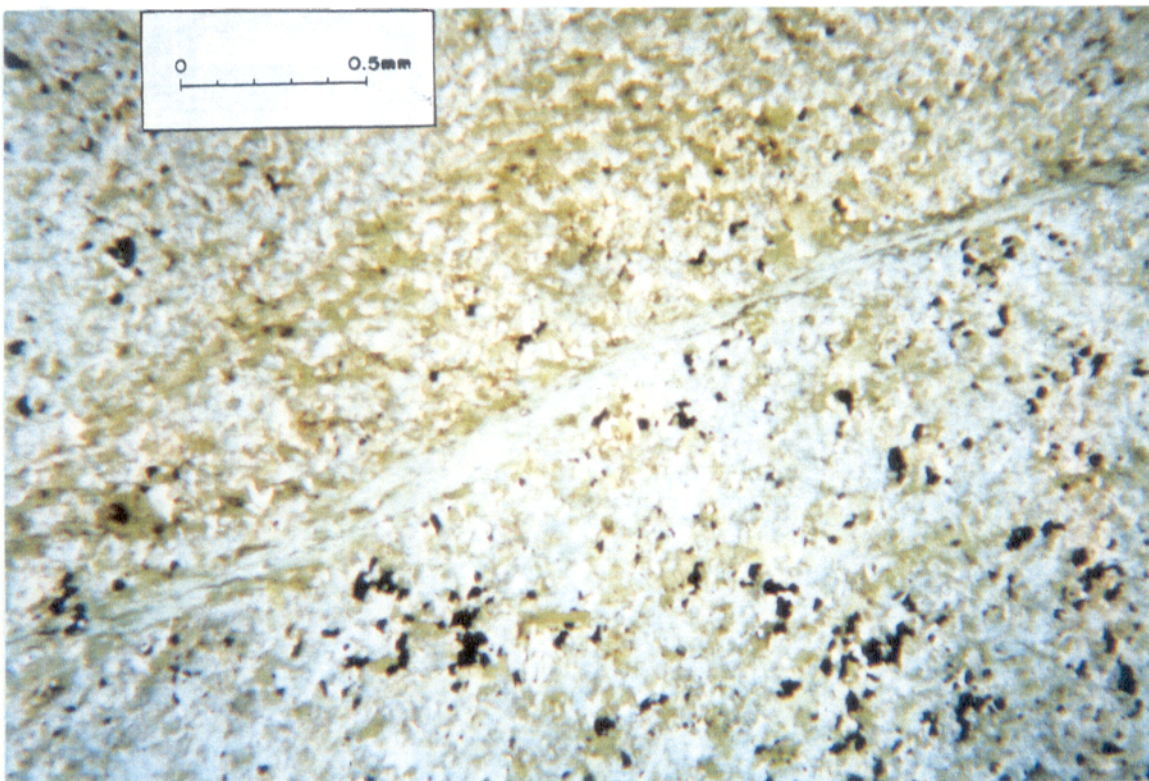


Figura 27 - Fotomicrografia mostrando feição lepidoblástica em xistos máficos. Observar finos cristais de magnetita disseminados. A vênula presente é de clorita (FBO-02/70,55 m).

A trama protomilonítica é representada por faixas constituídas essencialmente de cristais de biotita (pouca actinolita e clorita) que se alternam com faixas formadas por agregados de quartzo, plagioclásio e ocasionalmente por apatita, desenhando a foliação milonítica. Os agregados são constituídos por grãos microcristalinos, ocelos, e grandes cristais com bordas recrystalizadas, todos com impregnação de carbonato. Bastante expressivos, os milonitos formam grandes massas, de granulação muito fina, constituídas por biotita, actinolita e pouca clorita, envolvendo ocelos de quartzo, plagioclásio e magnetita que são soldadas por finíssimos fluxos miloníticos com óxido de ferro e carbonato (Figura 28). Com a intensificação dos processos deformacionais, também foram desenvolvidos acunhamentos de faixas amendoadas formadas por concentrações biotíticas (Figura 29), ramificações anastomosadas, sigmóides constituídos por finíssimos agregados de biotita e

magnetita, além de ocelos deste óxido de ferro. Destacam-se, ainda, micro-ondulações desenhadas por concentrações placóides, desenvolvimento de raros *kink bands*, *ribbon-quartz*, *mica-fish*, ocelos rotacionados, deslocamento de cristais, além do rompimento de alguns veios e vênulas presentes.

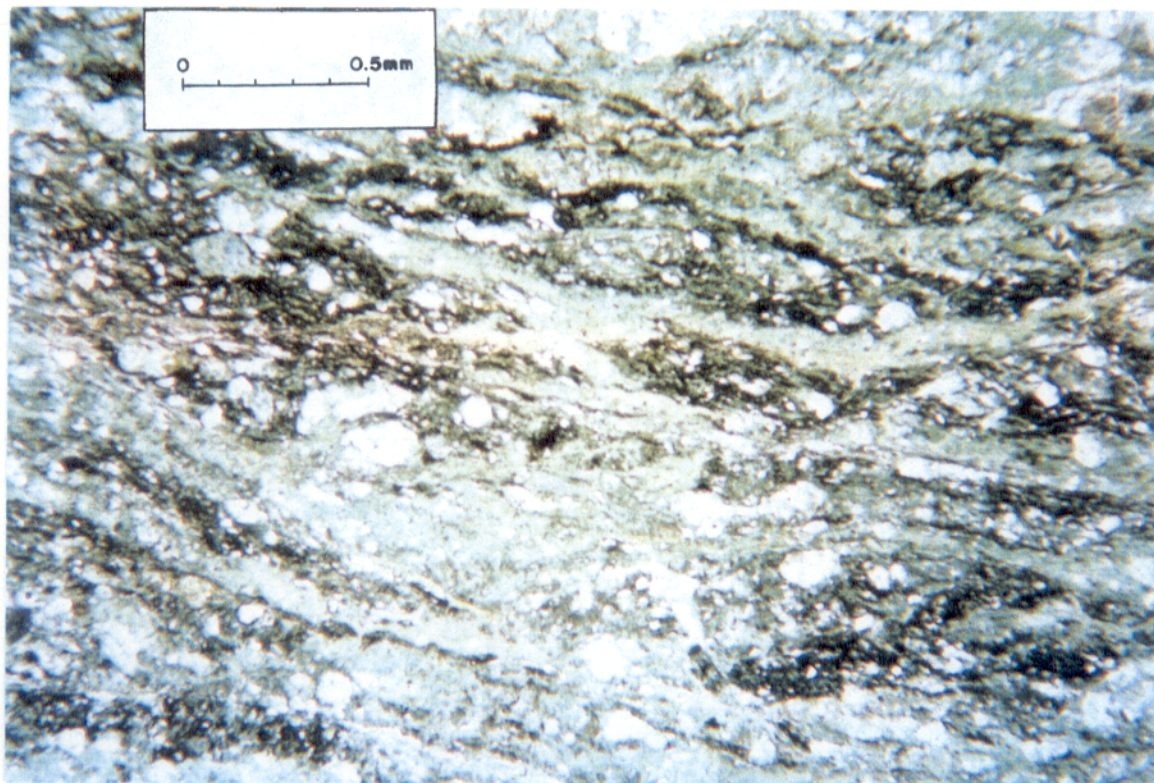


Figura 28 - Fotomicrografia da feição milonítica das rochas básicas tectonicamente bandadas (FBO-04/53,83 m).

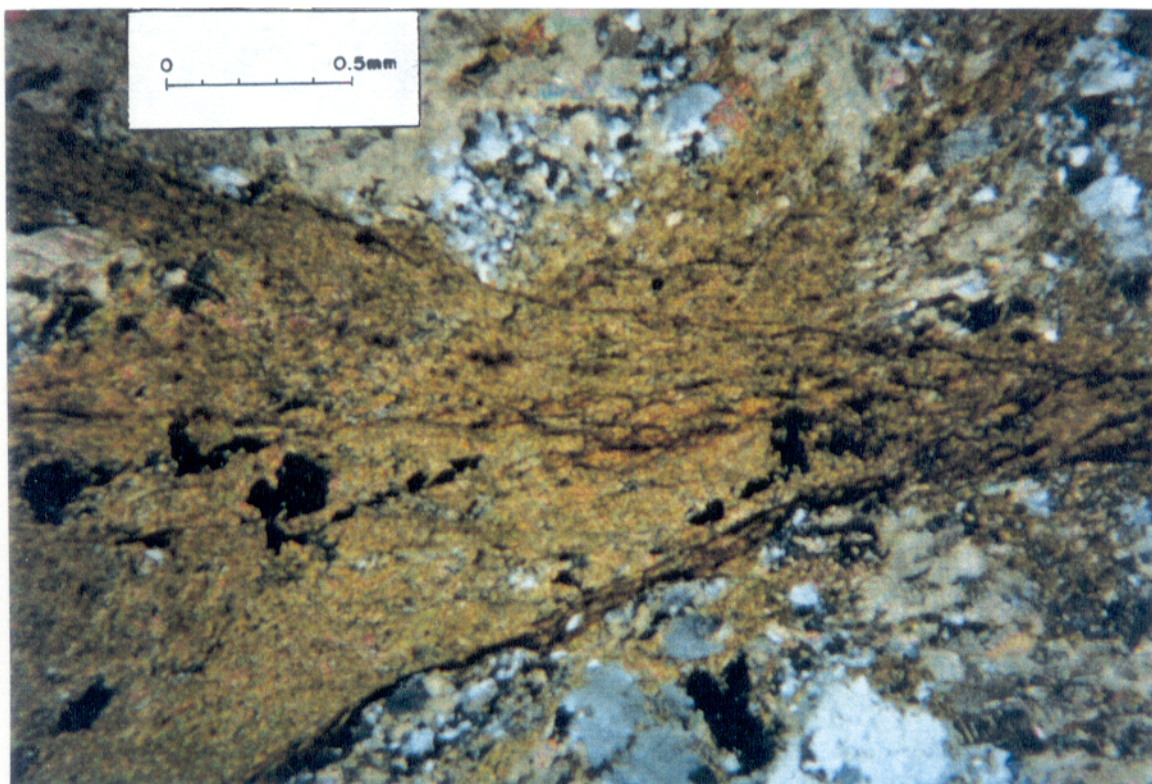


Figura 29 - Fotomicrografia exibindo acunhamentos de faixas biotíticas na rocha básica milonítica (FBO-04/160,20 m).

Por fim, distingue-se o bandamento tectônico, que é definido pela alternância de bandas constituídas principalmente por finas palhetas de biotita xenoblástica e bandas essencialmente formadas por pequenos cristais prismáticos de tremolita. Às primeiras juntam-se pequenas quantidades de cristais subdioblásticos de quartzo e plagioclásio. Às outras associam-se minerais félsicos e raros cristais de biotita e de actinolita (Figura 30). Destacam-se ainda cristais de turmalina disseminados. O contato entre elas é bem definido, marcado pelo desenvolvimento de ondulação nas bordas que geram uma foliação milonítica muito fina desenhada pela orientação de cristais de biotita. Essa relação textural revela uma baixa relação angular entre S_1 (xistosidade) e C (cisalhamento), indicando uma alta taxa de deformação das rochas tectonicamente bandadas e, em decorrência, total obliteração das estruturas ígneas primárias. O comportamento dúctil da

magnetita testemunha a intensidade da deformação, uma vez que este óxido necessita de forte esforço tensional para ser deformado (FIGUEIREDO, 1995).

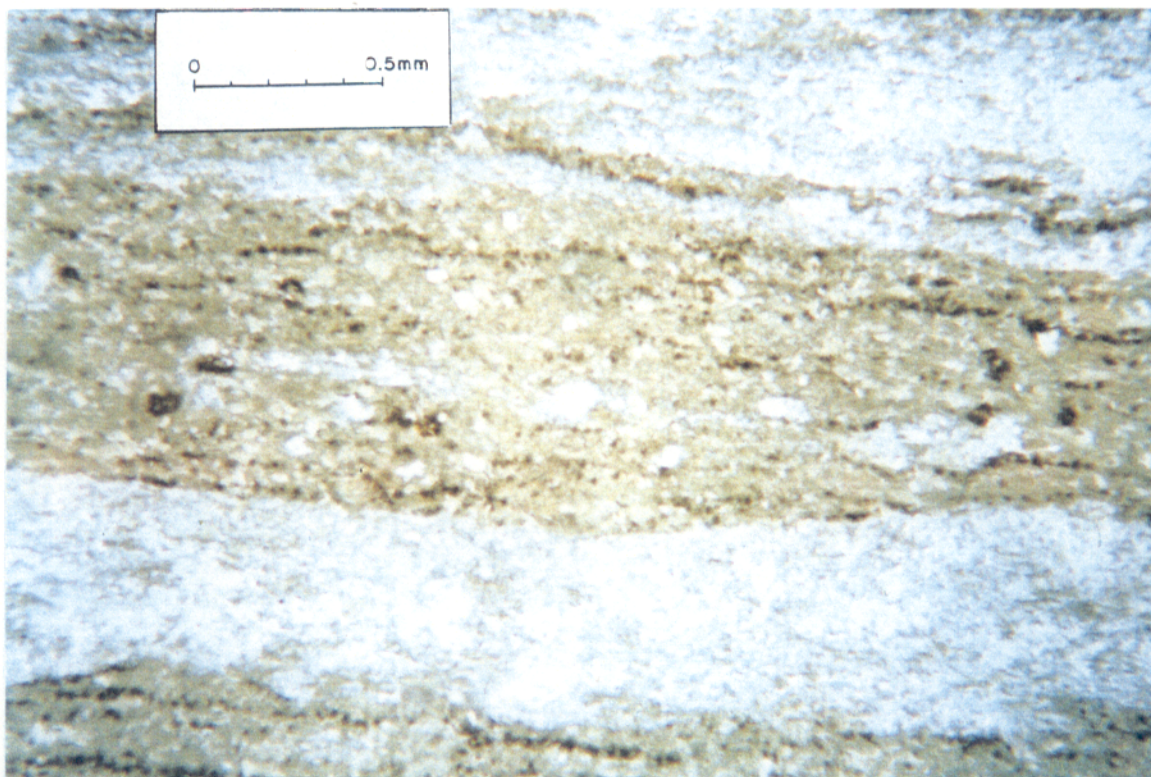


Figura 30 - Fotomicrografia do bandamento tectônico das rochas básicas muito deformadas. As bandas de cor marrom e verde claro representam, respectivamente, concentrações de biotita e de tremolita. Atentar para as concentrações de cores marrom escuro que representam núcleos da biotita metamórfica (FBO-03/62,65 m).

4.4.2 - Magnetititos

Os leitos de magnetitito do Alvo Borrachudo são formados essencialmente por magnetita com quantidades variáveis de apatita, titanita, sulfetos, actinolita, biotita e clorita. Como fases hidrotermais observam-se grãos ocasionais de calcita, quartzo, albita e mais raramente de

turmalina. Texturalmente a rocha apresenta feição granular maciça (predominante), mas pode estar levemente laminada. As variedades maciças são formadas por concentrações de magnetita ocupando praticamente todo o volume da rocha (Figura 31), às quais se associam, algumas vezes, bandas de sulfetos primários em que a magnetita figura com proporções inferiores a 50%. Nas variedades laminadas a composição modal média revela 63,5% de magnetita, 22% de apatita, 4% de titanita e 10,5% de actinolita, clorita e biotita, permitindo denominá-los de **apatita-magnetititos**. Um aspecto notável é o contato brusco entre esses leitos e faixas nematoblásticas de actinolita xistos (Figura 32), refletido mesoscopicamente como já descrito.

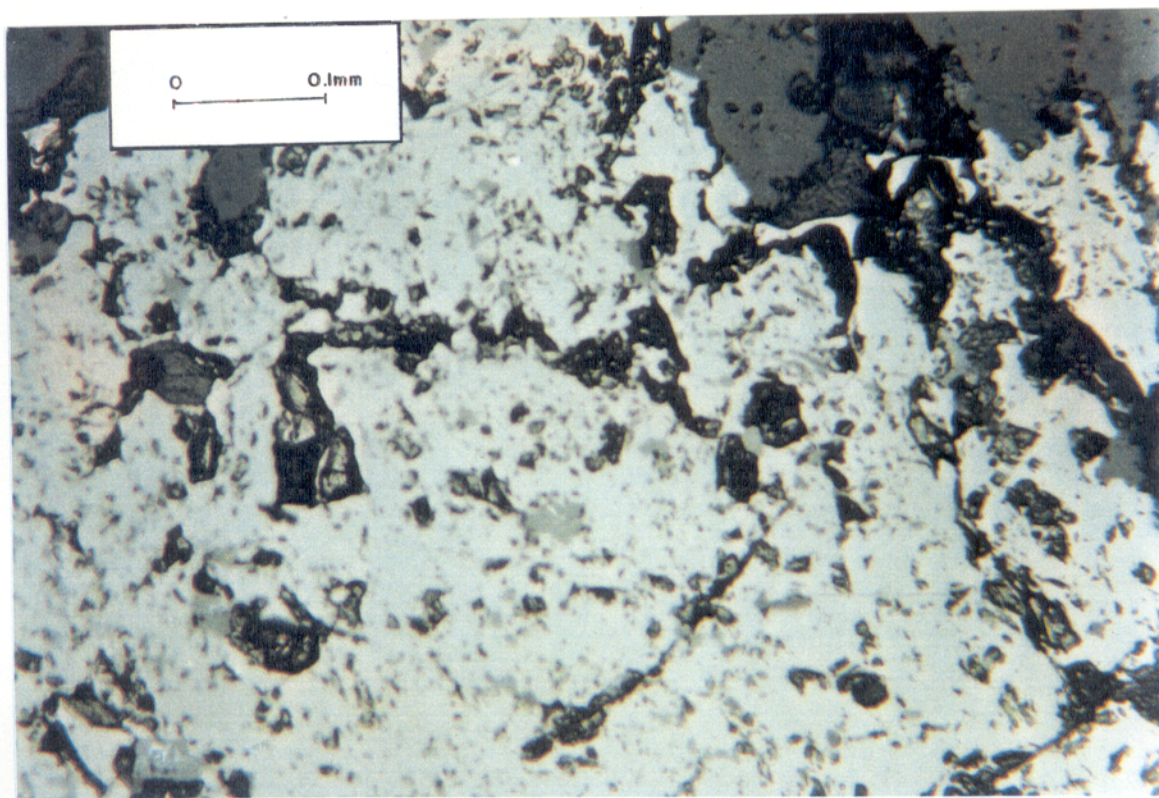


Figura 31 - Fotomicrografia mostrando o aspecto maciço dos magnetititos do Alvo Borrachudo (FBO-05/155,53 m - Luz Refletida).

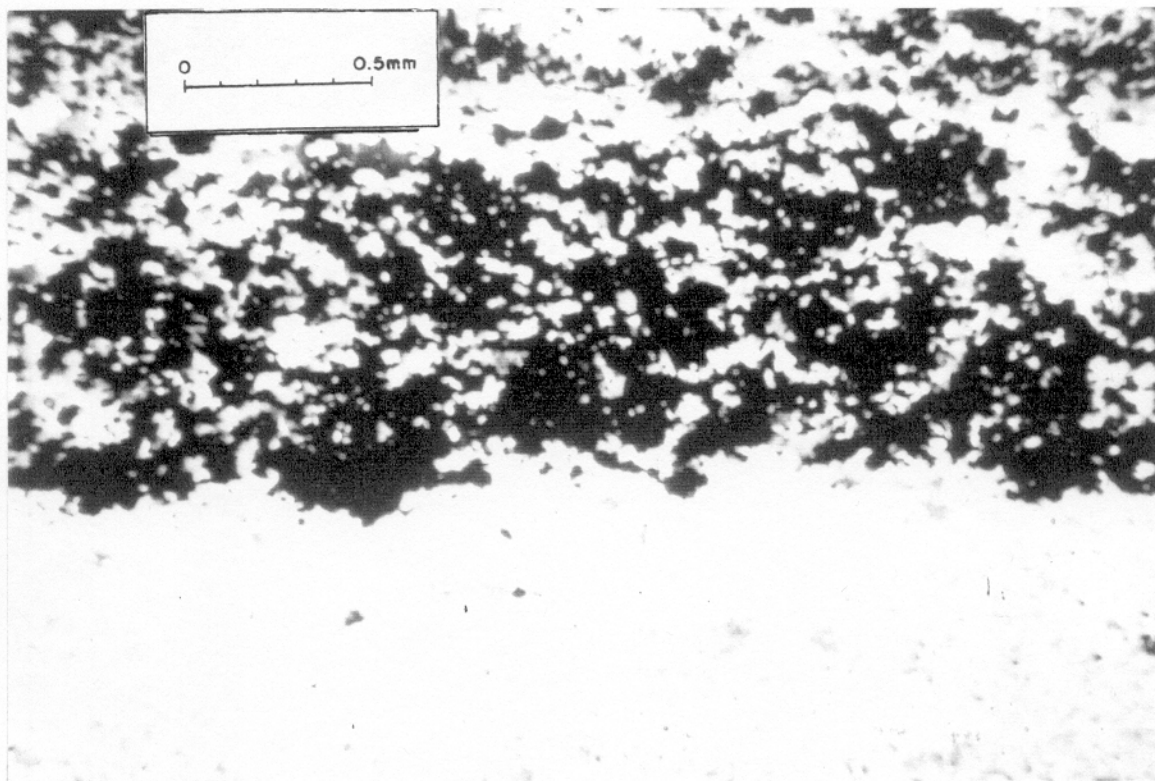


Figura 32 - Fotomicrografia ressaltando o contato brusco entre leitos de apatita-magnetitos e faixas nematoblásticas da rocha básica (FBO-01/130,50 m).

4.4.2.1 - Composição mineralógica

A **magnetita** ocorre, nos tipos maciços, formando grandes concentrações, enquanto, nos tipos laminados, encontra-se em cristais xenomórficos disseminados ou em agregados de contatos ondulados dispostos segundo uma direção preferencial. Normalmente, ambos os tipos exibem superfície límpida, mas, às vezes, os processos de alteração hidrotermal transformaram parcialmente suas bordas para ilmenita e/ou hematita (processo de martitização). Em outras ocasiões, ocorrem exsoluções de ilmenita em seu interior, que são substituídas por hematita.

Os cristais de **apatita** não são constituintes principais nos tipos maciços, mas, quando presentes, ocorrem em cristais xenomórficos isolados. Nas variedades laminadas formam

agregados xenomórficos ou pequenas lentes de cristais mais desenvolvidos acompanhando os planos de estratificação (Figura 33).

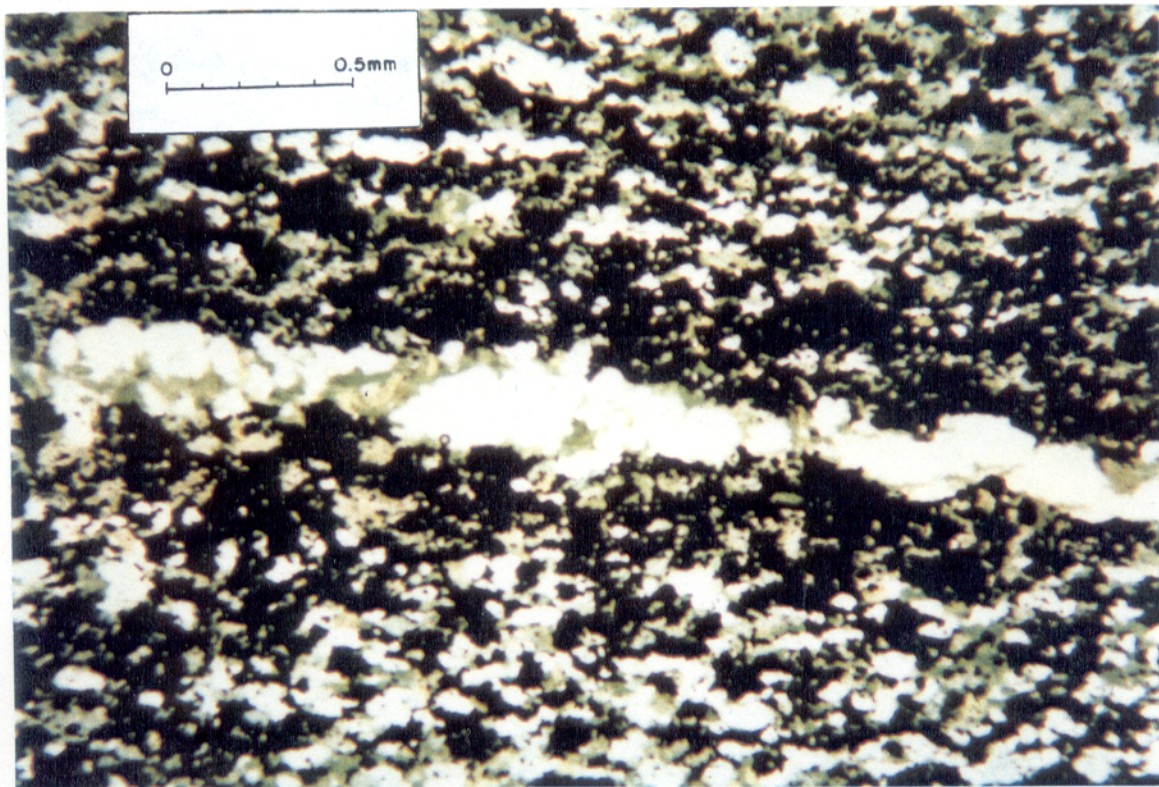


Figura 33 - Fotomicrografia mostrando leitos de apatita dispostos paralelamente à direção preferencial dos apatita-magnetitos levemente laminados (FBO-01/30,58 m).

A **titanita** ocorre na forma de cristais subidiomórficos entremeados a grãos de magnetita.

Cristais prismáticos de **actinolita** são eventualmente observados nos tipos maciços, enquanto nos tipos laminados, além de mais frequentes, associam-se a lamelas xenomórficas de **clorita** e mais raramente **biotita** visivelmente orientadas.

4.4.2.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas

O aspecto mais marcante dos magnetitos é o contraste entre as variedades maciças e laminadas. Elas se distinguem pela formação, nas últimas, de planos de laminação marcados pela segregação, em escala milimétrica, de leitos ricos em magnetita e leitos ricos em apatita formando níveis paralelos (Figura 33). Essa feição é interpretada como uma laminação primária de acamamento ígneo, relacionada ao processo de cristalização fracionada. Em ambos houve precipitação simultânea de fases silicáticas, sendo mais comum clorita associada aos leitos ricos em apatita, e actinolita, titanita e biotita aos leitos ricos em magnetita.

Texturas metamórficas são também evidentes em cristais de magnetita e de sulfetos, indicando que eles foram submetidos a condições da fácies xisto verde a anfibolito baixo juntamente com as rochas básicas com as quais se interestratificam. Essas feições texturais serão descritas adiante, no item referente às mineralizações.

Os magnetitos são também cortados por veios/vênulas, embora neles o grau de fraturamento tenha sido menos intenso. As estruturas venulares mais comuns são aquelas formadas por minerais compatíveis com a fácies xisto verde, de afinidade propilitica.

4.4.3 - Rochas graníticas

As rochas graníticas dos setores norte e sul do Alvo Borrachudo são muito semelhantes do ponto de vista mineralógico e textural, sendo diferenciadas, principalmente, pela intensidade dos processos deformacionais que foi muito maior no setor sul. Trata-se de rochas de composição sieno-granítica, que ocorrem, nos perfis estudados, como apófises alojadas nas rochas metabásicas pós-metamorfismo regional, mas anteriormente à instalação da zona de cisalhamento NW-SE.

4.4.3.1 - Composição Mineralógica

Os minerais magmáticos estão representados, em ordem decrescente, por microclina, plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, por biotita. Como fases acessórias primárias figuram titanita, magnetita e apatita, enquanto calcita, argilo-minerais, turmalina e sericita dão conta da associação hidrotermal secundária que será tratada no capítulo sobre a alteração hidrotermal.

Os cristais de **microclina** são xenomórficos, de contornos irregulares e corroídos, mostrando alteração para argilo-minerais. O típico maclamento xadrez está bem desenvolvido nas rochas da porção norte, mas é pouco visível naquelas da porção sul, o que torna difícil distingui-los dos grãos de plagioclásio.

Os cristais de **plagioclásio** mostram formas subdiomórficas a xenomórficas, com maclamento polissintético segundo as leis da albita e albita-periclínio, contornos lobulados a retilíneos, bem como desenvolvem grãos maiores com forte extinção ondulante. Nas rochas da porção norte, revelam composição na faixa do oligoclásio (An_{18}) e, nas da porção sul, a composição situa-se na faixa da albita-oligoclásio (An_6 - $An_{16,5}$), distinguindo-se cristais apresentando maclas polissintéticas recristalizadas e contorcidas. Independentemente da distribuição espacial, o plagioclásio acha-se substituído por calcita e argilo-minerais.

Os cristais de **quartzo**, nas rochas da porção norte, apresentam contatos reentrantes com as outras fases félsicas, forma xenomórfica, extinção ondulante moderada, superfície limpa, contornos irregulares ou também, como inclusões xenomórficas nos cristais de microclina e plagioclásio. Na porção sul, estão presentes, em grandes quantidades, como cristais xenomórficos e fenocristais com recristalização de sub-grãos em suas bordas, ambos com forte extinção ondulante. Os contornos e contatos são corroídos, evidenciando uma textura serrilhada que marca a intensidade da deformação dútil à qual a rocha foi submetida.

A **biotita** possui pleocroísmo forte nas cores marrom avermelhado e vermelho amarelado e ocorre em pequena quantidade como finas lamelas xenomórficas dispersas aleatoriamente pela rocha. Na porção norte são observadas, localmente, concentrações de biotita associada à titanita, que chegam a circundar fenocristais de plagioclásio e quartzo. Essa mica ocorre como lamelas subidiomórficas a xenomórficas, às vezes com hábitos fibroso e radial.

Os cristais de **apatita**, **titanita** e **magnetita** são observados em pequenas quantidades. A apatita ocorre em inclusões aciculares nos cristais de plagioclásio e quartzo. A titanita tem distribuição aleatória com grãos xenomórficos e subidiomórficos mais desenvolvidos, os últimos associados às concentrações de biotita. Nas rochas da porção sul este mineral não foi observado. A magnetita pode ser vista como finos cristais subidiomórficos disseminados na rocha.

4.4.3.2 - Feições Texturais e Estruturais Microscópicas

Texturalmente as rochas graníticas da porção norte apresentam aspecto granular xenomórfico, fraca deformação e granulação fina a média, destacando-se porções mais grossas constituídas por fenocristais de quartzo e plagioclásio. Já nas rochas ao sul, exibem arranjo microgranular xenomórfico (Figura 34) e deformação mais expressiva caracterizada por: cristais porfiróides com forte extinção ondulante tanto do quartzo como do feldspato, recristalização de subgrãos, contatos serrilhados entre os cristais félsicos e contorção das maclas polissintéticas do plagioclásio. Fraturas, microvênulas e veios são as feições estruturais mais comuns.

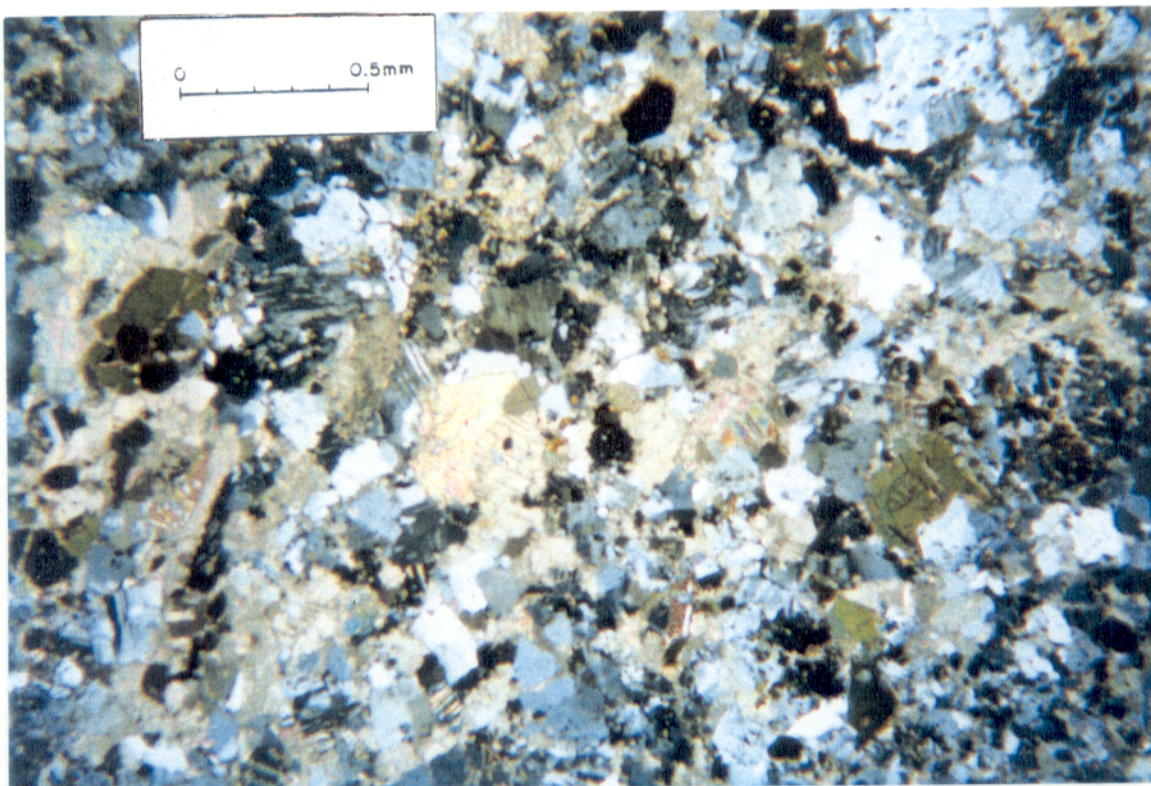


Figura 34 - Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da textura microgranular xenomórfica nas rochas graníticas da porção sul da área. Os cristais esverdeados são de turmalina (FBO-03/130,05 m).

4.5 - ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Em pelo menos dois momentos distintos as rochas do Alvo Borrachudo foram afetadas por processos hidrotermais. Inicialmente, a circulação de fluidos aquosos esteve relacionada ao alojamento e subsequente resfriamento dos corpos graníticos. Mais tarde, a zona de cisalhamento de direção NW-SE, como zona natural de escape, canalizou fluidos sob compressão, vindo também a provocar alteração hidrotermal. A distribuição espacial das associações de alteração resultantes é heterogênea, encontrando-se, a curtas distâncias, domínios com diferentes graus de

alteração, o que pode indicar, do ponto de vista hidrodinâmico, variação da porosidade (densidade de microfraturas) e de permeabilidade (interconexão de fraturas mais contínuas).

De um modo geral, pode-se dizer que o sistema hidrotermal, decorrente do plutonismo granítico, foi responsável pela formação secundária de feldspato potássico, sericita e turmalina. Já aquele associado à zona de cisalhamento produziu biotita, calcita, epidoto, clorita, argilo-minerais, titanita, actinolita, apatita, escapolita e sulfetos. Dados sobre o quartzo, albita, magnetita e hematita dão margem à ambiguidade e é bem possível que esses minerais tenham se precipitado como produtos hidrotermais de ambos aqueles sistemas.

As observações meso e microscópicas permitiram o reconhecimento de dois modos da alteração, um ligado à substituição de minerais e outro ao preenchimento de espaços vazios dando origem a veios/vênulas e a bolsões.

4.5.1 - Feições de Substituição

Nas rochas metabásicas o fenômeno de substituição é bem mais evidente nas porções totalmente modificadas pelos processos hidrotermais, sendo caracterizados pela potassificação, carbonatação, epidotização, argilização e pelo aumento relativo das quantidades de quartzo. Nos magnetitos verifica-se, com pouca frequência, carbonatação e mais raramente silicificação. Já nas rochas graníticas observa-se carbonatação. Desta forma, do ponto de vista quantitativo, descrevem-se os seguintes processos:

POTASSIFICAÇÃO

Este processo é caracterizado pela precipitação de duas fases minerais distintas que são representadas pelo K-feldspato e pela biotita. A primeira é comum em toda a área sem mostrar,

contudo, variação significativa com a profundidade, manifestando-se como impregnações avermelhadas e principalmente como cimento nas brechas tectônicas. A segunda concentra-se amplamente nas rochas tectonicamente bandadas ressaltando as estruturas deformacionais impressas nas mesmas.

Ao microscópio, nas rochas metabásicas totalmente modificadas, o K-feldspato, do tipo microclina, ocorre substituindo cristais de plagioclásio. Seus grãos são xenomórficos, de contornos e contatos irregulares, levemente alterados para argilo-minerais, com maclamento xadrez pouco visível. Quando presentes nas brechas tectônicas, exibem granulação muito fina.

A biotita, como uma das fases hidrotermais mais importantes, é observada, principalmente, nas rochas foliadas ou tectonicamente bandadas. Ela forma faixas lamelares, de granulação muito finas, subdioblásticas a xenoblásticas que ressaltam a foliação milonítica e o bandamento tectônico dessas rochas. Nelas são observadas pequenas concentrações (núcleos) da biotita metamórfica comprovando a existência das duas gerações deste mineral (Figura 30). Esta biotita é interpretada como resultante da forte alteração potássica, associada à instalação da zona de cisalhamento, que proporcionou a desestabilização e recristalização da biotita metamórfica pré-existente que ainda está preservada, como já mencionado, na forma de núcleos reliquiais.

SILICIFICAÇÃO

Nas rochas básicas a silicificação é pouco visível mesoscopicamente, porém, a menores profundidades, observa-se a formação de agregados recristalizados e, como nas rochas tectonicamente bandadas, também ocelos de quartzo.

Microscopicamente, percebe-se que este tipo de alteração é bem comum, principalmente nas rochas fortemente modificadas. Os grãos de quartzo são xenomórficos, finos a médios, com

forte extinção ondulante e ocorrem como impregnações difusamente distribuídas pela rocha. Em alguns casos a intensidade desse processo é tal que se torna difícil a caracterização das amostras como originalmente básicas (Figura 35).

Raramente observa-se entrada de quartzo nos magnetititos, mas, quando presente, ele ocorre em cristais xenomórficos isolados e entremeados com os grãos de magnetita e apatita.

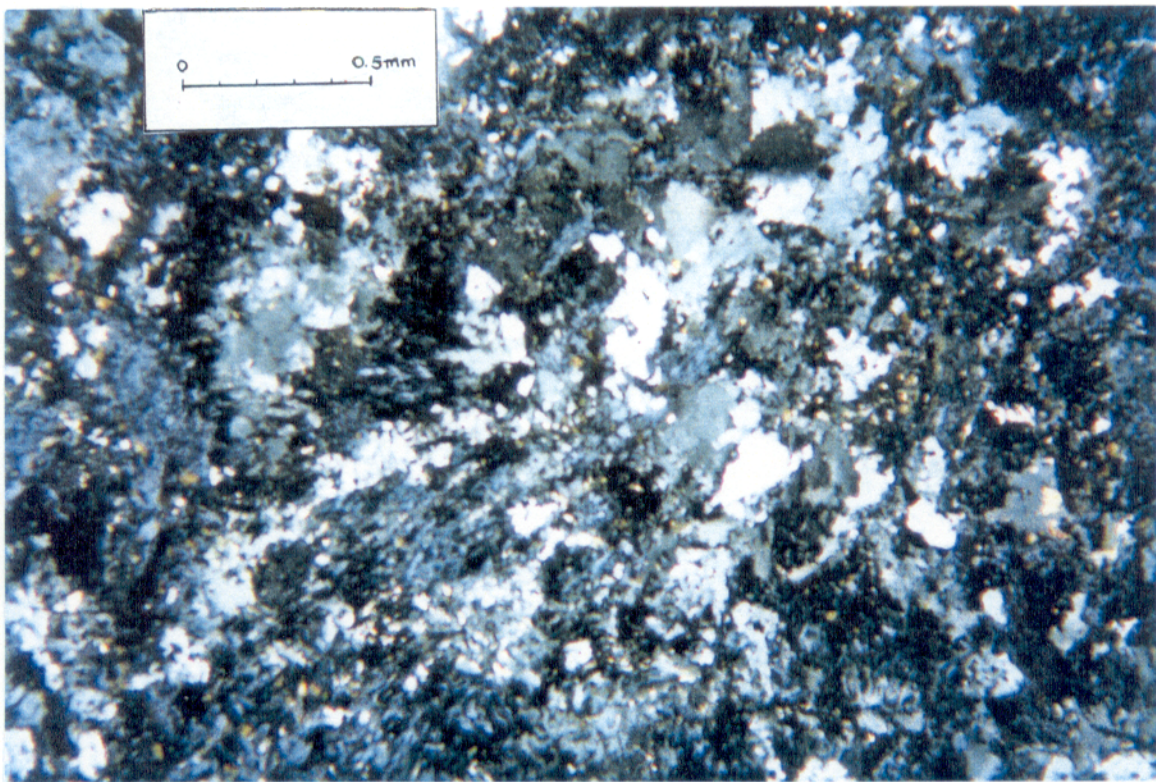


Figura 35 - Fotomicrografia mostrando rochas metabásicas fortemente afetadas pelos processos de silicificação (FBO-01/198,24 m).

CARBONATAÇÃO

A carbonatação é um dos mais notáveis tipos de alteração presentes nas rochas metabásicas. Nos perfis da porção norte, observa-se um aumento das proporções de calcita em direção às maiores profundidades, sobretudo a partir de 180 metros. Na porção sul, a calcita tem distribuição mais uniforme, sendo amplamente encontrada ao longo de todo o perfil. Nos magnetitos ela é pouco expressiva e nas apófises graníticas é mais freqüente naquelas da porção sul. Esse carbonato ocorre na forma de impregnações nas rochas, com coloração esbranquiçada (porção norte) a amarelada (porção sul).

Ao microscópio, a calcita pode ser observada em cristais isolados (produto da saussuritização do plagioclásio), que impregnam tanto as variedades básicas totalmente modificadas como também aquelas com textura protomilonítica a milonítica, nestas últimas, em particular, as faixas félsicas compostas por quartzo+plagioclásio.

Nos magnetitos a calcita ocorre como pontuações em cristais de magnetita e apatita. Nas rochas graníticas está presente tanto na porção norte como na sul, porém predominam nestas últimas, chegando a compor cerca de 15-20% do volume da rocha.

EPIDOTIZAÇÃO

Mesoscopicamente a epidotização é raramente observada nas rochas metabásicas da porção sul. Já no setor norte, ela se manifesta a partir de 180 m, sendo que no furo FBO-02 este processo já é observado desde 53 m de profundidade, mesmo não tendo muita freqüência. Ocorre na forma de impregnações, destacando-se entre 45-50 m (FBO-05) a ocorrência do epidoto sob a forma de desenhos amebóides de até 3 cm de diâmetro.

Sob o microscópio, o epidoto é verificado principalmente nos plagioclásio xistos bastante modificados, como resultado da saussuritização do plagioclásio ou da formação de pseudomorfos de actinolita. Nos cristais saussuritizados, além do epidoto, ainda ocorrem clorita (Figura 36), sericita e carbonato. Essa transformação manifesta-se de forma generalizada, obliterando tanto as texturas primárias como metamórficas dessas rochas. Na forma de pseudomorfos, observam-se cristais tabulares de epidoto bem desenvolvidos ou mesmo agregados hipidiomórficos a xenomórficos preservando ainda restos de anfibólio em seus núcleos. Trata-se, pelas características ópticas, da variedade pistacita.

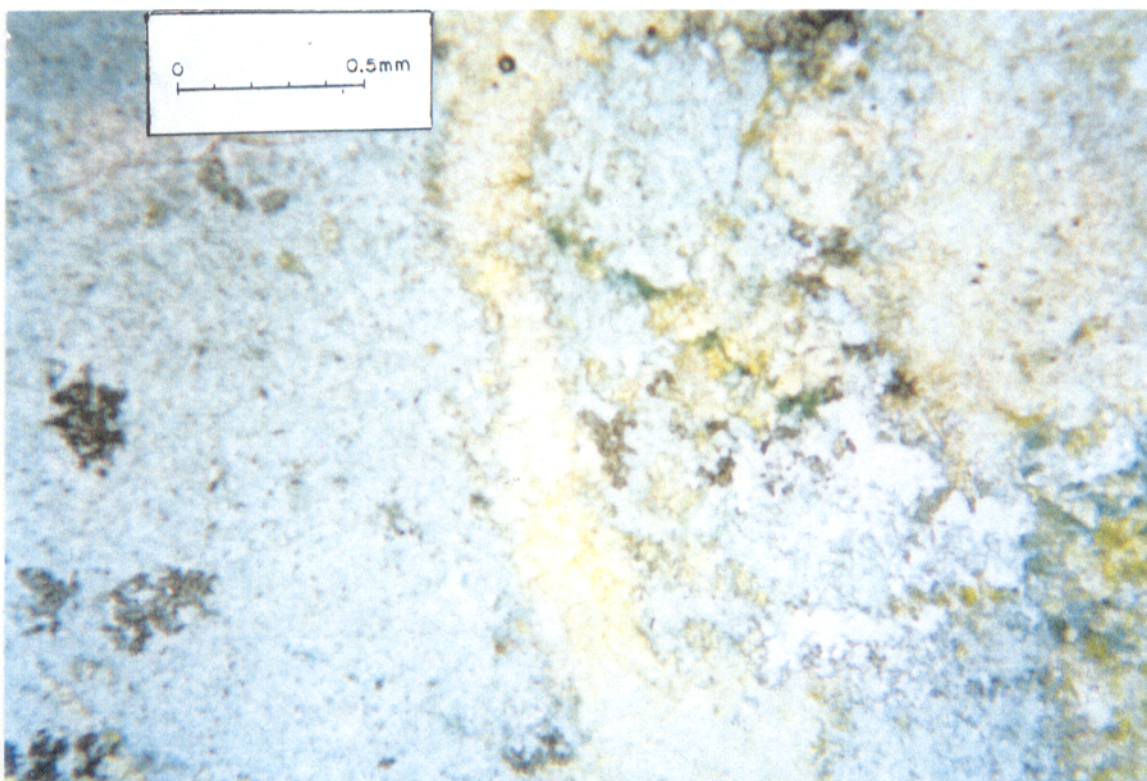


Figura 36 - Fotomicrografia ressaltando a cloritização e a epidotização nas rochas básicas com alteração hidrotermal (FBO-03/203, 80 m).

ARGILIZAÇÃO

As observações mesoscópicas não revelaram grande participação deste processo nas rochas metabásicas. No entanto, ao microscópio os cristais de feldspato aparecem turvos devido à intensa argilização (Figura 37). Essas características são comuns nas variedades totalmente modificadas pela ação hidrotermal, sendo verificada com maior frequência nas rochas da porção norte e principalmente nas brechas tectônicas. Apesar da intensa transformação, os cristais de plagioclásio guardam as formas subidiomórficas a xenomórficas, muitas vezes subprismáticas, de contatos retos e ondulados. Difrátogramas de raio-X não foram realizados, impossibilitando a identificação do tipo de argilo-mineral.

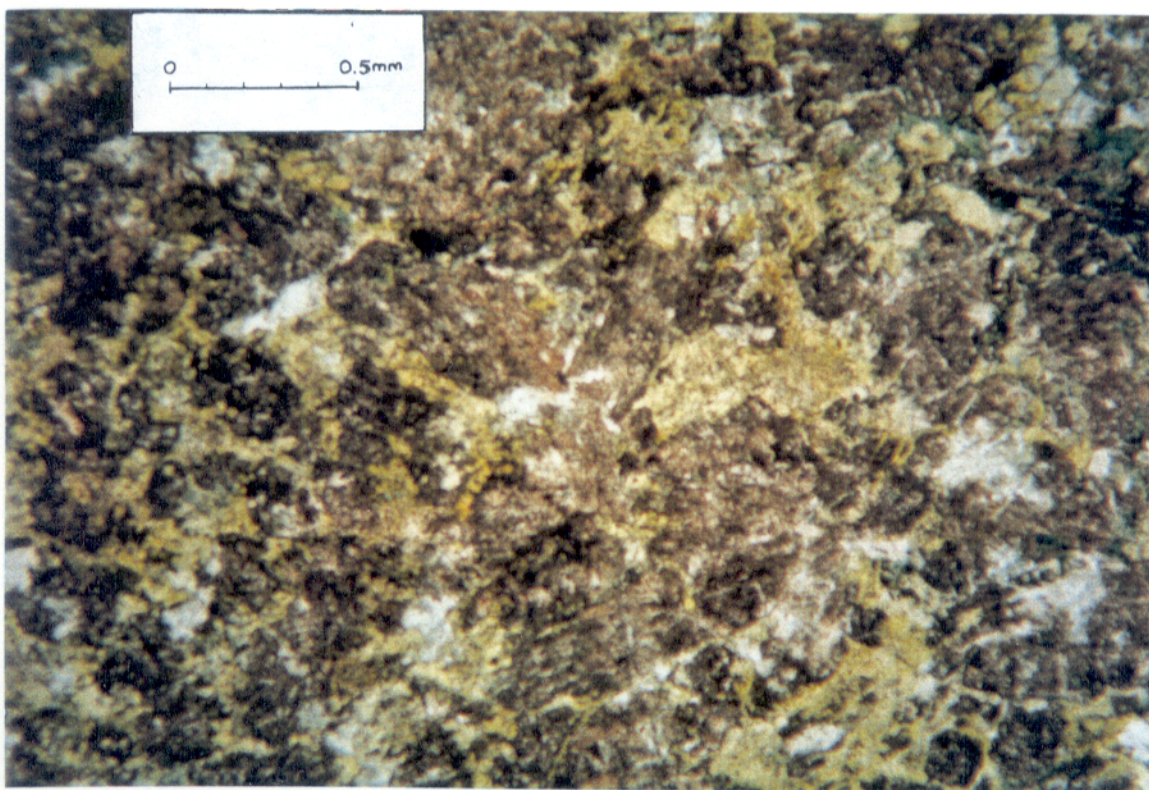


Figura 37 - Fotomicrografia mostrando evidências de intenso processo de argilização e epidotização (em amarelo) em cristais de feldspato das rochas básicas fortemente alteradas (FBO-06/57,90 m).

Completando a paragênese hidrotermal do Alvo Borrachudo são comuns as inclusões aciculares de actinolita disseminadas nos cristais de plagioclásio e quartzo nas rochas graníticas e básicas. Destacam-se cristais de turmalina associados a todos os tipos litológicos definidos na área. Apresentam-se nas cores verde escuro ao vermelho e vermelho claro ao vermelho esverdeado como cristais subprismáticos e xenomórficos de forma disseminada ou em agregados. Nas apófises graníticas, principalmente nas da porção sul, eles apresentam-se em maiores quantidades modais formando, muitas vezes, agregados microcristalinos ou mostrando cristais subangulosos zonados com núcleos de coloração avermelhada e as bordas esverdeadas. Com relação a sua origem, supõe-se que eles façam parte do estágio metassomático pneumatolítico relacionado aos corpos graníticos alojados às proximidades da área Borrachudo. Além da actinolita e da turmalina registra-se a presença de escapolita nos plagioclásio xistos substituindo amplamente a albita. Ela forma cristais xenomórficos, às vezes em agregados, que são facilmente confundidos com quartzo pela límpidez de sua superfície. Trata-se, pelas características ópticas observadas, provavelmente da variedade rica em sódio (mariolita).

As brechas tectônicas são caracterizadas por fragmentos angulosos de rocha básica, pouco modificados pelos processos metassomáticos e constituídos predominantemente por hornblenda e actinolita, com raros grãos de magnetita, quartzo, plagioclásio, apatita e titanita. Esses fragmentos estão contidos em uma matriz essencialmente constituída de microclina e quartzo hidrotermais que, por sua vez, estão substituídos por argilo-minerais, epidoto e calcita. No caso das brechas presentes nos magnetitos, os fragmentos são também cimentados por produtos hidrotermais juntos a concentrações de cristais de magnetita e apatita bastante fraturados.

4.5.2 - Feições de Preenchimento

As observações mesoscópicas permitiram reconhecer veios/vênulas e bolsões que mostram conteúdo mineral com número variável de minerais, levando a identificar estruturas monofásicas e polifásicas. Essas estruturas são encontradas em ambas as porções norte e sul da área, embora o grau de fraturamento e de formação de veios/vênulas tenha sido maior na primeira. Dependendo da natureza da rocha, as associações minerais são bem distintas, embora algumas delas possam estar presentes tanto nas rochas graníticas como nas básicas.

As estruturas planares têm espessura milimétrica (vênulas) a centimétrica (veios), as mais desenvolvidas não ultrapassando, entretanto, 2,5 cm. O traçado é retilíneo a irregular, enquanto a disposição espacial é multidirecional, chegando a formar venulações anastomosadas ou mesmo enxames que cortam aleatoriamente as rochas. Não foram observados halos de alteração ao longo dessas estruturas, sugerindo baixa reatividade entre os fluidos e as rochas estudadas. De modo geral, pode-se considerar que os contatos dessas feições com as rochas encaixantes são, via de regra bruscos, porém, nas vizinhanças de alguns veios de quartzo com sulfetos identificados nos magnetitos, observa-se a presença de um certo zoneamento formado, no sentido da rocha para o veio, por grãos de quartzo recristalizados seguidos de grandes cristais de apatita idiomórfica. Também foram observados, nas variedades miloníticas, veios preenchidos por calcita, em cujas paredes se destacam cristais xenomórficos de quartzo.

Nos veios/vênulas resultantes do sistema hidrotermal acionado pela intrusão dos corpos graníticos (1º evento) foram registrados como principais associações minerais:

- a) albita+microclina+quartzo
- b) microclina+quartzo
- c) albita+quartzo

d) hematita+magnetita

todas encontradas nas rochas graníticas e básicas, a penúltima delas mostrando, às vezes, particularmente nos granitos, grandes cristais com bordas bem recristalizadas.

Os cristais de feldspato acham-se levemente alterados para argilo-minerais, sendo ainda possível distinguir nitidamente os maclamentos polissintético do plagioclásio e xadrez da microclina. O quartzo ocorre em cristais xenomórficos com forte extinção ondulante.

Como produtos do evento hidrotermal relacionado à geração da zona de cisalhamento (2º evento) resultaram veios/vênulas com associações minerais características da alteração propilitica, constatando-se:

- | | |
|---|--------------------------------|
| e) quartzo+sulfetos+clorita+titanita+apatita±actinolita | n) quartzo+actinolita±sulfetos |
| f) quartzo+clorita+titanita+apatita | o) clorita±titanita±epídoto |
| g) albita+actinolita±titanita±epídoto | p) quartzo+calcita |
| h) quartzo+albita+magnetita+apatita | q) clorita+calcita |
| i) albita+magnetita+hematita+apatita | r) quartzo±sulfetos |
| j) quartzo+clorita±sulfetos | s) calcita±sulfetos |
| l) quartzo+clorita+calcita | t) clorita+actinolita |
| m) calcita+quartzo±sulfetos | |

além de vênulas monofásicas compostas de clorita, ou calcita ou albita. Essas estruturas de preenchimento são encontradas nas rochas metabásicas, mas não foram observadas nas rochas graníticas, à exceção das vênulas monofásicas de calcita e daquelas constituídas por calcita+actinolita. Na porção sul, vênulas monofásicas formadas por clorita, calcita são as mais frequentes que na porção norte.

Os grãos de calcita são muito finos e anédricos. A clorita ocorre finamente granulada e com hábito fibroso, enquanto a actinolita forma enxames aciculares ou simples cristais isolados. A albita (An_2 - An_9) mostra maclas polissintéticas bem desenvolvidas e superfície sem qualquer alteração. Tanto a magnetita como a hematita formam grãos bem diminutos e mostram relações texturais em que a hematita substitui parcial ou totalmente a magnetita. Já os sulfetos (calcopirita com pirita subordinada) ocorrem na forma de pontuações subédricas a euédricas dispersas ao longo dos veios/vênulas. Os ocasionais grãos de titanita, epidoto e apatita são subédricos a anédricos e raramente alcançam dimensões superiores a 0,1 cm.

Ressalta-se a presença de abundantes vênulas milimétricas e monofásicas formadas por microcristais de quartzo que ocorrem amplamente distribuídas nas rochas básicas das porções norte e sul.

Muito provavelmente nem todas as associações acima listadas compõem veios/vênulas independentes. A grande variabilidade deve resultar de observações feitas em testemunhos de sondagem que apenas representam intervalos reduzidos dessas estruturas, em cuja continuidade outras fases poderiam estar presentes. De qualquer maneira, pode-se constatar a formação de um sistema de veios/vênulas constituídos por diferentes proporções de quartzo, calcita, clorita, actinolita, albita, calcopirita, titanita e epidoto. De maior significação, é que essas fases hidrotermais reproduzem praticamente aquelas que compõem a fácies xisto-verde das rochas metabásicas e magnetititos, indicando que os fluidos e rochas chegaram a um equilíbrio ou dele se aproximaram.

Pelo menos quatro minerais (albita, quartzo, magnetita e hematita) precipitaram durante a evolução de ambos os sistemas hidrotermais, as demais filiando-se a um ou ao outro. Salvo poucas exceções, as feições texturais não permitiram, em cada um deles, determinar relações temporais

entre os minerais. O quadro da Figura 38 é uma tentativa de estabelecer a sequência paragenética para os veios/vênulas hidrotermais presentes no Alvo Borrachudo.

Quanto aos bolsões, eles formam corpos irregulares com dimensões que variam de 0,3 a 3 cm, podendo ultrapassar o diâmetro do testemunho de sondagem. Na porção norte, eles foram observados nas rochas básicas e graníticas, sendo constituídos por calcita (dominante) e quantidades menores de quartzo e feldspato potássico com pontuações de sulfetos. Já na sul, eles foram detectados apenas nas rochas metabásicas, tendo constituição em que se destacam as associações calcita±sulfetos e calcita+quartzo.

Minerais	Tempo ----->	
	1º Evento (Intrusão granítica)	2º Evento (Zona de Cisalhamento)
Microclina	_____	
Albita	_____	
Quartzo	_____	_____
Sulfetos		_____
Magnetita	_____	_____
Hematita	_____	_____
Actinolita		_____
Calcita		_____
Clorita		_____
Epídoto		_____
Titanita		_____
Apatita		_____

Figura 38 - Provável sequência paragenética das associações minerais dos veios/vênulas hidrotermais que cortam o Alvo Borrachudo.

4.6 - MINERALIZAÇÕES

4.6.1 - Generalidades

A mineralização de sulfetos descrita pela equipe da DOCEGEO em rochas do Alvo Borrachudo restringiu-se à observação de pirita, calcopirita e millerita como principais minerais primários e de sulfetos secundários cupríferos com níquel subordinado. Durante a presente pesquisa, além da confirmação desses minerais, foram identificadas ainda pirrotita, pentlandita e vaesita.

Como já mencionado anteriormente, os sulfetos são mais abundantes nos perfis da porção norte, sendo menos significativos e muitas vezes ausentes na porção sul. Por outro lado, as maiores concentrações de sulfetos primários são encontradas nos magnetitos, chegando a formar bandas em geral maciças de até 25 cm de espessura. Nos xistos máficos esses sulfetos ocorrem de forma disseminada com proporções até 1%.

A mineralização secundária pode ocorrer de forma disseminada nas variedades metabásicas fortemente modificadas pelo hidrotermalismo ou associada a estruturas venulares e bolsões. Apenas neste último tipo, pode-se sugerir sua formação com o desenvolvimento do sistema hidrotermal ligado à instalação da zona de cisalhamento de direção NW-SE, pois os sulfetos foram observados apenas nas vênulas associadas a este evento.

4.6.2 - Mineralização primária

O estudo minerográfico revelou a presença de calcopirita+pirita±millerita±(vaesita) nos xistos máficos. Os magnetitos, quando levemente laminados, apresentam raros microcristais xenomórficos de calcopirita e pirita, enquanto as variedades maciças contêm

calcopirita+pirita+millerita±vaesita±(pentlandita)±(pirrotita). Esses dois últimos minerais estão presentes em quantidades irrisórias.

A **calcopirita** é o mineral dominante, ocorre em massas xenomórficas, de superfície límpida e com raros planos de clivagem ou de fratura, e preenche os espaços entre os cristais de pirita e magnetita. Também pode ser observada em pequenas inclusões nestes minerais assim como em cristais de anfibólio e biotita. Pode ainda ser substituída por pirita (Figura 39).

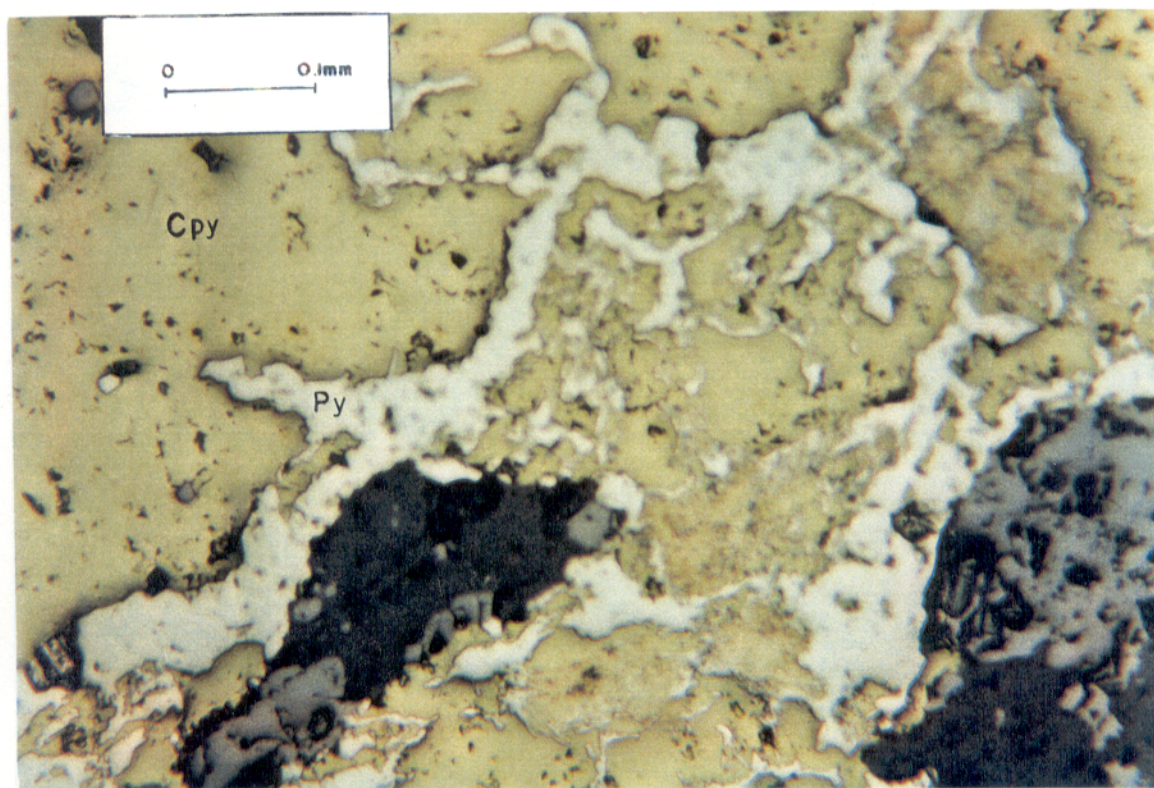


Figura 39 - Fotomicrografia exibindo cristais de calcopirita (Cpy) sendo substituídos por pirita (Py) (FBO-05/61,03 m; Luz Refletida).

Depois da calcopirita, a **pirita** é o mineral quantitativamente mais importante. Ocorre em cristais bem desenvolvidos, às vezes contorcidos, em geral isolados e bordejados por massas de calcopirita sob formas xenomórficas, subidiomórficas e menos comumente idiomórficas. Os grãos

subidiomórficos frequentemente apresentam bordas onduladas/curvadas (Figura 40) ou mesmo retilíneas a irregulares, exibem moderado a intenso fraturamento com a calcopirita ocupando os espaços que foram abertos. Eventuais cristais com tendências idiomórficas encontram-se disseminados e, às vezes, agrupados com faces retilíneas entre si. É comum a substituição deste mineral por vaesita. A pirita ocorre igualmente em cristais de pequenas dimensões, de superfície límpida, disseminados em massas de calcopirita e magnetita.

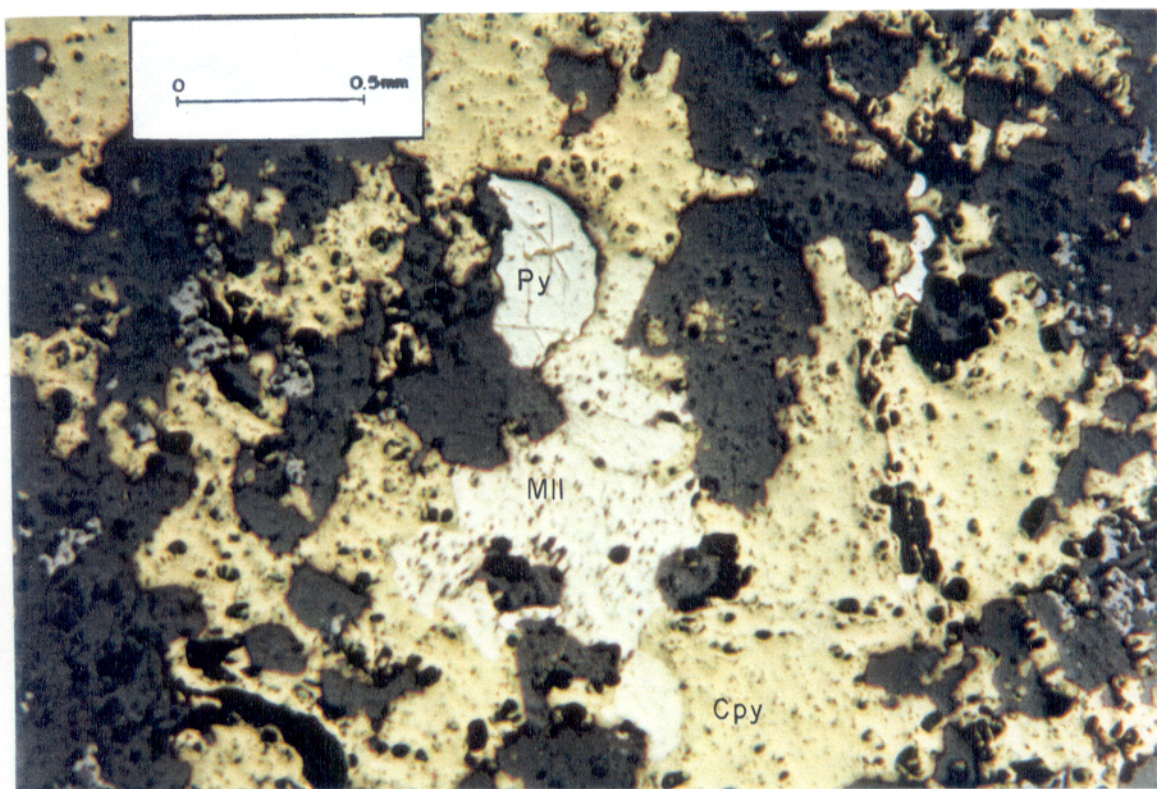


Figura 40 - Fotomicrografia mostrando cristal subidioblástico de millerita (Mll) associado à calcopirita (Cpy). Ressalta-se, na porção superior, grão de pirita (Py) com bordas irregulares, destacando-se em uma das faces contorno encurvado (FBO-01/87, 15 m; Luz Refletida).

A **millerita** é encontrada em cristais subidiomórficos a xenomórficos, com bordas retas a curvilíneas, às vezes tabulares, sempre em contato brusco com a calcopirita (Figura 40). Neles podem ser observados visíveis planos de clivagens e lamelas de exsolução na forma de filetes de vaesita.

A **vaesita** ocorre, via de regra, substituindo parcial ou totalmente a pirita, constatando-se, muitas vezes, núcleos de pirita preservados (Figura 41).

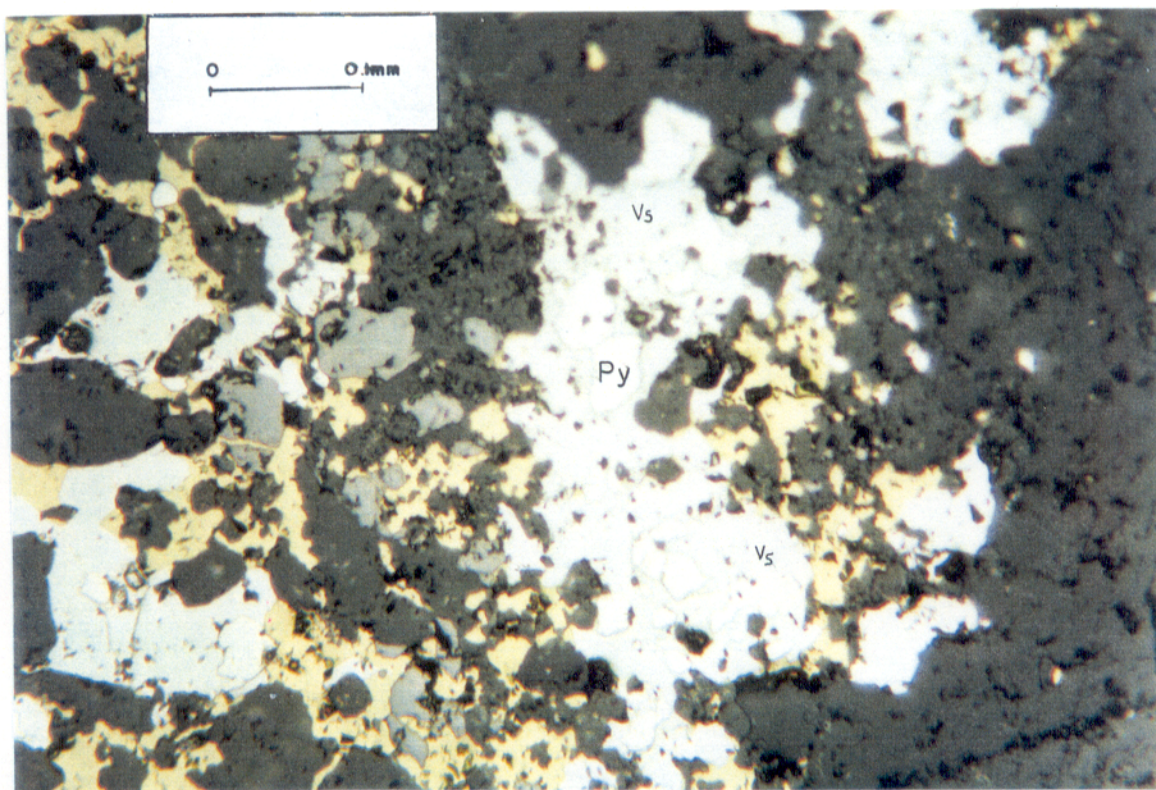


Figura 41 - Fotomicrografia mostrando vaesita (Vs) substituindo parcialmente cristais de pirita (Py). Observar, em branco, núcleos de pirita (FBO-01/82, 18 m; Luz Refletida).

Pentlandita e pirrotita encontram-se quase sempre associadas, como cristais subidiomórficos a xenomórficos mostrando contatos ondulados a denteados com a calcopirita. Também podem ocorrer formando um típico intercrescimento lamelar (Figura 42). Já a pentlandita encontra-se moderada a intensamente fraturada (Figura 43).

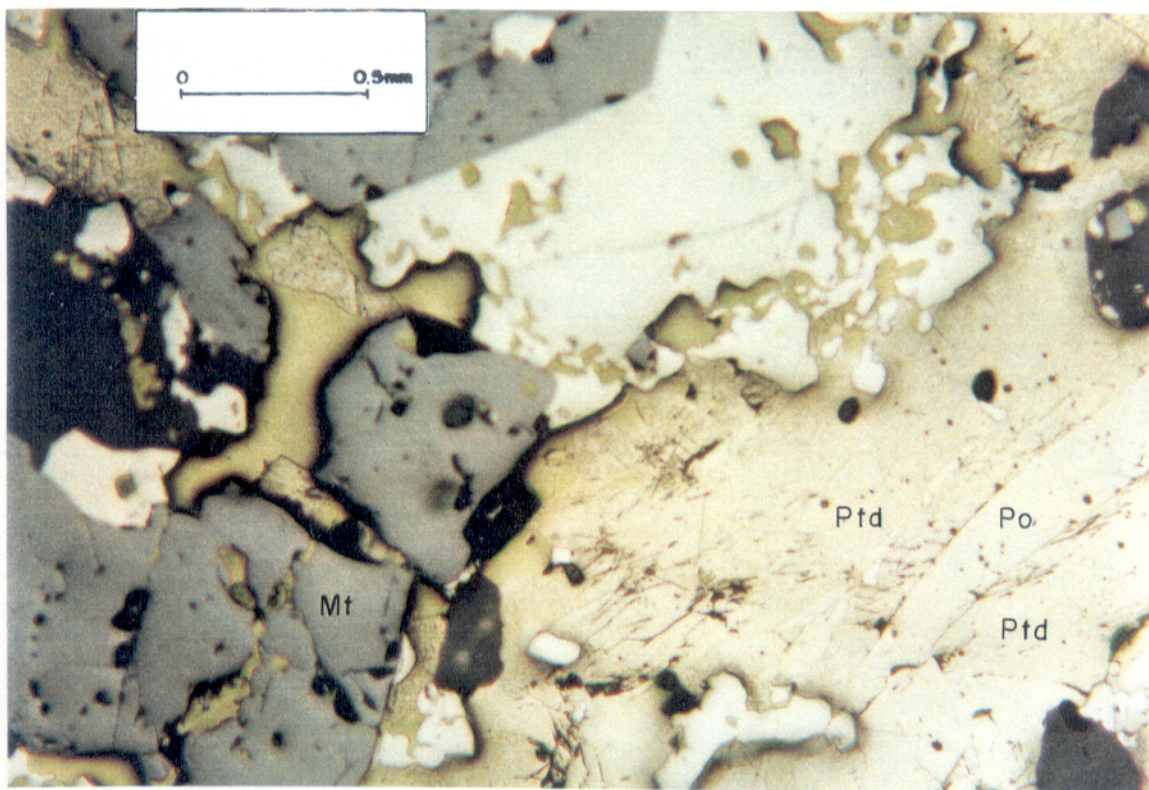


Figura 42 - Fotomicrografia mostrando intercrescimento lamelar entre pentlandita (Ptd) e pirrotita (Po). Observar cristais isolados de magnetita (Mt) com faces retilíneas bem desenvolvidas (FBO-01/98,37 m; Luz Refletida).

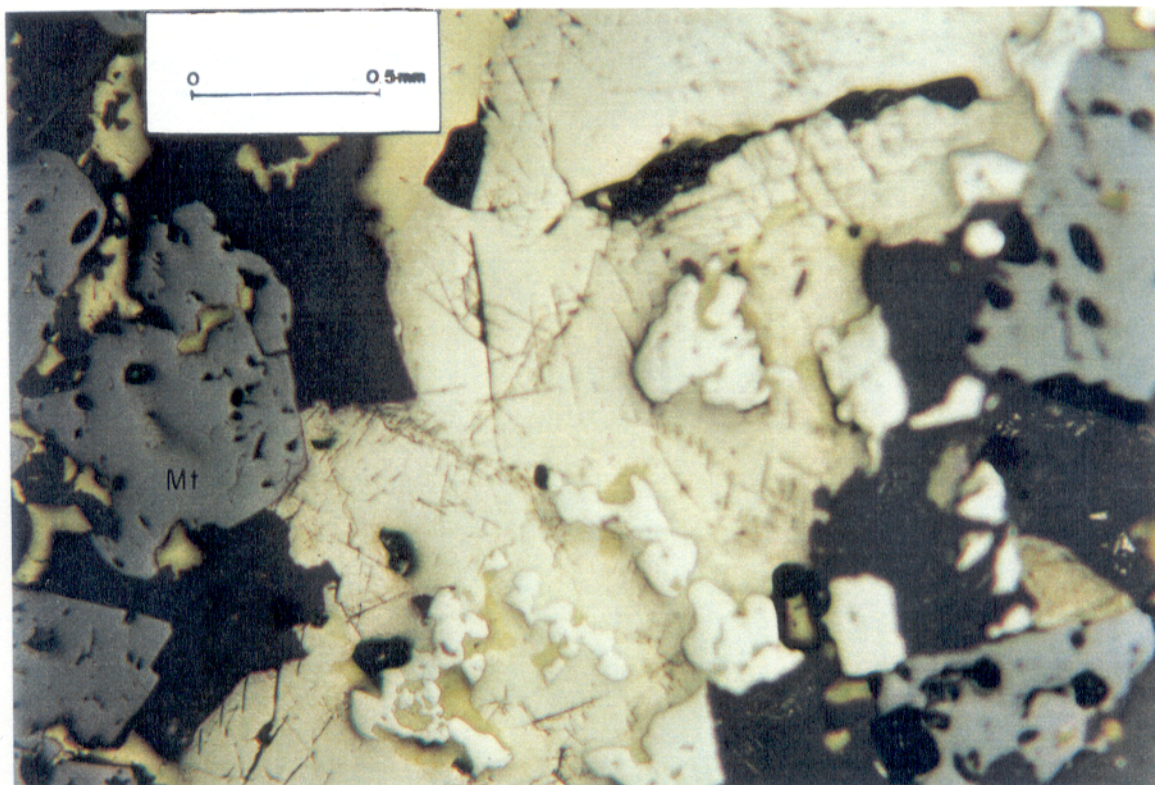


Figura 43 - Fotomicrografia de cristal de pentlandita bastante fraturado. Em cinza destacam-se alguns cristais subidiomórficos de magnetita (Mt) bem desenvolvidos (FBO-01/98,37 m; Luz Refletida).

Constata-se, ainda, a presença de raros grãos de um mineral de dimensões milimétricas, cor cinza azulado, sem pleocroísmo, ou anisotropia e com reflexos internos avermelhados como inclusões na calcopirita, pirita e magnetita. São características semelhantes às da esfalerita, mas o grau de incerteza em assim identificá-lo é muito elevado.

Nos leitos sulfetados relacionados tanto aos magnetititos quanto aos xistos máficos, a magnetita forma, em geral, cristais de diversos tamanhos, xenomórficos, subidiomórficos e idiomórficos. Alguns cristais subidiomórficos assinalam contatos e faces retilíneas bem

desenvolvidas entre si ou ocorrem isoladamente (Figuras 42 e 43). Às vezes apresentam contornos fortemente curvados. Pode também ocorrer em cristais menores disseminados nos sulfetos.

4.6.3 - Mineralização secundária

A mineralização secundária de sulfetos é pouco significativa, sendo estimada em menos de 1% do volume dos domínios mais alterados, onde se nota maiores quantidades de produtos da remobilização das bandas primárias. Esses produtos são, em ordem decrescente de abundância, calcopirita, pirita, millerita e vaesita, esta última muito rara. Eles ocorrem em grãos subdiomórficos a xenomórficos disseminados nas rochas metabásicas e graníticas ou integrando o conteúdo mineral de veios/vênulas, caso em que só foram descritos nas rochas metabásicas.

As maiores concentrações de sulfeto secundário ocorrem nos domínios em que se registram os mais intensos processos de argilização, silicificação e carbonatação. Aí a magnetita é mais abundante que os sulfetos e se encontra substituída por ilmenita e hematita, esta última também ocorrendo em cristais aciculares dispersos.

Nas estruturas venulares esses sulfetos são mais frequentes nas associações dominadas por quartzo e/ou calcita, quando se destacam cristais subédricos a euédricos de calcopirita e pirita. Nos veios muito ricos em calcita, chega-se a observar, ainda que eventualmente, concentrações de calcopirita com até 3 mm de diâmetro associada à millerita subdiomórfica e contendo inclusões idiomórficas de magnetita, pirita, vaesita e hematita acicular.

Nos bolsões, compostos de quartzo e calcita, a calcopirita e a pirita estão sempre associadas à magnetita. A calcopirita ocorre em grãos xenomórficos disseminados ou concentrada no contato com as rochas metabásicas. Já a pirita encontra-se, de modo geral, em grandes cristais fraturados parcialmente substituídos por massa de calcopirita (Figura 44). Por outro lado, há

evidências de pequenos grãos de pirita em forma de trilha preenchendo fraturas em cristais de calcopirita.

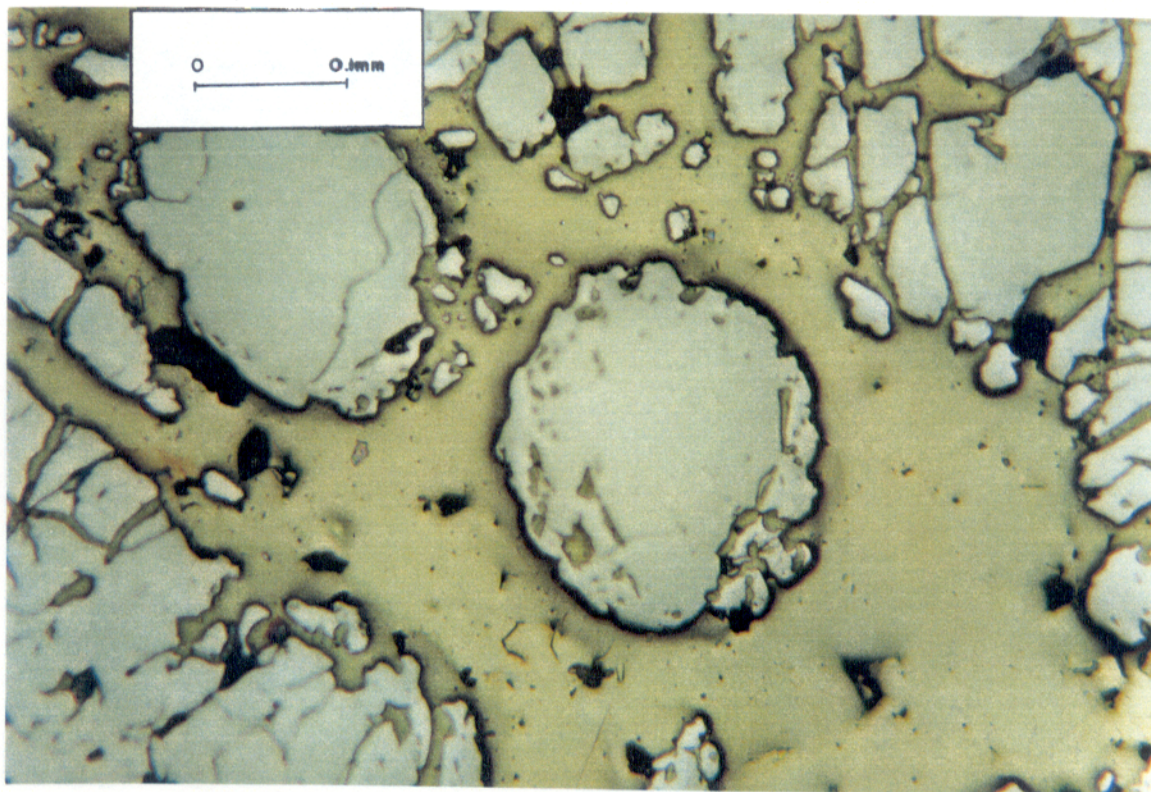


Figura 44 - Fotomicrografia mostrando cristais de pirita de contornos lobulados sendo substituídos por calcopirita (FBO-04/100,95 m; Luz Refletida).

4.6.4 - Metamorfismo dos sulfetos primários

Várias evidências mostram que os sulfetos primários, precipitados junto aos magnetitos e xistos máficos, foram metamorfisados durante o evento que transformou as rochas básicas em associações da fácies xisto verde a anfibolito baixo. Registros do evento marcado pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento podem também ser localmente observados.

As microtexturas de origem metamórfica e deformacional em minerais opacos do Alvo Borrachudo estão melhor reveladas na magnetita, pirita e calcopirita. Às vezes os dois últimos minerais se isolam em concentrações monofásicas de contatos retílineos entre si. Contudo, textura em mosaico com junção triplíce a 120° só foram raras vezes observadas e se manifestam entre a magnetita e os sulfetos. Elas não foram constatadas em massas formadas exclusivamente por sulfetos. Mais frequentes são as inclusões tabulares de actinolita, sem orientação preferencial, em agregados desses opacos, testemunhando que eles se recrystalizaram durante o metamorfismo de baixo grau.

Formas euédricas (cúbicas a hexagonais) a subédricas de magnetita e pirita destacam-se nos agregados de opacos, algumas com as arestas encurvadas. De modo geral, seus cristais acham-se fraturados em diferentes graus, com os mais intensamente quebrados lembrando um arranjo cataclástico. Os planos de fratura, sem seguir preferencialmente direções cristalográficas, estão preenchidos por calcopirita que, em parte, substitui o cristal hospedeiro. Os espaços intergranulares de fenoblastos de magnetita e pirita são, via de regra, ocupados por calcopirita. A distinta resposta ao esforço deformacional explica essas relações entre calcopirita e os outros dois minerais, os quais têm comportamento mais rúptil, contrariamente àquela, que tem comportamento mais dúctil, e, assim, maior tendência à deformação plástica (CRAIG & VOKES, 1993; FIGUEIREDO, 1995).

Todas as feições acima descritas são indicativas de que aqueles minerais foram submetidos a condições metamórficas (CRAIG & VOKES, 1993). Mostram, também, que os sulfetos devem estar relacionados geneticamente com os magnetitos, ambos tendo sido produzidos durante o magmatismo básico que deu origem ao corpo rochoso Borrachudo.

4.7 - GEOQUÍMICA

4.7.1 - Composição Química dos Minerais

As análises químicas de fases minerais (Tabela 1) referem-se aos apatita-magnetitos (amostra FBO-01/131,20 m) do Alvo Borrachudo. Foram analisados cristais de duas associações minerais distintas: 1) a associação metamórfica da fácies xisto verde e 2) a associação hidrotermal relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento NW-SE. Da primeira foram selecionados anfibólio, apatita e magnetita, enquanto da segunda foram escolhidos clorita, anfibólio, feldspato, apatita, titanita, calcopirita e pirita, os quais preenchem uma estrutura venular.

As principais características composicionais desses minerais são apresentadas e discutidas abaixo:

4.7.1.1 - Associação Metamórfica

ANFIBÓLIO

Os dados químicos (análises pontuais), em que os teores de SiO_2 , FeO_t , MgO e CaO representam cerca de 95% da composição do mineral, permitem dizer tratar-se de anfibólio da série tremolita-ferro-actinolita. Os intervalos de variação para esses óxidos são, respectivamente 52,60 a 55,10%, 9,89 a 13,35%, 14,72 a 18,78% e 11,68 a 12,60%, mostrando que a menor homogeneidade se dá na posição C da fórmula geral dos anfibólios cálcicos, $\text{B}_2 \text{C}_5 \text{T}_8 \text{O}_{22} (\text{OH},\text{F})_2$, disputada pelo Fe e Mg. Além desses componentes, destacam-se o Al_2O_3 , reconhecidamente pouco abundante naquela série, com valores entre 1,22 e 2,57%, bem como o F, que tem distribuição muito irregular, variando de 0,0 a 1,25%, e Na_2O cujas proporções ficam entre 0,32 e 0,63%.

Tabela 1 - Composição química média (% em peso) dos anfibólios, apatita, magnetita, clorita, feldspatos, titanita, calcopirita e pirita presentes em apatita-magnetititos laminados do Alvo Borrachudo, Serra dos Carajás.

	ANFIBÓLIO		APATITA		MAGNETITA	CLORITA	TITANITA	FELDSPATO
	Metam (11)	Hidrot (3)	Metam (17)	Hidrot (5)	Metam (17)	Hidrot (17)	Hidrot (11)	Hidrot (10)
SiO ₂	53,89	52,70	0,08	0,03	0,15	26,25	30,31	64,04
TiO ₂	0,04	0,03	0,01	nd	0,02	0,02	35,54	nd
Al ₂ O ₃	2,03	2,03	0,02	nd	0,05	17,79	1,87	17,97
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,01	0,01	nd	0,01	0,02	<0,01	0,01
Co ₂ O ₃	0,04	0,01	0,03	0,01	0,06	0,02	0,05	0,02
V ₂ O ₃	0,03	0,07	0,02	0,02	0,19	0,07	0,28	0,01
FeO _t	10,95	15,04	0,19	0,13	96,62	26,79	0,99	0,30
MgO	17,04	15,79	0,01	nd	0,04	14,57	0,11	<0,01
MnO	0,06	0,05	0,04	0,05	0,02	0,09	<0,01	nd
CaO	12,16	11,62	55,08	55,56	0,08	0,06	28,28	nd
Na ₂ O	0,44	0,51	0,01	0,01	0,02	0,02	<0,01	0,25
K ₂ O	0,11	0,12	0,02	nd	0,01	0,02	<0,01	16,01
P ₂ O ₅	0,18	0,18	43,45	43,06	nd	0,01	0,41	nd
F	0,34	0,39	0,28	0,14	0,10	0,31	0,93	0,19
H ₂ O*	1,92	1,89	1,69	1,75	-	10,85	3,64	-
F=O	-0,14	-0,16	-0,12	-0,06	-0,04	-0,13	-0,39	-0,08
Total	99,38	100,28	100,82	100,70	97,36	96,76	102,06	98,73

	CALCOPIRITA	PIRITA
	Hidrot (7)	Hidrot (5)
S	34,03	51,48
Fe	30,44	46,34
As	0,06	0,02
Pb	0,11	0,14
Bi	0,99	0,06
Cu	33,58	nd
Se	nd	nd
Te	0,04	0,03
Ag	nd	nd
Zn	nd	nd
Ni	nd	nd
Co	nd	0,03
Au	nd	nd
Total	98,35	98,10

nd= não detectado * calculada
(11) = número de análises pontuais

Ainda que em quantidades abaixo de 0,5%, chama atenção a presença de P_2O_5 que sequer figura na grande maioria das análises de anfibólios disponíveis na literatura. Os valores encontrados entre 0,10 e 0,31% certamente refletem a abundância de apatita nos magnetitos laminados cujo metamorfismo pode ter liberado fósforo para ser fixado no anfibólio sendo cristalizado. Da mesma forma, aqueles valores de Na_2O devem refletir a composição do sistema, em que albita foi também equilibrada sob condições da fácies xisto verde. Teores de K_2O , MnO , TiO_2 e V_2O_5 são, salvo bem poucas exceções, abaixo de 0,1%. A quantidade de água calculada forneceu valor médio de 1,92%.

Para uma base de 23 átomos de oxigênios, a fórmula estrutural representativa do anfibólio é $(Ca_{1,87} Na_{0,12} K_{0,03}) (Mg_{3,65} Fe_{1,32} Mn_{0,01} P_{0,02} Al^{VI}_{0,08}) [Si_{7,74} Al^{IV}_{0,26} O_{22}] [(OH)_{1,84} F_{0,16}]$, na qual 75% dos átomos de Al ocupam a posição tetraédrica em substituição ao Si, e cerca de 12% da disponibilidade em B estão tomados por átomos de Na e K em substituição ao Ca. O desbalanceamento elétrico dessas substituições foi compensado pela entrada de átomos de P e Al na posição C.

A fração molar $Mg/(Mg+Fe)$ média, calculada em 0,734, que é usada na classificação dos anfibólios cálcicos proposta pela IMA (International Mineralogical Association - LEAKE, 1978 e ROCK & LEAKE, 1984), enquadra o anfibólio na categoria da actinolita, o que é confirmado no diagrama da Figura 45.

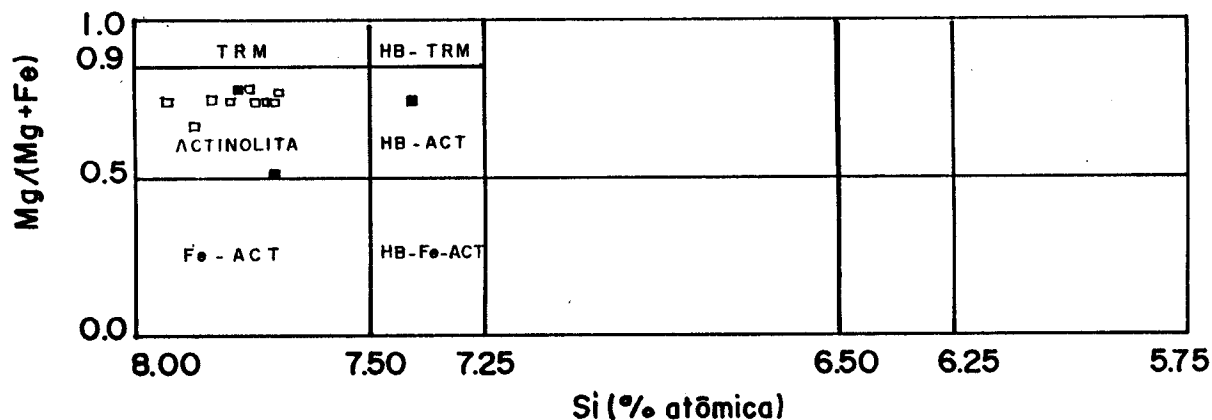


Figura 45 - Classificação dos anfíbólios cálcicos do Alvo Borrachudo, segundo esquema de RICHARD & CLARKE (1990).

□ metamórfico

■ hidrotermal

HB-ACT = hornblenda actinolítica

APATITA E MAGNETITA

Esses minerais são, via de regra, minerais magmáticos primários que foram recristalizados durante o metamorfismo regional. As análises químicas revelam composições praticamente estequiométricas para ambos, deles afastando-se pelas quantidades de Fe e Mn na apatita, de no máximo 0,40 e 0,11% respectivamente, e de SiO₂ e V₂O₃ na magnetita, entre 0 e 0,73% e 0,06 e 0,32%, respectivamente.

Os dois principais componentes da apatita perfazem mais de 98% de sua composição, com diferenças entre os valores máximo e mínimo encontrados não ultrapassando 2,5% e 2,2% respectivamente para CaO e P₂O₅. A proporção de H₂O foi calculada entre 1,79 e 1,87%, porém

foram registrados valores menores nas duas análises em que o flúor foi detectado com teores que chegam a 2,83%.

Para uma base de 25 átomos de oxigênio, a fórmula estrutural representativa da apatita é $\text{Ca}_{9,76} \text{Fe}_{0,03} \text{P}_{6,01} \text{O}_{24} (\text{OH})_2$. Composicionalmente, a apatita corresponde a variedade hidroxiapatita, mas, se forem consideradas as duas análises pontuais com valores anômalos de flúor, pode-se constatar uma tendência à composição da flúor-apatita.

Quanto à magnetita, mais de 97% da composição são creditados aos óxidos de ferro. Determinações para Co revelam valores sistematicamente abaixo de 100 ppm, o mesmo acontecendo para Al, Cr e Ti que são elementos comuns na solução sólida dos espinélios. Distribuindo FeO e Fe_2O_3 de acordo com o princípio da neutralidade elétrica, fica a fórmula estrutural representativa da magnetita como $\text{Fe}^{+2}_{7,92} \text{Fe}^{+3}_{15,85} \text{V}_{0,05} \text{Si}_{0,05} \text{O}_4$.

4.7.1.2 - Associação Hidrotermal

CLORITA

As análises pontuais em vários cristais de clorita mostraram composição química bem homogênea no que diz respeito a seus principais componentes, com diferenças pouco expressivas nas quantidades de SiO_2 e Al_2O_3 , e um pouco mais importantes nas de FeO_t e MgO . O teor de SiO_2 varia de 25,6 a 27,4%, enquanto os de Al_2O_3 , FeO_t e MgO variam de 16,7 a 18,6%, de 22,6 a 28,7%, e de 12,6 a 16,4%, respectivamente. A água calculada forneceu intervalo composicional que vai de 10,6 a 11,1%. Outros elementos analisados, a exemplo de K, Na, Ca, Mn, Ti, P e V, revelaram concentrações insignificantes, à exceção de Ca e Mn, que, contudo, jamais alcançaram valores acima de 0,25%. Por outro lado, o flúor apresentou distribuição bastante irregular, desde pontos em que não foi detectado até aqueles com proporções próximas a 1%.

A fórmula estrutural da clorita é $(\text{Mg}_{4,73} \text{Fe}_{4,89} \text{Al}^{\text{VI}}_{2,29} \text{Mn}_{0,02} \text{Ca}_{0,01}) [\text{Si}_{5,72} \text{Al}^{\text{IV}}_{2,28} \text{O}_{20}] [(\text{OH})_{15,79} \text{F}_{0,21}]$ para uma base de 28 átomos de oxigênio. Como pode ser observado, a razão $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ é praticamente igual à unidade, indicando que 50% dos átomos de Al ocupam posição tetraédrica em substituição ao Si, cujo balanceamento de carga é compensado pela entrada de Al^{VI} na posição octaédrica substituindo Fe ou Mg. Aquela razão também sugere ser baixa a concentração de Fe^{+3} na clorita.

Para caracterizar a clorita, utilizou-se a classificação e a nomenclatura proposta por Hey *apud* DEER et al. (1972), que tem por base as proporções atômicas de Si e a razão atômica $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Trata-se, pois, de variedade do sub-grupo da chamosita, com as análises pontuais se concentrando no campo da picnoclorita, exceto uma que caiu no limite entre ripidolita e picnoclorita e outra que caiu no campo de ripidolita (Figura 46).

A relação entre a composição da clorita e sua temperatura foi empiricamente documentada no sistema geotermal ativo de Los Azufres, México, tendo sido estabelecido um geotermômetro com base na equação de regressão $T\text{ }^{\circ}\text{C} = -61,92 + 321,98 (\text{Al}^{\text{IV}})$ (CATHELINEAU, 1988). Aplicada aos dados da clorita hidrotermal do Alvo Borrachudo, encontra-se uma temperatura média de 305°C , correspondendo ao intervalo entre 286 e 330°C , perfeitamente compatível para a associação mineral da qual essa clorita participa.

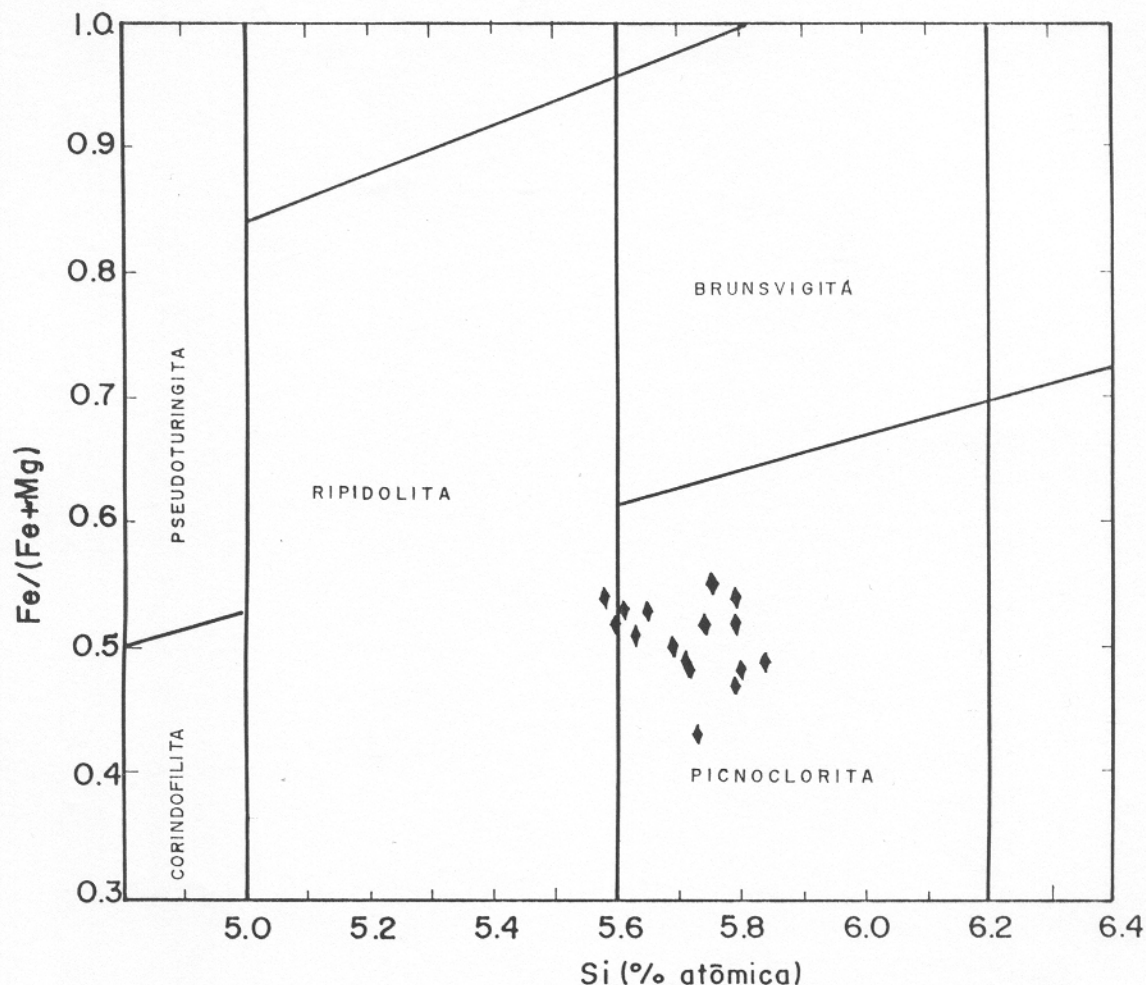


Figura 46 - Classificação da clorita hidrotermal do Alvo Borrachudo, de acordo com HEY (1954).

♦ análise pontual em vários cristais

ANFIBÓLIO E APATITA

Embora reconhecidamente em número bem reduzido, o que pode torná-las não representativas, as análises pontuais disponíveis não mostraram nenhuma diferença significativa entre as apatitas magmático-metamórfica e hidrotermal. Para o anfibólio hidrotermal, também classificado como actinolita, registra-se maior variação da fração molar $Mg/(Mg+Fe)$, comparativamente à actinolita metamórfica, com uma análise chegando no campo da hornblenda-actinolita (Figura 45).

FELDSPATO POTÁSSICO

Apesar de pouco comum como produto de alteração do segundo evento hidrotermal, o feldspato potássico é, no entanto, observado em algumas vênulas ou veios em cristais subedrais contendo inclusões de actinolita na forma de finas agulhas ou na forma de bastonetes intimamente associados a agregados de clorita. Não há diferença composicional marcante entre essas duas formas, embora a primeira seja levemente mais enriquecida em sódio e cálcio. Em termos das moléculas de albita, ortoclásio e anortita, as composições podem ser respectivamente expressas $Ab_{0,024}Or_{0,973}An_{0,003}$ e $Ab_{0,018}Or_{0,978}An_{0,00}$, correspondendo às fórmulas estruturais, para uma base de 8 átomos de oxigênio, $K_{0,96}Na_{0,02}Ca_{0,03}Fe_{0,01}Al_{0,99}Si_{3,00}O_8$ e $K_{0,95}Na_{0,02}Fe_{0,01}Al_{0,99}Si_{3,02}O_8$. Metade das análises pontuais revelaram presença de flúor, mas os teores ficaram abaixo de 0,6%.

TITANITA

As análises em vários cristais de titanita presentes em veios/vênulas mostraram composição em que os principais óxidos e flúor totalizam mais de 98%, o restante sendo distribuídos entre FeO (0,46 a 1,89%), Al_2O_3 (0,74 a 2,90%) e P_2O_5 (0,31 a 0,48%). Os teores de SiO_2 variam de 29,7 a 30,8%, enquanto os de CaO e TiO_2 variam respectivamente de 26,3 a 28,8% e de 33,2 a 37,4%. As proporções de F chegam a um máximo de 1,73%, mas houve análises, bem poucas por sinal, nas quais ele não foi detectado. A concentração média de H_2O foi calculada em 3,64%. Mais uma vez, a ampla disponibilidade de fósforo no sistema, que englobou rochas ricas em apatita, foi certamente responsável pela incomum fixação deste elemento na estrutura da titanita.

Cálculos da fórmula estrutural, para uma base de 11 átomos de oxigênio, forneceu $Ca_{2,22}Ti_{1,96}Al_{0,16}Fe_{0,06}P_{0,02} [Si_{2,22} O_9] [O, (OH)_{1,78} F_{0,22}]$, demonstrando razoável desvio da

composição estequiométrica, haja vista excesso catiônico de 10 a 11% nas posições octaédrica, tetraédrica e de coordenação sete.

CALCOPIRITA E PIRITA

Os dados químicos mostraram que a calcopirita e a pirita hidrotermais constituem fases essencialmente puras, tendo por fórmulas estruturais $\text{Cu}_{0,996}\text{Fe}_{1,027}\text{S}_2$ e $\text{Fe}_{1,004}\text{S}_2$. Como elementos traços foram determinados Bi (30 a 130 ppm), Pb (84 a 214 ppm) e As (13 a 40 ppm) na pirita e As (18 a 104 ppm) e Te (13 a 107 ppm) na calcopirita, na qual Bi não foi detectado em 43% das análises, mas o foi nas restantes, cobrindo o intervalo de 130 a 190 ppm.

4.7.2 - Composição Química das Rochas

Vários tipos de rocha do Alvo Borrachudo foram analisados para elementos maiores e traços, incluindo nestes últimos as terras raras. A maior parte das amostras (10) foi cedida pela DOCEGEO já pulverizadas e, em geral, elas representam intervalos de 1 m dos testemunhos de sondagem. O controle petrográfico nem sempre foi adequado, pois teve por base uma única lâmina delgada que foi preparada a partir da rocha que melhor representava o intervalo. As outras 7 (sete) foram selecionadas de acordo com o grau de transformação textural e mineralógica, correspondendo a intervalos de testemunhos de, em geral, 5 cm de comprimento, o que permitiu um melhor controle petrográfico. Elas são brevemente descritas abaixo:

TEF-1 (F1/19,0 m), TEF-3 (F6/94,0 m), TEF-4 (F2/103-104 m), TEF-5 (F5/77-78 m), TEF-6 (F5/86-87 m) = são rochas metabásicas maciças pouco alteradas, com textura inter-granular preservada e compostas de oligoclásio, anfibólio (hornblenda e actinolita) com quantidades

subordinadas de quartzo, biotita e clorita, tendo como principais fases acessórias apatita, magnetita e titanita.

TEF-11 (F6/140,3 m), TEF-12 (F1/45,0 m) = referem-se aos xistos máficos, compostos fundamentalmente de biotita e actinolita com magnetita e apatita disseminadas.

TEF-2 (F3/31,0 m) e TEF-9 (F6/57,9 m) = rocha metabásica foliada com avançado estágio de alteração hidrotermal, sendo formada de plagioclásio bastante saussuritizado e argilizado, actinolita e de quantidades expressivas de clorita, calcita e titanita.

TEF-16 (F4/130,05 m) = corresponde à rocha milonitizada composta predominantemente por biotita, quartzo, carbonato, albita e em menor proporção, por actinolita.

As amostras, correspondendo aos intervalos métricos, são apenas classificadas de acordo com descrições gerais feitas nos testemunhos de sondagens durante a fase de campo, aliadas a algumas interpretações feitas pela DOCEGEO.

TEF-7 (F1/50-51 m), TEF-8 (F5/154,75-156 m), TEF-10 (F1/81-82,18 m) e TEF-13 (F1/198-199 m) = referem-se aos plagioclásio xistos, com proporções variadas de actinolita e biotita.

TEF-17 (F4/75-76 m) = representa as rochas miloníticas.

TEF-14 (F2/55,21-55,95 m) e TEF-15 (F1/130-131,09 m) = referem-se aos magnetititos ricos em apatita.

Os dados sobre os elementos-traços fornecidos pela DOCEGEO (cerca de 1500 determinações) foram tratados e usados com vistas a: 1) estudar suas distribuições nas rochas metabásicas e nos magnetititos, 2) avaliar a potencialidade para a mineralização de platinóides (Pt e Pd); e 3) estabelecer critérios de comparação geoquímica com outras rochas básicas que ocorrem na região de Carajás, em particular com o Grupo Grão-Pará. Como os teores correspondem a intervalos métricos, que englobam variedades de rocha pouco a muito

transformadas, eles não puderam ser utilizados para descrever o comportamento daqueles elementos com relação ao grau de alteração.

4.7.2.1 - Elementos maiores

Os teores dos elementos maiores (Tabela 2) serviram não só para definir a natureza das rochas vulcânicas, como também para avaliar, ainda que qualitativamente, a extensão das transformações metamórfico-hidrotermais por elas sofridas. As análises correspondem às rochas metavulcânicas básicas (variedades pouco a muito modificadas, plagioclásio xistos, xistos máficos e variedades tectonicamente bandadas) e aos magnetititos. A soma dos óxidos totaliza 89,40 a 97,79%, haja vista a não determinação de perda ao fogo (H_2O , CO_2 , S_2 , etc) e a não inclusão de outros elementos, como o Cu, que, às vezes, está presente em elevados teores por conta da mineralização de calcopirita.

Tabela 2 - Composição química (% peso) de rochas metabásicas e de magnetititos do Alvo Borrachudo, Serra dos Carajás.

	TEF-1	TEF-3	TEF-4* (RBpm)	TEF-5*	TEF-6*	TEF-2	TEF-9 (RBfm)	TEF-13*
SiO ₂	47,70	49,80	56,10	53,50	52,80	47,70	48,20	56,90
TiO ₂	0,87	0,91	0,83	1,00	2,00	1,50	0,96	0,88
Al ₂ O ₃	12,40	14,60	14,00	13,20	12,90	11,90	18,20	13,80
Fe ₂ O ₃	4,70	5,30	3,60	1,90	4,50	2,50	6,60	3,60
FeO	11,40	6,40	7,10	10,00	8,10	10,70	2,90	8,10
MgO	8,60	4,20	3,80	6,30	3,50	7,20	2,40	3,50
MnO	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04
CaO	6,00	8,80	4,60	4,90	5,70	5,40	11,70	3,40
Na ₂ O	3,50	3,40	6,60	4,20	4,70	3,40	1,30	6,00
K ₂ O	0,31	2,20	0,85	1,60	1,30	2,00	4,80	0,85
P ₂ O ₅	0,06	0,83	0,13	<0,05	0,60	0,30	0,41	0,08
Total	95,62	96,52	97,69	96,72	96,16	92,65	97,51	97,15

Continuação da Tabela 2

	TEF-7*	TEF-8*	TEF-10*	TEF-11	TEF-12	TEF-16	TEF-17*	TEF-14*	TEF-15*
	(PX)			(XM)		(RB)		(MT)	
SiO ₂	43,20	45,50	42,00	43,20	31,30	49,80	49,10	26,80	26,20
TiO ₂	0,66	0,96	0,64	0,65	0,63	0,65	0,78	0,39	0,50
Al ₂ O ₃	11,10	11,40	10,30	11,40	8,10	12,70	13,70	5,90	5,60
Fe ₂ O ₃	5,60	10,50	11,40	15,20	25,50	5,60	3,30	28,00	32,30
FeO	15,00	8,40	12,00	7,80	11,10	11,30	10,10	11,60	13,10
MgO	9,20	5,90	5,50	5,00	11,00	6,80	9,10	1,30	5,00
MnO	0,13	0,03	0,08	0,06	0,06	0,01	0,06	0,11	0,07
CaO	5,10	6,10	7,60	4,60	3,90	0,32	1,10	10,40	5,70
Na ₂ O	0,83	1,80	1,40	1,10	0,21	1,50	0,98	2,20	0,32
K ₂ O	3,30	4,30	3,30	4,90	4,20	4,90	6,20	0,10	1,60
P ₂ O ₅	<0,05	1,00	2,00	0,88	0,74	0,08	0,15	2,60	2,50
Total	94,17	95,89	96,22	94,79	96,74	93,66	94,57	89,40	92,89

TEF* Amostras cedidas pela DOCEGEO
 RBpm Rochas básicas maciças pouco modificadas
 RBfm Rochas básicas fortemente modificadas
 PX Plagioclásio xistos
 XM Xistos máficos com abundante magnetita
 RB Rochas tectonicamente bandadas
 MT Magnetititos com bandas de sulfetos

Os dados referentes às rochas pouco modificadas RBpm, que guardam muitas das feições texturais ígneas primárias, são compatíveis com a composição basáltica e comparáveis aos de várias outras áreas onde se registram metamorfismo e alteração hidrotermal de basaltos. Conquanto não seja mais possível determinar a composição original dessas rochas, pode-se inferir, de uma maneira geral, que houve perda de Ca, pela descalcificação do plagioclásio, e aporte de água mostrado pela formação de actinolita e, em menor grau, de outros minerais hidratados. Os valores de sílica são moderadamente elevados em algumas amostras, refletindo incipiente silicificação. Similarmente, são elevadas as concentrações de Na₂O que devem ter resultado do enriquecimento da molécula albitica do plagioclásio às expensas da remoção do Ca, ou mesmo da

real entrada de Na pelos fluidos metamórficos e/ou hidrotermais. Quanto ao Al, os teores são relativamente mais baixos, o que está de acordo com a albitização do plagioclásio (oligoclásio). As concentrações de Fe, ainda que moderadamente elevadas, são consideradas compatíveis com um magma que, por diferenciação, formou abundantes e espessos leitos de magnetito.

Dentre as rochas fortemente modificadas, foram analisadas amostras ricas em clorita e calcita (TEF-2), em epidoto e calcita (TEF-9) e em clorita e quartzo (TEF-13). Nelas os sinais de alteração hidrotermal, superimposta ao metamorfismo, são marcantes, implicando maior transferência de massa em relação às variedades pouco modificadas. As associações mineralógicas então estabilizadas dependeram de diferenças no aporte ou remoção de determinados componentes e até mesmo das mudanças na fugacidade de O_2 que permitiram maior produção de Fe^{+3} .

Nesse estágio mais avançado de alteração, houve maior aporte de voláteis, em especial CO_2 e H_2O , propiciando a precipitação de calcita e de clorita e epidoto. Comparativamente à média das rochas pouco modificadas, a amostra TEF-2 apresenta ganhos relativos de Fe^{+2} , Mg e K, bem como perdas de Si, Al, Fe^{+3} , Na e Ca, este último minimizado pela incorporação de muita calcita à rocha. O alto valor de TiO_2 (1,5%) advém da presença de abundante titanita. Esses dados são compatíveis com a associação mineralógica composta de actinolita, plagioclásio (parcialmente argilizado ou sericitizado), clorita, calcita e titanita. Por estar fortemente propilitizada, com formação de grandes quantidades de epidoto e calcita, a amostra TEF-9 contabiliza, opostamente, ganhos relativos de Fe^{+3} , Al e Ca, e perdas de Fe^{+2} e Mg, mas mantém semelhante balanço no que diz respeito ao Si, Na e K, tudo em consonância com o conteúdo mineral em que dominam, além daquelas fases, plagioclásio turvado por argilização. Quando silicificada e albitizada, a rocha apresenta, como no caso da amostra TEF-13, elevados ganhos relativos de Si e Na, e perdas na

grande maioria dos demais componentes, estas últimas refletindo sobretudo a maciça substituição da actinolita por clorita hidrotermal.

A diversidade das associações mineralógicas hidrotermais indica diferenças composicionais não só das rochas basálticas, mas, sobretudo, das soluções aquosas com os quais interagiram, ou mesmo da razão fluido/rocha.

Embora genericamente denominados de plagioclásio-xistos (PX), este feldspato participa na composição das amostras TEF-7, TEF-8 e TEF-10 com quantidades que variam de 10 a 20%. Os minerais mais abundantes são actinolita e biotita, freqüentemente intercrescidas, com proporções variadas de magnetita, titanita e apatita. Essas amostras foram pouco modificadas pelo hidrotermalismo, porém, por outro lado, sofreram grandes transformações texturais e químicas impostas pelo metamorfismo. É possível mesmo que elas correspondam a variedades primárias bem mais enriquecidas em fases máficas do que os basaltos típicos, justificando aqueles teores de plagioclásio. Corrobora esta interpretação a constatação de abundante magnetita e apatita que tendem a ocorrer em maiores quantidades nas rochas mais máficas. Assim sendo, as mudanças químicas mais expressivas resultaram da formação de biotita com o conseqüente aporte de K e Al ao sistema, e provável perda relativa de sílica através da substituição de piroxênios pela mica. Outras mudanças têm a ver com a descalcificação do plagioclásio e, obviamente, com a cristalização da actinolita, o que causou a retenção do Ca no sistema. Por conta do hidrotermalismo, têm-se como principais produtos, agregados locais de clorita e a substituição parcial de cristais de albita por escapolita e sericita.

Os xistos máficos (XM) diferem dos plagioclásio-xistos pela ausência ou quase ausência deste feldspato, não se registrando quantidades acima de 5%. Podem também ser interpretados como resultantes do metamorfismo sobre produtos segregados do magma basáltico que continham

razões fases máficas/fases félsicas ainda maiores que os protólitos dos plagioclásio xistos. Como rochas metamórficas, são essencialmente compostas de actinolita, biotita e magnetita, em diferentes proporções, daí a grande variação nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO e MgO apresentados pelas amostras TEF-11 e TEF-12, a primeira contendo ainda oligoclásio (cerca de 5%), em geral sericitizado.

As rochas tectonicamente bandadas (RB) são as que apresentam maior intensidade deformacional, com desenvolvimento de foliação milonítica e bandamento tectônico. As amostras TEF-16 e TEF-17 correspondem apenas às variedades protomilonítico-miloníticas que são caracterizadas pela alternância de faixas félsicas (quartzo>calcita>albita) e máficas (biotita>actinolita). Nessas amostras dominam biotita e quartzo, com plagioclásio subordinado. A calcita é comum, particularmente como mineral de vênulas. Os dados químicos são compatíveis com o conteúdo mineralógico, mostrando tratarem-se das rochas mais pobres em Ca e mais enriquecidas em K analisadas no Alvo Borrachudo. Credita-se aos fluidos hidrotermais, que percolaram a zona de cisalhamento, a grande entrada de K e sílica nessas rochas. É difícil, pelas profundas modificações metamórfico-hidrotermais e deformacionais, conjecturar sobre a composição mineralógica do protólito. Em tese, qualquer produto diferenciado, à exceção das rochas ricas em magnetita, poderia gerar essas variedades bandadas.

Com relação aos magnetititos (TEF-14 e TEF-15), eles representam cumulos da diferenciação magmática. As duas amostras analisadas apresentam conteúdos similares para os óxidos Fe_2O_3 , SiO_2 , FeO , Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 e MnO , com valores médios respectivamente de 30,15%, 26,5%, 12,35%, 5,75%, 2,55%, 0,89%, e 0,09%, e teores variáveis de MgO (1,3 a 5,0%), CaO (10,4 a 5,7%), Na_2O (2,2 a 0,32%) e K_2O (0,1 a 1,6%). Esses valores refletem a composição da rocha basicamente formada por magnetita, apatita, actinolita e clorita, com

quantidades subordinadas de titanita, biotita, quartzo e plagioclásio. As diferenças nos teores de magnésio, cálcio, sódio e potássio podem ser explicadas pela contaminação de porções mais básicas da rocha, visto que as amostras analisadas fazem parte de intervalos métricos dos testemunhos de sondagem e os magnetitos, em geral, não ultrapassam 40 cm de espessura nos mesmos.

Em conclusão, o quimismo das rochas do Alvo Borrachudo mostra que a natureza basáltica está ainda muito bem preservada, podendo-se atribuir parte da variação composicional à diferenciação magmática, cujos produtos mais notáveis foram os magnetitos. Mudanças químico-texturais foram particularmente causadas pelo metamorfismo, deformação e atividade hidrotermal, que afetaram aquelas rochas em diferentes graus, no tempo e no espaço. Para tanto devem ter concorrido diferenças nas características físicas das rochas, em especial as propriedades reológicas e a permeabilidade, nas características químicas e na natureza dos fluidos que com elas interagiram, além da razão fluido/rocha.

Para efeitos comparativos, são apresentados dados químicos de outras rochas metavulcânicas básicas que ocorrem na Província Mineral de Carajás (Tabela 3). São muito evidentes as semelhanças com as rochas do Alvo Borrachudo, apesar das transformações pós-magmáticas por elas todas sofridas. Com relação às rochas básicas do Grupo Grão-Pará (coluna A a F), a composição média das variedades menos modificadas no Alvo Borrachudo (coluna L) cai dentro dos intervalos obtidos por vários outros autores para os óxidos principais, à exceção do CaO, que está ligeiramente abaixo do menor valor, e do Na₂O, que é bem mais alto. A princípio, pode-se dizer que no Alvo Borrachudo os processos metassomático-hidrotermais levaram a uma maior lixiviação do Ca e, ao mesmo tempo, a um enriquecimento maior em Na quando da recristalização do plagioclásio. Comparativamente às outras rochas (coluna G a J), constata-se

as mesmas semelhanças, ficando a diferença mais significativa com os teores de Na₂O, também bem maiores no Alvo Borrachudo, o que deve indicar aporte real de sódio através dos fluidos que por lá percolaram.

Tabela 3 - Composições médias de rochas básicas da Província Mineral de Carajás.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	L
SiO ₂	51,2	52,9	54,8	52,6	53,5	53,5	48,8	55,3	48,3	48,2	52,0
TiO ₂	0,6	1,0	0,8	0,7	0,8	0,6	1,8	0,9	1,2	0,9	1,12
Al ₂ O ₃	14,2	14,8	14,1	12,9	13,5	15,0	13,0	14,8	13,5	15,3	13,4
Fe ₂ O ₃	3,2	-	*11,5	-	2,5	-	*18,1	*14,4	-	3,8	4,0
FeO	8,5	*12,0	-	-	8,2	-	-	-	-	10,0	8,6
MgO	6,5	6,2	5,2	4,9	5,7	7,6	5,0	3,3	5,4	6,1	5,3
MnO	-	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1
CaO	6,7	7,8	8,1	7,8	6,0	7,6	7,1	4,7	7,2	9,6	6,0
Na ₂ O	3,2	3,0	3,2	3,3	2,6	2,4	2,9	3,1	1,8	2,4	4,5
K ₂ O	2,2	1,7	1,7	2,0	2,7	2,0	1,4	2,9	1,5	1,2	1,2
P ₂ O ₅	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3

* total (Fe₂O₃ ou FeO)

Vulc. bas. e andes. do Grupo Grão-Pará

A - LEMOS & VILLAS (1983)

B - GIBBS et al. (1986)

C - TEIXEIRA & EGGLEER (1994)

D - FERREIRA FILHO (1985)

E - MEIRELES & DARDENNE (1991)

Diques de quartzo-diorito do Gr. Grão-Pará

F - TEIXEIRA & EGGLEER (1994)

Anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo

G - LINDENMAYER et al. (1994)

Vulc. bas. do Grupo Igarapé Bahia

H - ALTHOFF et al. (1994)

I - FERREIRA FILHO (1985)

Metagabros do Prospecto Águas Claras

J - BARROS et al. (1994)

Vulc. bas. do Alvo Borrachudo

L - média das amostras pouco modificadas

(este trabalho)

4.7.2.2 - Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras (ETR) têm sido amplamente usados na petrologia com vista a decifrar a gênese e evolução das rochas. Costuma-se supor que durante o metamorfismo eles são relativamente imóveis, significando que, em geral, há poucas modificação na sua distribuição durante esse processo. Tal fato permite usá-los como excelentes indicadores petrogenéticos do

material pré-metamórfico. Contudo, a remobilização dos ETR é observada em vários ambientes crustais onde a razão fluido/rocha é elevada, e onde ocorrem profundas transformações da rocha original e destruição de minerais portadores de ETR (CONDIE et al., 1977; HANSON, 1980; FIGUEIREDO, 1993).

As análises para ETR de rochas do Alvo Borrachudo (Tabela 4) mostram teores cujas somas totalizam de 52,3 a 306,4 ppm, extremos estes encontrados nas RBpm, que são as rochas que melhor preservam as feições do basalto original. La, Ce e Nd respondem por 72-92% desses totais, porém estas proporções se reduzem a 61-71% se considerados apenas Ce e Nd. Os ETRL (elementos terras raras leves) são, assim, mais abundantes que os ETRP (elementos terras raras pesados) por fatores que vão de pouco menos de 4 a mais de 16, com média em torno de 7,5.

Tabela 4 - Concentrações dos elementos terras raras para as rochas metabásicas e magnetitos do Alvo Borrachudo.

	TEF - 1	TEF - 3	TEF - 4*	TEF - 5*	TEF - 6*	TEF - 2	TEF - 9	TEF-13*
	(RBpm)					(RBfm)		
La	16,41	57,73	8,56	10,92	32,16	47,83	16,25	8,11
Ce	43,66	137,30	20,86	28,89	81,61	116,6	44,81	24,47
Nd	24,78	69,14	11,22	17,93	42,90	60,42	22,32	13,17
Sm	5,58	12,96	3,02	4,35	8,51	10,94	4,80	3,26
Eu	1,18	3,69	0,92	1,12	2,01	2,96	1,39	1,23
Gd	5,46	10,49	2,60	3,63	7,45	9,14	3,62	2,87
Dy	4,98	7,48	2,41	3,08	6,40	6,71	2,36	2,53
Ho	1,00	1,43	0,46	0,59	1,28	1,28	0,44	0,51
Er	2,72	3,48	1,10	1,43	3,47	3,17	1,05	1,39
Yb	2,16	2,38	1,01	1,07	2,91	2,28	0,63	1,02
Lu	0,29	0,31	0,15	0,15	0,39	0,31	0,09	0,16
Σ ETR	108,21	306,39	52,30	73,15	189,10	250,70	97,77	58,72
Σ ETRL	90,43	277,13	43,66	62,09	165,18	235,79	88,18	49,01
Σ ETRP	16,61	25,57	7,73	9,95	21,90	22,89	8,19	8,48
Σ L/ Σ P	5,08	9,47	5,05	5,61	6,90	5,81	9,19	5,05
(La/Lu)n	5,81	19,27	5,93	7,66	8,58	15,76	18,74	5,36
(La/Sm)n	1,85	2,80	1,79	1,58	2,31	2,75	2,13	1,56
Eun/Eu*	0,65	0,94	0,98	0,84	0,75	0,88	0,98	1,20
(Eu/Sm)n	0,56	0,76	0,81	0,68	0,63	0,72	0,77	1,00

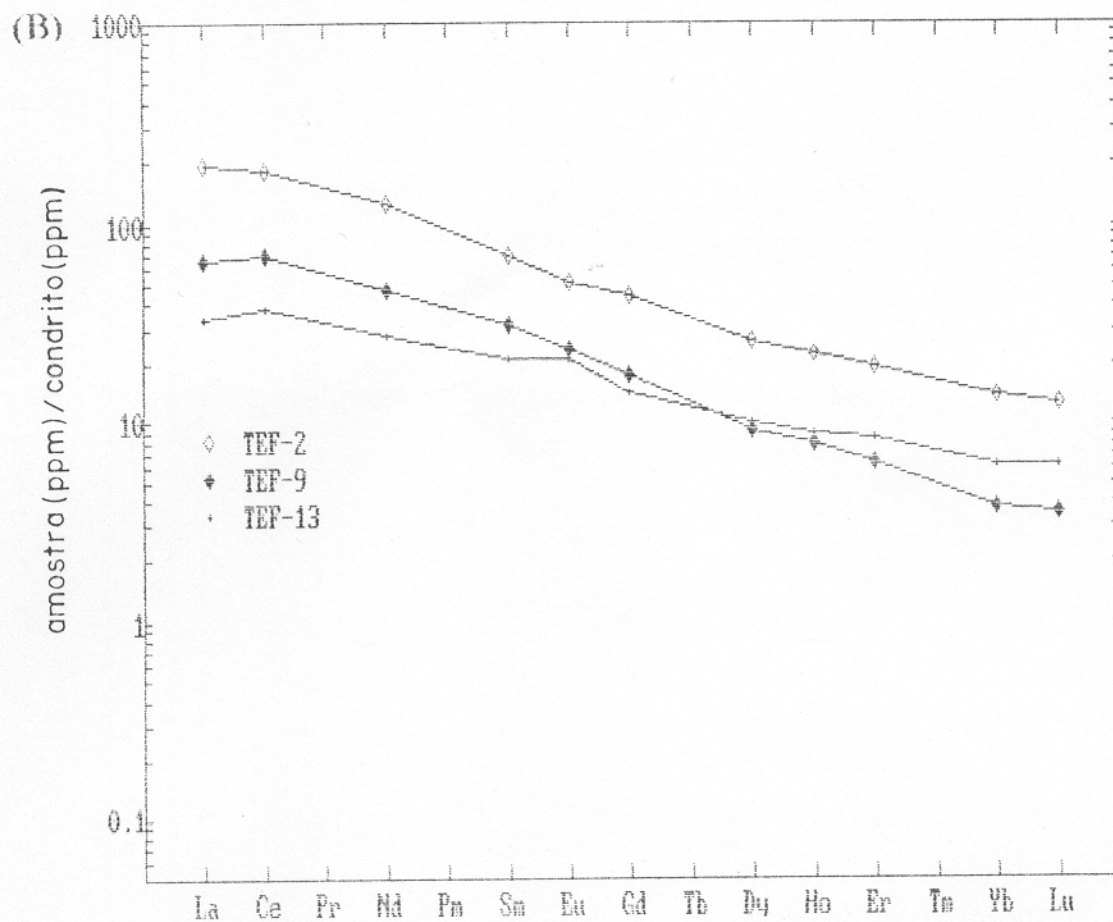
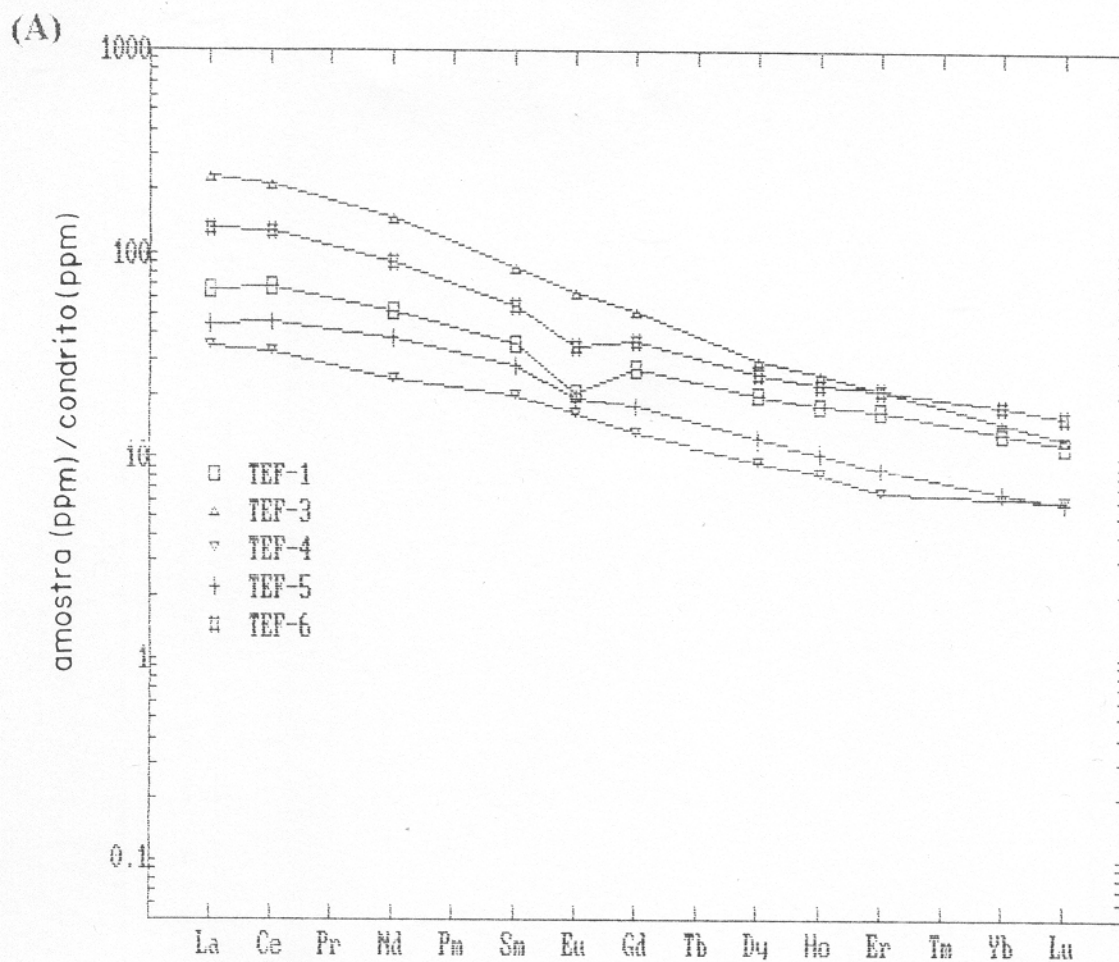
Continuação da Tabela 4

	TEF - 7*	TEF - 8*	TEF-10*	TEF-11	TEF-12	TEF-16	TEF-17*	TEF-14*	TEF-15*
		(PX)		(PX)		(RB)		(MT)	
La	69,72	23,57	16,32	12,56	6,81	37,09	14,60	22,60	37,96
Ce	135,90	73,09	49,98	41,73	20,84	83,83	34,05	69,54	105,80
Nd	42,22	55,92	34,64	26,58	14,78	34,03	12,49	45,86	52,96
Sm	6,75	12,99	7,07	5,57	4,12	6,24	2,66	9,25	9,55
Eu	1,54	4,08	1,63	1,13	0,43	1,42	0,60	1,48	1,63
Gd	5,27	11,06	7,37	4,51	4,33	4,76	2,13	8,92	9,17
Dy	4,10	8,82	6,60	3,37	3,81	2,76	1,82	6,43	6,94
Ho	0,81	1,69	1,32	0,63	0,73	0,53	0,36	1,20	1,32
Er	2,15	4,16	3,57	1,51	1,78	1,29	0,96	2,84	3,21
Yb	1,57	3,11	2,41	0,96	1,30	0,98	0,89	1,68	1,72
Lu	0,22	0,42	0,33	0,14	0,17	0,17	0,16	0,22	0,21
Σ ETR	270,26	198,90	131,23	98,69	59,10	173,10	70,73	170,03	230,47
Σ ETRL	254,59	165,57	108,01	86,44	46,55	161,19	63,80	147,25	206,27
Σ ETRP	14,12	29,26	21,60	11,12	12,12	10,49	6,32	21,29	22,57
Σ L/ Σ P	16,24	4,97	4,63	7,05	3,71	13,54	9,21	6,47	8,52
(La/Lu) _n	32,31	5,88	5,18	9,59	4,21	22,78	9,53	10,43	18,33
(La/Sm) _n	6,50	1,14	1,45	1,42	1,04	3,74	3,45	1,54	1,50
Eun/Eu*	0,76	1,01	0,69	0,67	0,31	0,77	0,75	0,49	0,53
(Eu/Sm) _n	0,61	0,83	0,61	0,54	0,28	0,61	0,60	0,42	0,45

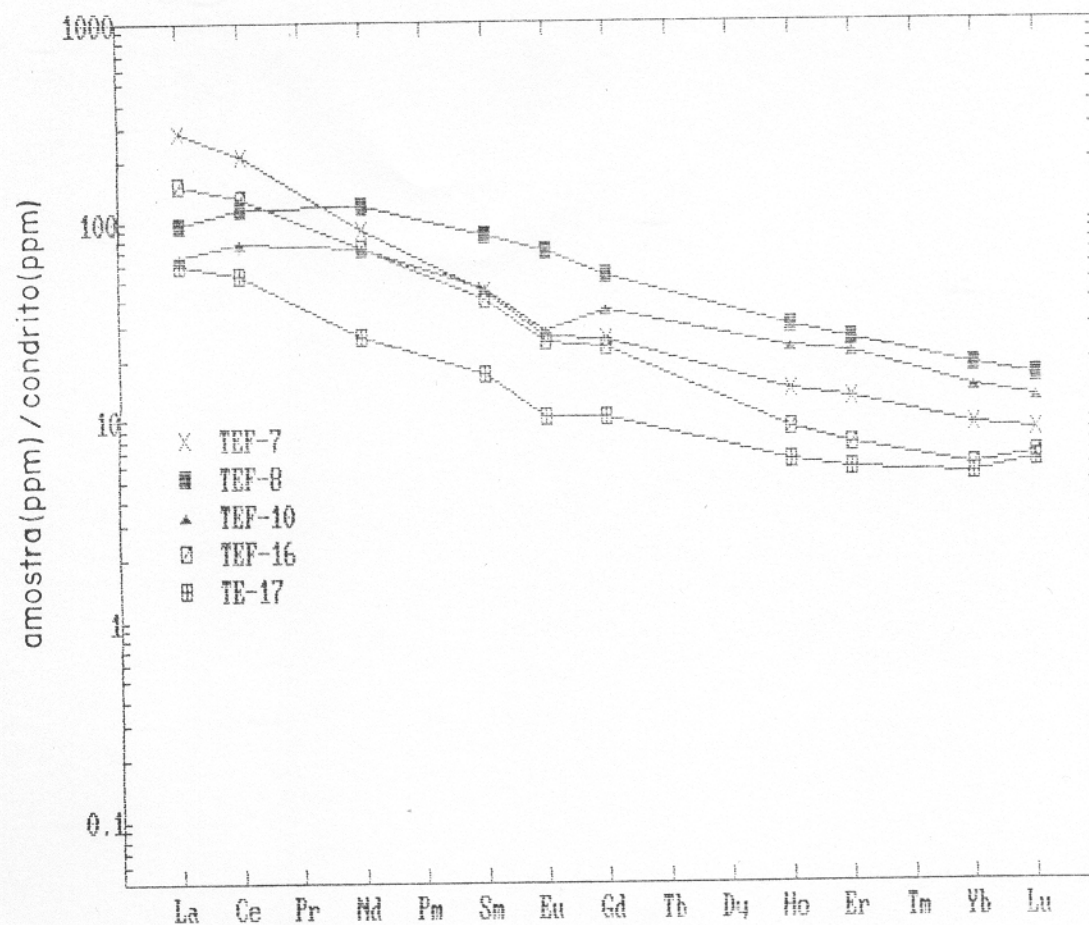
obs: mesma notação da Tabela 2

Independentemente do tipo litológico ou do grau de alteração, todas as rochas guardam o mesmo padrão de fracionamento geral (Figura 47 A→D), marcado por uma suave a moderada inclinação, que reflete o maior enriquecimento nos ETRL e é evidenciada pelas razões (La/Lu)_n na faixa de 4,21 a 32,31. Embora nem sempre perceptível na escala logarítmica, essa inclinação não é uniforme, sendo bem menos acentuada no grupo dos ETRL, no qual pode-se observar uma tendência à horizontalidade ou mesmo à concavidade em cerca de 60% das amostras, como bem expressam as baixas razões (La/Sm)_n entre 1,04 e 1,85.

Além disso, o fator de enriquecimento em ETRL das rochas em relação ao dos condritos varia de 15 a 300, enquanto que referente aos ETRP o fator varia de 3 a 20 apenas.



(C)



(D)

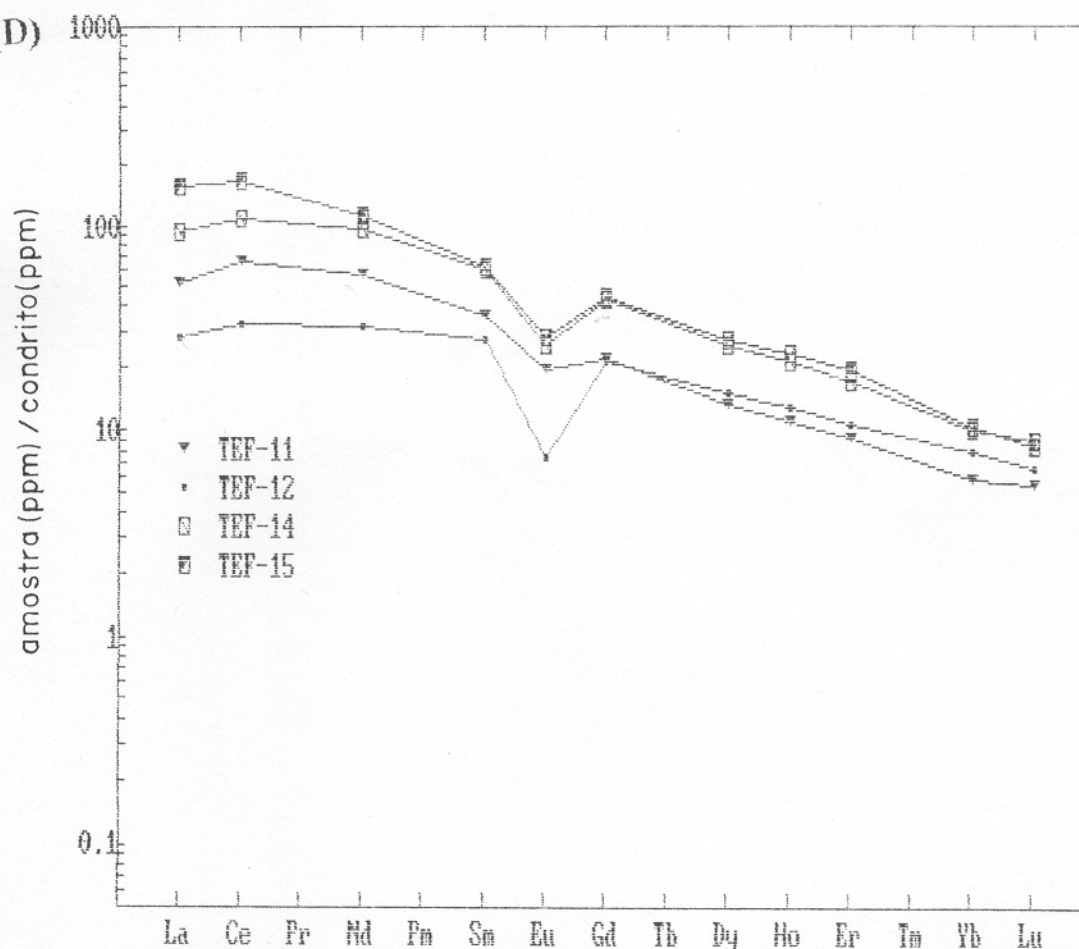


Figura 47- Padrões de terras raras normalizados para condritos das rochas metavulcânicas básicas e magnetitos do Alvo Borrachudo, Carajás.

(A) Rbpm, (B) Rbfm, (C) PX_{7,8,10} e RB_{16,17} e (D) XM_{11,12} e MT_{14,15}

Apesar das semelhanças em termos gerais, as amostras diferem principalmente no que diz respeito às anomalias de Eu. De fato, constata-se anomalias negativas em 13 amostras (76%), virtual ausência de anomalia em 3 (18%) e anomalia positiva em apenas 1 (6%). Dentre as anomalias negativas distinguiram-se, para efeitos descritivos e com base nas razões $(Eu/Eu^*)_n$, em que Eu^* é a média aritmética entre Sm e Gd normalizados, anomalias fracas (0,84 a 0,88), moderadas (0,65 a 0,77) e fortes (0,31 a 0,55).

A passagem das anomalias fortemente negativas à anomalia positiva obedece, de modo geral, à seguinte sequência: magnetititos → xistos máficos → rochas tectonicamente bandadas → plagioclásio xistos → rochas básicas maciças pouco modificadas → rochas básicas maciças fortemente modificadas, os três primeiros sendo caracterizados por anomalias negativas fortes e moderadas, e os demais por anomalias negativas moderadas e fracas, ausência de anomalia e pela anomalia positiva.

<u>Eu (-)</u>	<u>Eu (+)</u>
MT → XM → RB → PX → RBpm → RBfm	

A despeito do padrão geral similar das amostras, próprio de derivação de um evento comum - no caso o magmatismo básico -, as diferenças entre elas podem resultar do grau de diferenciação magmática e dos processos metamórfico-deformacionais. Aparentemente, a alteração metamórfico-hidrotermal pouco modificou aquele padrão, tanto que não há distinção palpável entre o comportamento dos ETR nas rochas básicas maciças pouco e fortemente modificadas. Os magnetititos e os xistos máficos podem representar cumulos produzidos por diferenciação magmática, enquanto as rochas tectonicamente bandadas são aquelas que concentram maior intensidade de deformação. Significativamente todos eles contêm as mais baixas

proporções modais de plagioclásio e altos teores de apatita, daí as mais fortes anomalias de Eu. Por outro lado, as rochas maciças e os plagioclásio xistos são produtos menos diferenciados e contêm expressivas quantidades de plagioclásio em sua composição modal, implicando moderadas a fracas anomalias negativas e mesmo positivas de Eu. Duas amostras dos plagioclásio-xistos (TEF-8 e TEF-10), em particular, afastam-se do padrão inclinado geral e apresentam para o subgrupo dos ETRL uma configuração dômica, na qual ressalta uma incipiente anomalia positiva de Nd, provavelmente como resultado da remoção de La e Ce que devem ter sido particularmente susceptíveis à mobilização naquelas amostras em resposta aos processos pós-magmáticos.

As características acima são interpretadas por vários autores como indicativas de assinatura ígnea, sendo encontradas comumente em rochas magmáticas derivadas do manto (SUN & NESBITT, 1978; HENDERSON, 1984).

Os dados de ETR para as amostras RBpm são compatíveis com basaltos toleíticos de ambientes continental, de arcos-de-ilhas ou *back-arc*, bem como gabros de complexos intrusivos diferenciados. As razões $(La/Lu)_n$ e $(Eu/Sm)_n$, contudo, cobrindo os intervalos 5,81-19,27 e 0,56-0,81 respectivamente, as enquadram melhor dentre os basaltos daqueles complexos (CULLERS & GRAF, 1984).

A despeito de apresentarem padrões de distribuição dos ETR similares, ao comparar-se as composições médias de rochas básicas do Grupo Grão-Pará com as amostras RBpm do Alvo Borrachudo (Tabela 5; Figura 48), observa-se que as últimas:

- a) têm teores pelo menos duas vezes mais elevados se confrontados com os dados de GIBBS et al. (1986) e de TEIXEIRA & EGGLER (1994); são também cerca de 20% mais ricas se forem considerados com os dados de MEIRELLES & DARDENNE (1991);
- b) são mais ricas nos ETRL, notadamente em Ce e Nd;

c) apresentam anomalias negativas de Eu de menor amplitude; e

d) são discretamente mais pobres em ETRP.

Convém frisar que, em relação unicamente aos basaltos descritos por GIBBS et al. (1986), o padrão de fracionamento dos ETR é bem mais distinto, haja vista estas rochas apresentarem inclinação muito baixa que se aproxima da horizontalidade.

Tabela 5 - Concentrações de elementos terras raras (ppm) em rochas básicas da Província Mineral de Carajás.

	A	B	C	D	E	F	G	H
La	11,7	13,1	24,6	9,3	21,9	11,6	8,2	25,1
Ce	23,5	28,4	48,8	22,7	41,8	20,9	15,8	62,5
Nd	12,4	17,7	23,9	13,7	19,4	12,6	9,1	33,2
Sm	3,1	4,0	6,3	3,7	3,9	3,3	2,5	6,9
Eu	0,9	1,0	1,0	0,6	0,6	1,3	0,7	1,8
Gd	-	-	4,7	-	5,5	3,8	2,8	5,9
Dy	-	-	4,6	-	7,2	4,1	3,7	4,9
Ho	-	-	0,9	-	1,7	0,86	0,8	0,9
Er	-	-	2,7	-	4,7	2,5	2,2	2,4
Yb	2,4	2,1	2,5	1,2	5,2	2,3	1,9	1,9
Lu	0,3	0,3	0,4	0,2	0,8	0,33	0,3	0,2
ΣETR	54,3	66,6	120,4	51,4	112,6	63,5	48,0	145,6

Vulc. bas. e andes. do Grupo Grão-Pará

A - GIBBS et al. (1986)

B - TEIXEIRA & EGGLER (1994)

C - MEIRELLES & DARDENNE (1991)

Diques de quartzo-diorito do Gr. Grão-Pará

D - TEIXEIRA & EGGLER (1994)

Anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo

E - LINDENMAYER et al. (1994)

Vulc. bas. do Grupo Igarapé Bahia

F - ALTHOFF et al. (1994)

Metagabros de Águas Claras

G - BARROS et al. (1994)

Vulc. bas. do Alvo Borrachudo

H - média das amostras pouco modificadas
(este trabalho)

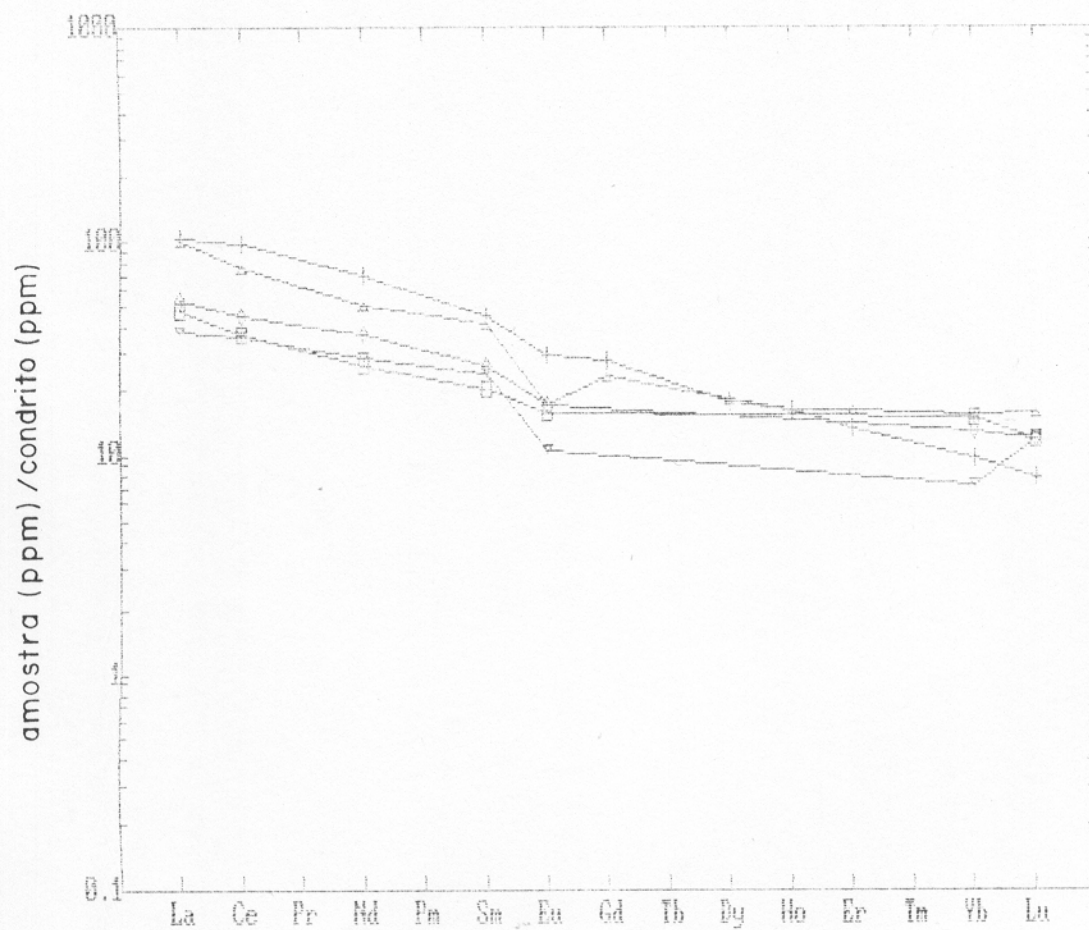


Figura 48 - Padrões de terras raras normalizados para condritos de rochas básicas do Grupo Grão-Pará e do Alvo Borrachudo, Serra dos Carajás.

Vulcânicas básicas e andesitos

□ - GIBBS et al. (1986)

◇ - TEIXEIRA & EGGLEER (1994)

Δ - MEIRELES & DARDENNE (1991)

Diques de quartzo-diorito

▼ - TEIXEIRA & EGGLEER (1994)

Metavulcânicas básicas pouco modificadas

+ - Alvo Borrachudo (este trabalho)

Se a comparação é estendida a outras rochas básicas arqueanas da Província Mineral de Carajás (Tabela 5; Figura 49), nota-se que os metabasaltos do Alvo Borrachudo são mais enriquecidos nos elementos terras raras leves e intermediários, porém mais empobrecidos nos ETRP. Têm, também, maiores teores de ETR, sendo 3, 2,3 e 1,3 vezes mais ricos, respectivamente, que os gabros de Águas Claras, o Grupo Igarapé Bahia e os anfibolitos do Grupo Salobo. Além disso, mostram fraca anomalia negativa de Eu, comparável aos gabros de Águas Claras, mas bem diferente dos anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo (fortemente negativa) e dos metabasaltos do Grupo Igarapé Bahia (ligeiramente positiva).

No que concerne aos ETR, pode-se, como conclusão preliminar, dizer que o Alvo Borrachudo constitui um corpo independente, tendo sido derivado de fonte mantélica bem mais enriquecida em ETR, em especial em ETRL, do que as demais rochas básicas pré-cambrianas que afloram na Província Mineral de Carajás.

4.7.2.3 - Elementos Traços

Como já mencionado na metodologia, foram separados dois grupos de elementos traços, um englobando Cu, Ni, Co e Cr (ET1) e outro englobando Pb, Zn, Ag, Pt e Pd (ET2). Os resultados de cerca de 1200 análises, para cada elemento do primeiro grupo, estão apresentados em diagramas de frequência (Figura 50 A-D). Foram excluídos teores elevados (> 1600 ppm) por serem pouco frequentes e muito assistemáticos dentro dos intervalos, mas referências a eles são feitas no decorrer do texto.

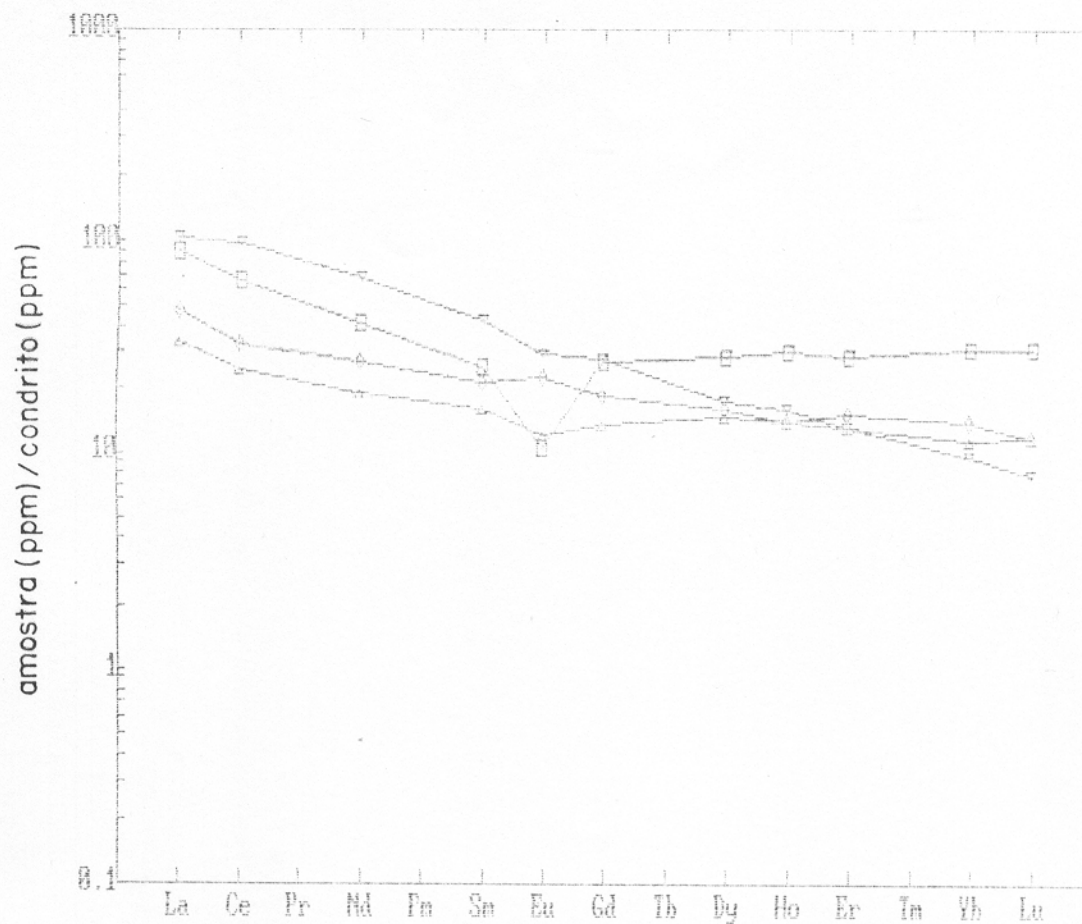
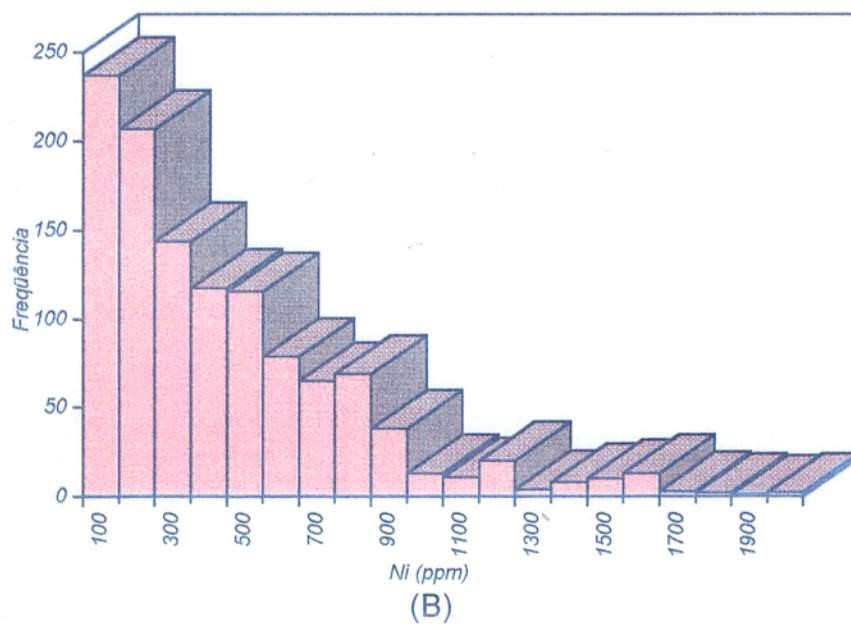
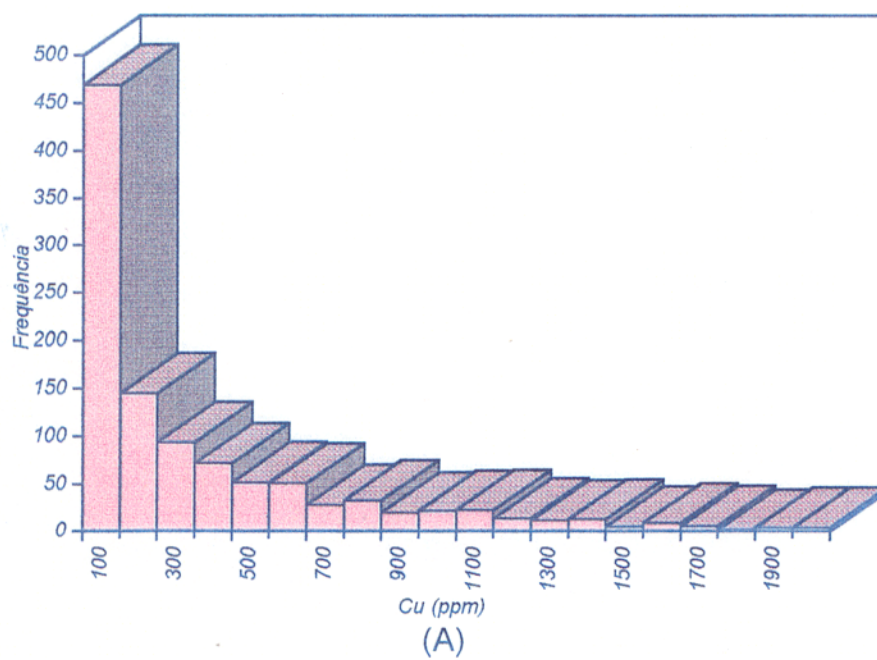


Figura 49 - Padrões de terras raras normalizados para condritos de rochas básicas da Província Mineral de Carajás.

- Anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo
(LINDENMAYER et al., 1994)
- ◊ Vulcânicas básicas do Grupo Igarapé Bahia
(ALTHOFF et al., 1994)
- Δ Metagabros de Águas Claras
(BARROS et al., 1994)
- ▽ Metavulcânicas básicas pouco modificadas
(Alvo Borrachudo - este trabalho)



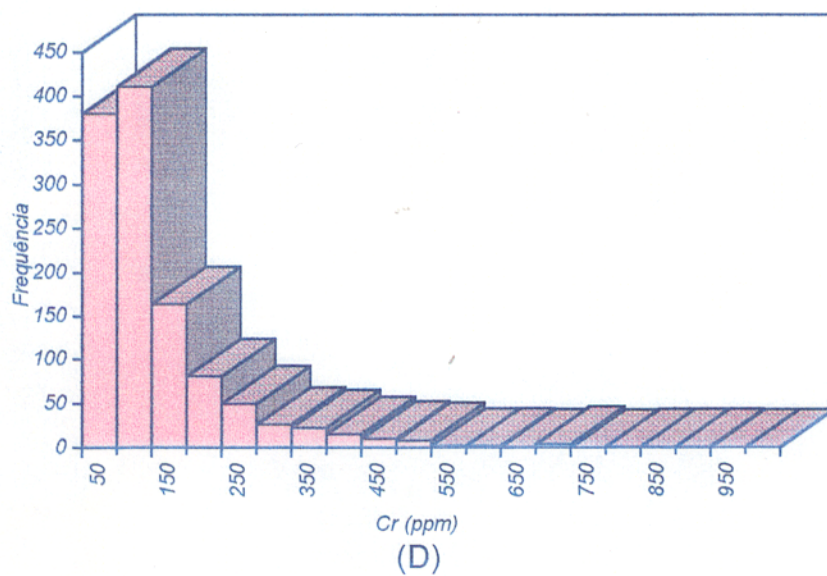
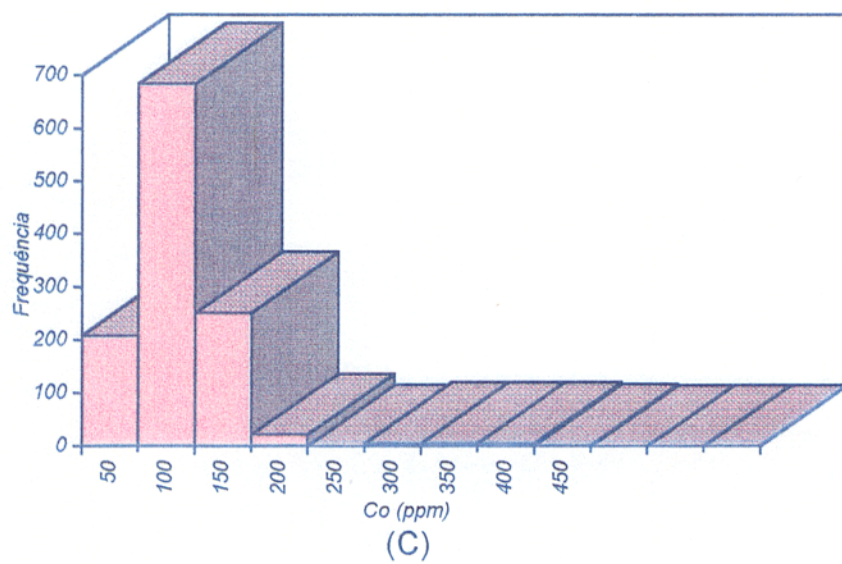


Figura 50 - Histogramas de frequência para os teores de: (A) Cu, (B) Ni, (C) Co e (D) Cr de rochas metabásicas e magnetitos do Alvo Borrachudo.

Ao longo dos perfis observa-se uma alternância de faixas ricas em Cu, Ni e Co, sempre associadas às rochas com os mais altos valores de Fe (xistos máficos e magnetitos) com faixas pobres a ricas em Ni, Co, e, às vezes, também em Cu e com teores mais baixos de Fe (plagioclásio xistos e rochas tectonicamente bandadas). Com relação ao Cr, observa-se um comportamento antipatético, sendo menos enriquecido nas faixas em que os outros três elementos aparecem com maiores teores. Para fins meramente descritivos foram estabelecidos, para cada elemento do grupo ET1, intervalos em ppm correspondendo a teores baixos, médios e altos, conforme o quadro abaixo:

	baixos	médios	altos
Cu	0-500	500-900	>900
Ni	0-500	500-900	>900
Co	0-100	100-200	>200
Cr	0-150	150-300	>300

Os dados para **Cu** (Figura 50A) mostram que 80% e 65% são teores baixos, respectivamente para as rochas dos setores norte e sul. Em termos gerais, cerca de 75% das rochas do Alvo Borrachudo ficaram na faixa de baixo teor.

As mais altas concentrações de Cu são encontradas nos xistos máficos e nos leitos de magnetito, nos quais registram-se valores anômalos nas porções norte (3%) e sul (2,2%) da área. Eles são ocasionalmente encontrados nas outras variedades xistosas e nas maciças, sendo uma expressão direta de maior precipitação de calcopirita. De um modo geral, contudo, constata-se comportamento mais ou menos cíclico com as faixas de teores baixos a médios alternando-se com as faixas de teores mais elevados. As primeiras estão associadas à remobilização do sulfeto de cobre nas porções fortemente afetadas pelas atividades hidrotermais, enquanto as outras estão

relacionadas à mineralização primária de cobre nos xistos máficos e principalmente nos magnetititos.

As análises para Ni (Figura 50B) mostram que os baixos teores também são mais freqüentes, em ambos os setores norte e sul, com proporções de 65% e 75% respectivamente. Na realidade, o Ni segue uma distribuição semelhante à do Cu com o qual tem relações simpatéticas. Assim, ao longo dos perfis, valores médios e altos alternam-se com valores baixos, refletindo a alternância dos xistos máficos e magnetititos com as outras variedades da rocha. Enquanto que nestas últimas os teores de Ni variam de 20 a 800 ppm, naqueles eles ficam entre 800 e 2000 ppm. Teores anômalos de 1,95% a 3,35% de Ni foram verificados nos magnetititos da porção norte, em contraposição aos da porção sul onde as concentrações de Ni não ultrapassam 1700 ppm, sendo as mais comuns aquelas em torno de 1200 ppm. Esses dados corroboram observações anteriores que indicaram estar a mineralização de níquel sempre associada aos sulfetos de cobre (calcopirita) e os menores teores presentes nas rochas da porção sul onde os sulfetos são menos abundantes.

No caso de Co (Figura 50C), 75% das análises, em ambos os setores, apontaram baixos teores, nenhum deles atingindo 200 ppm no setor sul e poucos, não mais de 5%, ultrapassando este valor no setor norte. Concentrações acima de 150 ppm só foram constatados nos xistos máficos e magnetititos, nestes últimos com valores anômalos de até 1400 ppm ficando evidente a relação simpatética com Ni. Entretanto, mesmo aí, não foram identificados sulfetos de Co.

Com relação a Cr (Figura 50D), constata-se um comportamento muito errático ao longo dos furos, com os valores mais altos não coincidindo, necessariamente, com os mais altos dos demais elementos do grupo ET1. Na realidade, o Cr mostra valores muito variáveis tanto nas variedades metabásicas como nos magnetititos, com uma leve tendência, nem sempre confirmada, de os mais altos teores corresponderem aos plagioclásio xistos com fortes transformações

hidrotermais. De uma maneira geral, predominam os teores baixos (90% no setor norte e 55% no setor sul) e, contrariamente aos outros três elementos, é no setor sul que os maiores ocorrem com maior frequência, se bem que representem pouco mais de 10% dos valores obtidos. Valores anômalos ocasionais também foram determinados, mas não ultrapassam 700 e 1750 ppm respectivamente nas rochas. É bem possível que os teores reflitam a presença de cromita, que, no entanto, não foi ainda identificada nas rochas do Alvo Borrachudo. Da mesma forma, os baixos teores nos magnetitos apenas confirmam as insignificantes concentrações de Cr na estrutura da magnetita (Tabela 1).

Apesar de os xistos máficos serem pouco espessos e os dados analíticos para os elementos traços, como já mencionado, serem representativos de intervalos métricos dos furos de sondagem, as observações petrográficas nos dão suporte para associá-los com os altos valores de Cu, Ni, Co e Fe. Esses teores podem até não refletir os valores reais da mineralização associada a essas rochas, mas, pelo menos em parte, eles estão sendo influenciados pela presença de magnetita e sulfetos primários que ocorrem disseminados nas mesmas.

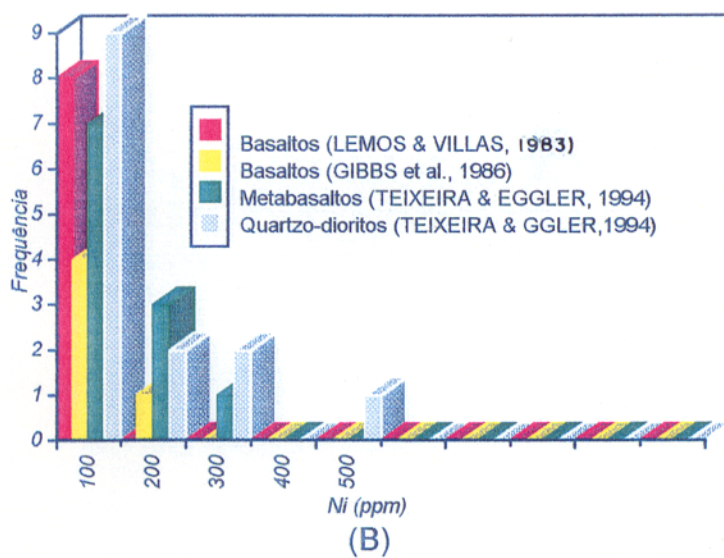
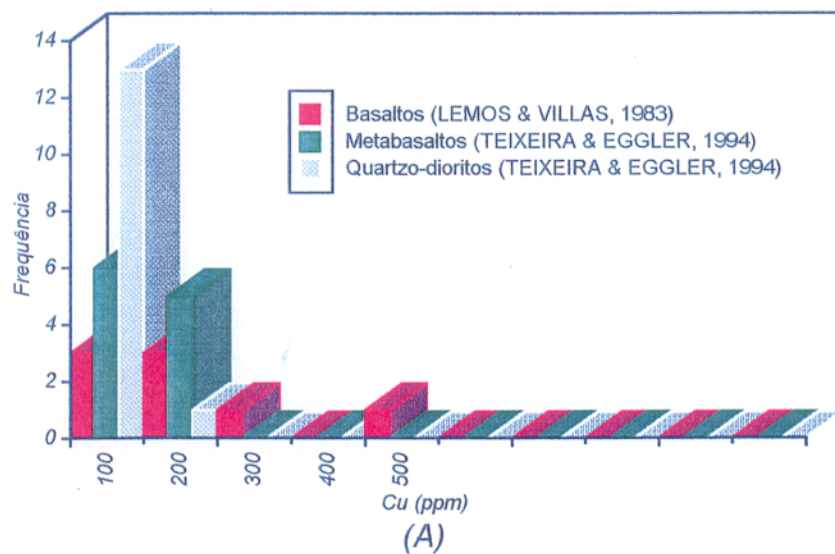
Dentre os elementos do grupo ET2, somente Pb, Zn, Pt e Pd, apresentam teores geoquimicamente significativos, já que Ag e Au ficaram, em geral, abaixo do limite de detecção. O Pb cobre um intervalo entre 14 e 60 ppm, sendo raros os valores iguais ou acima de 100 ppm. As concentrações de Zn variam de 17 a 80 ppm, destacando-se no furo 4, em zonas de intensa milonitização, alguns intervalos com valores abaixo de 10 ppm. Embora não se tenha observado nenhuma tendência de Pb e Zn se fixarem em maiores concentrações em quaisquer dos litotipos estudados, verificou-se, uma certa correlação positiva com os mais altos valores de Cu.

As análises para Pt e Pd revelaram teores que, em geral, não ultrapassando 0,19 ppm e 0,87 ppm respectivamente. Os teores de Pd são, via de regra, mais elevados e mais regulares ao

longo dos perfis, destacando-se valores anômalos de 1,22 e 3,03 ppm nos magnetitos. Destaca-se que grande parte dos teores de Pt e Pd é bem superior ao teor médio de 0,02 ppm para estes elementos em rochas basálticas e ultrabásicas (LEVINSON, 1974), o que aconselharia um trabalho prospectivo mais detalhado na área para EGP. A exemplo do Cr, Pt e Pd não se concentram preferencialmente em qualquer tipo litológico do Alvo Borrachudo, salvo talvez nos magnetitos, nos quais foram detectados os dois valores anômalos em amostras contendo altos teores de Cu e Ni. Não há evidência, porém, que a deposição de Pt e de Pd no Alvo Borrachudo esteja relacionada aos processos geradores da mineralização sulfetada.

Comparativamente aos metabasaltos e quartzo-dioritos do Grupo Grão-Pará (Figura 51 A-D), as rochas metabásicas do Alvo Borrachudo mostram-se mais enriquecidas em Ni, Co e Cu, e menos enriquecidas em Cr. De fato, no intervalo de 0 a 100 ppm, enquadram-se 19%, 74%, 78% e 65% das análises obtidas respectivamente para Ni, Co, Cu e Cr em rochas do Alvo Borrachudo, contra 71%, 95%, 66% e 38%, correspondentemente, naquelas do Grupo Grão-Pará. Valores individuais são também bem maiores no Alvo Borrachudo, mesmo para o Cr, embora isso possa decorrer do acaso estatístico em uma população de dados que é pelo menos 30 vezes maior que à daquele grupo.

Semelhante constatação resulta do confronto com dados para anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo, metagabros Águas Claras e Grupo Igarapé Bahia (Figura 52 A-D), se bem que as poucas análises disponíveis possam comprometer essa comparação.



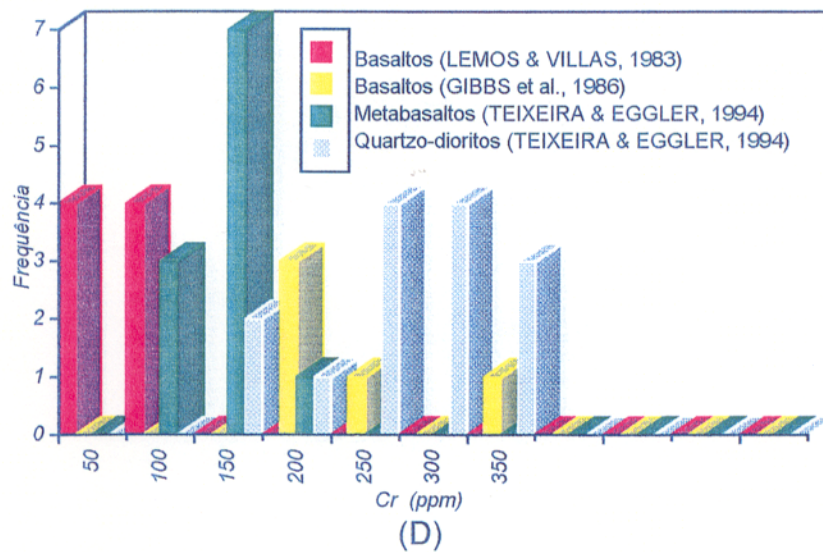
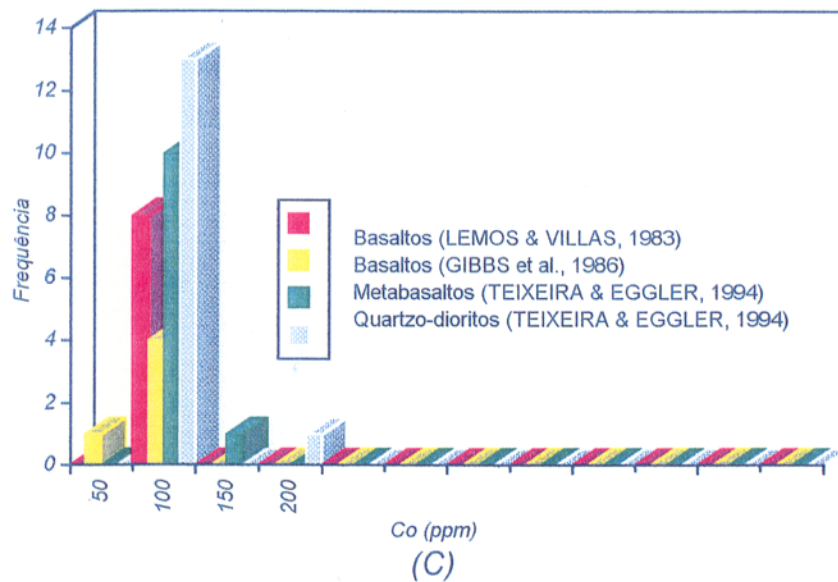
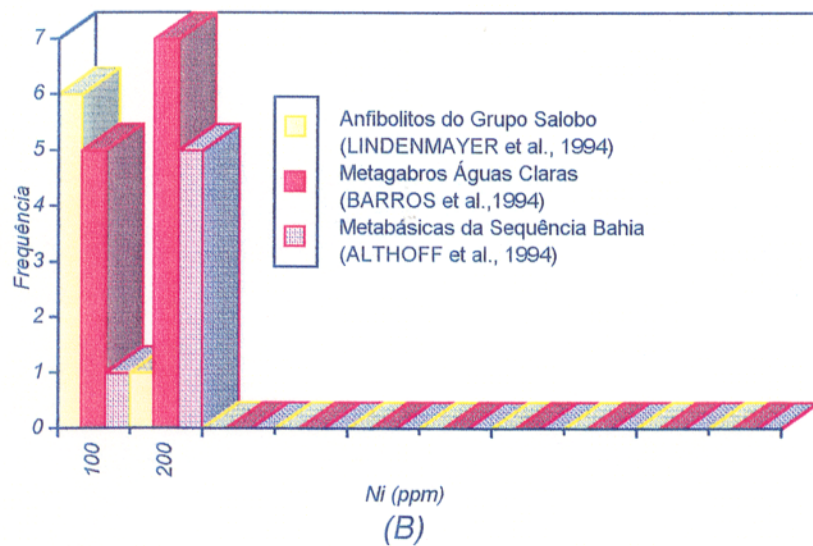
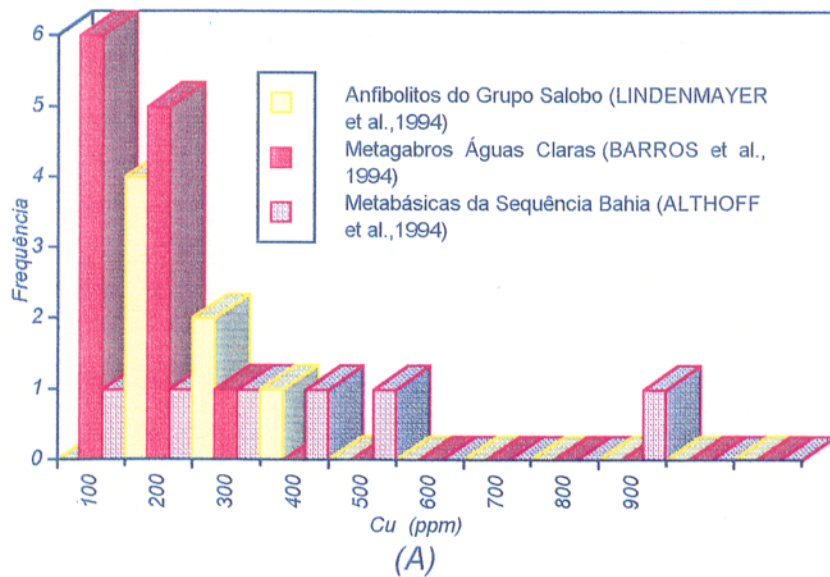


Figura 51 - Histogramas de Frequência para os teores de (A) Cu, (B) Ni, (C) Co e (D) Cr de metabasaltos e diques de quartzodioritos do Grupo Grão-Pará.



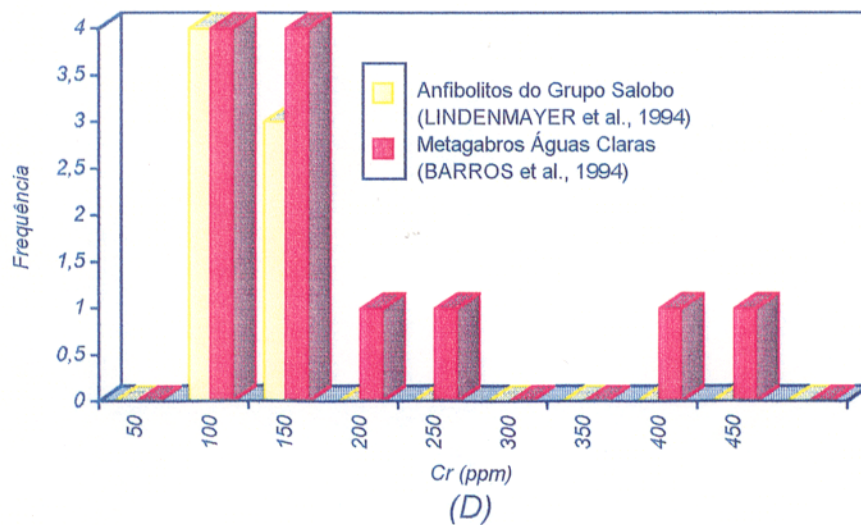
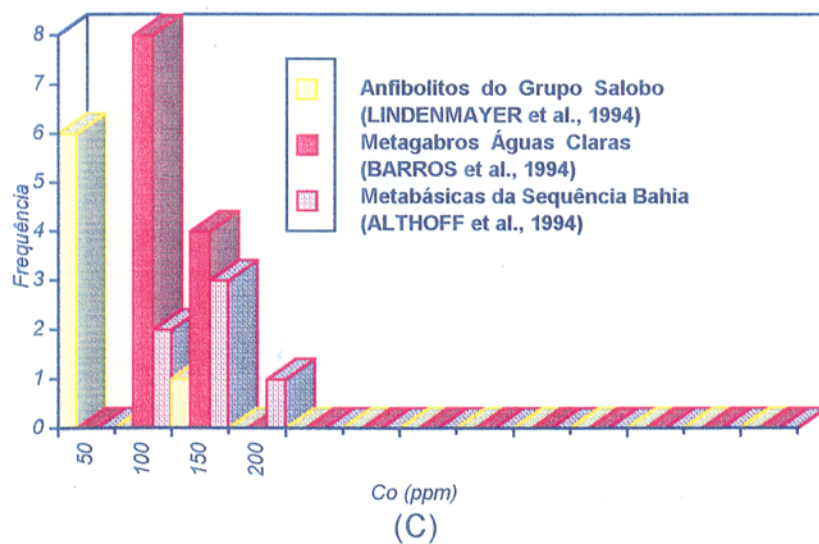


Figura 52 - Histogramas de Frequência para os teores de (A) Cu, (B) Ni, (C) Co e (D) Cr de alguns corpos básicos da Província Mineral de Carajás.

5 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

Dos dois tipos de magmatismo registrados no Alvo Borrachudo, o de caráter básico foi, sem dúvida, o mais importante, quer pela sua extensão areal, quer pelas mineralizações que a ele se associaram. O magmatismo granítico, por sua vez, foi de pouca expressão e ocorreu após as rochas metabásicas terem sido metamorfasadas para associações de fácies xisto-verde.

Os produtos do primeiro evento ígneo foram tanto rochas metabásicas (gabróicas) como variedades classificadas como magnetitos e apatita-magnetitos, ambas podendo conter apreciáveis concentrações de titanita e de sulfetos. Do segundo evento resultaram rochas graníticas de composição sieno-granítica, cujo magma foi certamente a fonte do flúor presente em vários minerais que se formaram durante a evolução dos sistemas hidrotermais identificados na área e que se seguiram à intrusão dos corpos graníticos e à instalação da zona de cisalhamento.

5.1 - ROCHAS METABÁSICAS

Embora já não seja mais possível reconhecer a composição original dessas rochas, devido às modificações causadas pelo metamorfismo e pelo hidrotermalismo, várias evidências permitem identificá-las como gabros e diabásios. Além da preservação de texturas intergranular e glomeroporfírica, da presença de fenocristais de plagioclásio e anfibólio e ainda de fácies de granulação fina, os dados químicos (Tabelas 2 e 4) e a composição mineralógica (dominada por oligoclásio, anfibólio cálcico e clorita) são compatíveis com um protólito básico. Reforçam essa interpretação os elevados teores de Cr, Co e Ni, as concentrações de Pt e Pd com valores característicos de rochas de composição básica, além da assinatura dos ETR indicando uma natureza toleítica.

5.2 - MAGNETITITOS E APATITA-MAGNETITITOS

5.2.1 - Descrição geral de alguns depósitos magmáticos de Fe, Fe-P e Fe-Ti

Neste item são abordadas algumas ocorrências de magnetita-apatita associadas a corpos magmáticos de várias partes do mundo.

O campo de Kiruna, na Suécia, constitui uma das maiores concentrações de minério de ferro com apatita que se conhecem, tendo sido interpretada como resultado de segregação de um magma alcalino. Dentre elas, o depósito de Kirunavaara é um dos exemplos mais espetaculares e mais bem estudados. É o protótipo dos depósitos que passaram a ser conhecidos na literatura como tipo Kiruna, também encontrados no Chile (El Laco e Pedernales), no Iran (Região de Bafq), no México (Cerro de Mercado), etc.

O corpo mineralizado de Kirunavaara é tabular, do tipo sill, e encontra-se alojado entre sienitos porfíricos na lapa e quartzo pórfiros na capa. Os contatos entre o minério e as rochas encaixantes são de natureza intrusiva. O minério, geralmente de granulação fina, é constituído de magnetita, mais raramente de hematita, e de quantidades variáveis de fluorapatita com baixos teores de Cl e OH. Os teores de P_2O_5 são iguais ou superiores a 2%. Associados ao minério ocorrem freqüentemente actinolita e diopsídio. São comuns texturas pseudo-estratificadas ou bandadas, com alternância de leitos de apatita pura e de magnetita-apatita. Essas feições são consideradas consistentes com a natureza não deformacional do metamorfismo regional de fácies xisto verde impressos nas rochas encaixantes (PARK & MAC DIARMID, 1975; FRIETSCH, 1978), embora localmente o minério esteja deformado por cisalhamento e recristalizado.

Os depósitos de ferro de El Laco estão situados no flanco de um vulcão riodacítico-andesítico, sendo o de Laco Norte o maior e melhor corpo estudado dessa região. O minério de

magnetita-apatita de El Laco ocorre na forma de derrames e de diques a eles relacionados. A magnetita é o mineral principal e a apatita é localmente abundante nas intrusões, porém é apenas uma fase acessória nas lavas. O minério contém ainda quantidades altamente variáveis de piroxênio e anfibólio, além da hematita em pouca quantidade (NYSTRÖM & HENRÍQUEZ, 1994).

Na área Avnik, na Turquia, ocorre um depósito de ferro rico em apatita que se encontra interacamadado com gnaisses e rochas metavulcânicas cálcio-alcalinas félsicas a intermediárias, cortadas por granitóides. Todas essas rochas estão recobertas por micaxistos e mármore, os quais foram dobrados e metamorfisados durante a Orogenia Alpina. O minério é formado predominantemente por magnetita, fluorapatita e actinolita, e apresenta-se nas formas bandada (com laminações de magnetita-apatita), maciça lenticular ou disseminada (HELVACI, 1984). Ao se recristalizar durante o metamorfismo, a magnetita adquiriu uma composição homogênea, livrando-se de intercrescimentos ou de lamelas de ex-solução, o que confere baixas concentrações a outros elementos, à exceção obviamente do Fe. Com relação à apatita, predomina a variedade rica em flúor que, também durante o metamorfismo, foi parcialmente substituída por hidroxi-flúor-apatita e hidroxiapatita.

Na costa oeste da Noruega, foram descritos quatro depósitos de minério de Fe-Ti, que foram submetidos a um metamorfismo regional suficientemente forte para apagar as feições primárias. Dentre esses depósitos, destaca-se o de Ovre Roddal-Tafjord que apresenta evidências de origem magmática. As rochas hospedeiras são olivina-gabros ricos em ferro que ocorrem dentro de leucognaisses. O minério é formado essencialmente por magnetita e ilmenita (GJELSVIK, 1957). Os efeitos metamórficos sobre o minério não foram suficientemente fortes para promover importantes mudanças na composição tanto da magnetita quanto da hematita. A

magnetita é rica em titânio (14,6% TiO_2) e pobre em vanádio (0,1% V_2O_3), o que sugere que as altas concentrações de titânio são herdadas de um estágio intermediário da diferenciação.

Na Nigéria, foram descritos ferrogabros acamadados com lentes maciças de titanomagnetita e de wehrlito (variedade de peridotito) rico em magnetita-apatita associados a um complexo anortositico. A textura varia desde adcumulada nos primeiros a mesocumulus nos werlitos (OHNENSTETTER et al., 1993).

Na zona superior do Complexo de Bushveld, que é marcada pela presença de abundante magnetita como produto da diferenciação de um magma toleítico, foram descritas camadas ricas em apatita associadas a quantidades bastante elevadas de ilmenita granular (VON GRUENEWALDT, 1976; 1993).

No oeste da Etiópia, ocorre o corpo gabróico de Bikilal que é acamadado e de composição toleítica. Nele distingue-se uma mineralização de ilmenita-magnetita maciça e ilmenita-magnetita e apatita-magnetita-ilmenita disseminada. Além desses minerais, estão presentes anfibólio, clorita e plagioclásio (ABERA, 1993).

No Brasil, de nosso conhecimento, existem as ocorrências de minério de Fe-Ti-(V) localizadas no complexo máfico-ultramáfico acamadado de Campo Alegre de Lourdes e o *sill* gabróico do Rio Jacaré-Maracas onde ocorre encaixado um *pipe* de magnetitito vanadífero na Fazenda Gulçari; ambos os depósitos na Bahia. O primeiro é caracterizado pela alternância de camadas ricas em magnetita-ilmenita e outras ricas em silicatos, com enriquecimento local em apatita. A magnetita constitui uma solução sólida da série magnetita-ulvoespinélio, com teores médios para V_2O_3 de 0,99% e de 1,71% para TiO_2 (COUTO & NILSON, 1993). O segundo foi dividido em duas zonas: 1) zona superior - representada por corpos gabróicos e anortositicos e 2) zona inferior - caracterizada por gabros, piroxenitos e magnetititos, ciclicamente repetidos; o

minério ocorre nas formas disseminadas, fitado e maciço. Este último tipo consiste de grãos de magneto-ilmenita e ilmenita, em várias texturas de exsolução, tendo um teor médio de 10 a 12% TiO_2 e 0,8 a 2,2% V_2O_5 - chegando a alcançar até 6% de V_2O_5 nas partes mais profundas do depósito (BRITO, 1984; GALVÃO et al., 1986).

5.2.2 - Hipóteses sobre a origem dos depósitos de Fe, Fe-P e Fe-Ti

Apesar de Kirunavaara ter sido objeto de estudos há cerca de um século, ainda existe uma grande diversidade de opiniões sobre a origem dos minérios de ferro com apatita. Muitos autores têm defendido uma origem ígnea, por sinal a mais aceita, envolvendo processos de diferenciação magmática (FRIETSCH, 1978; LUNDBERG & SMELLIE, 1979; LYONS, 1988; NYSTRÖM & HENRÍQUEZ 1994). Outros argumentam que os minérios são de origem sedimentar-exalativa, isto é, foram precipitados como sedimentos químicos em ambiente subvulcânico marinho (PARÁK, 1975; FLEISCHER, 1983; FRIETSCH, 1984; PARÁK, 1985).

De acordo com a corrente sedimentar-exalativa, a presença de bandamento, acamamento gradacional, estratificação cruzada e estruturas de erosão, bem como a contínua gradação ascendente do minério de ferro com apatita em direção ao minério bandado de quartzo, são mais coerentes com este tipo de ambiente. Mais recentemente, estudos microtermométricos efetuados em cristais de apatita e estudos de isótopos de Sr indicaram uma origem efusivo-sedimentar para formação do depósito Kirunavaara (KOGARKO & ROMANCHEV, 1990).

O trabalho mais atual sobre o assunto (NYSTRÖM & HENRÍQUEZ, 1994) compara as magnetitas de El Laco com as de outros depósitos do tipo Kiruna no Chile e na Suécia, e estabelece semelhanças geoquímicas e texturais entre elas favoráveis à natureza magmática do minério. Os autores sustentam que a presença da variedade textural colunar de magnetita e os

teores baixos de Cr (<10 ppm) e altos de V_2O_3 (1 a 2%) são diagnósticos de origem ígnea. Acrescentam ainda que a mais importante diferença química, entre os minérios de ferro sem apatita de origem sedimentar e aqueles com apatita de origem magmática, está no baixo teor de V (<10 ppm) nas magnetitas dos primeiros, sugerindo que esta feição composicional possa caracterizar as formações ferríferas. Com relação à apatita, FRIETSCH (1978) ressalta que nas rochas sedimentares ocorre mais comumente a variedade flúor-apatita com grandes quantidades de carbonato e $(OH)^-$.

O bandamento, que está muito bem desenvolvido no minério de ferro de Kirunavaara, é definido pela alternância de leitos ricos em magnetita e apatita subordinada e leitos (de alguns centímetros) ricos em apatita pura com alguma magnetita ou hematita, e tem sido explicado como um fenômeno fluidal resultante da cristalização rítmica magmática (Geijer *apud* FRIETSCH, 1978).

Evidências petrográficas e geoquímicas, na área Avinik (Turquia), sugerem que o minério se formou durante o vulcanismo e resultou de um líquido imiscível que se separou por fracionamento da fração silicática. Os teores de ETR do minério, consistentes com os das rochas metavulcânicas a ele associadas, sustentam essa conclusão (HELVACI, 1984).

No depósito Ovre Roddal-Tafjord, estudos texturais, mineralógicos e químicos apontam que o minério de ferro e os olivina-gabros são produtos da cristalização fracionada de um magma basáltico ferrogabroico (GJELSVIK, 1957).

Na Nigéria, a cristalização do minério rico em titanomagnetita e magnetita-apatita associado a ferrogabro e a wehrlito respectivamente foi interpretada como resultado de diferenciação magmática (OHNENSTETTER et al., 1993).

Na zona superior do Complexo de Bushveld, estudos texturais e composicionais realizados nas camadas ricas em apatita e ilmenita sugerem que elas foram originadas por formação periódica de um líquido imiscível de Fe-Ti-Ca-O-P durante a cristalização fracionada das rochas dessa zona (VON GRUENEWALDT, 1976; 1993).

A mineralização de ferro com apatita e o corpo gabróico Bikilal, na Etiópia, são aceitos, com base em estudos mineralógicos e texturais, como oriundos do mesmo líquido rico em Fe, Ti, P e voláteis (ABERA, 1993).

O estudo geoquímico do minério de Fe-Ti-(V) do Complexo de Campo Alegre de Lourdes, na Bahia, o identificou com um corpo básico acamadado, formado a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico toleítico rico em Fe, ETRL, P, K e Cu. O comportamento inverso dos óxidos P_2O_5 e SiO_2 no minério sugere que houve provavelmente imiscibilidade entre um líquido rico em silicatos e outro enriquecido em óxidos de Fe-Ti e P (COUTO & NILSON, 1993).

Levando em consideração os aspectos químico-petrográficos o *sill* do Rio Jacaré é interpretado como uma intrusão máfica estratificada e a formação do depósito está relacionada a estágios finais de cristalização magmática a partir de magmas basálticos aluminosos, estando a presença de repetições cíclicas de magnetitito e de piroxenito relacionadas a variações na fugacidade de oxigênio e a consequente precipitação de magnetita (BRITO, 1984; GALVÃO et al., 1986).

Longe de ser consensual, a hipótese magmática é a mais aceita para explicar a formação dos depósitos do tipo aqui abordado, conforme pôde ser visto pelos exemplos acima descritos. Independentemente da sua associação com magmatismo alcalino, cálcio-alcalino ou básico, esses

depósitos parecem ter sido originados de processos de diferenciação magmática envolvendo cristalização fracionada com ou sem imiscibilidade.

A imiscibilidade entre líquidos ricos em silicatos e ricos em fósforo e óxido de Fe-Ti foi estudada experimentalmente por PHILPOTTS (1967). Com o sistema magnetita-apatita-diorito a 1 atm, foi identificada uma mistura eutética de proporção óxidos:apatita de 2:1 (em volume), a qual é imiscível com a fusão diorítica a $1040 \pm 10^\circ \text{C}$.

Apesar dos altos teores de V_2O_3 na magnetita sugerirem uma afiliação ígnea, este mineral ao recrystalizar durante o metamorfismo, adquire uma composição homogênea. Essa “purificação” da magnetita está bem documentada no depósito de Avnik (HELVACI, 1984) e, se for universalmente válida, o baixo teor de V não pode ser usado como critério para apoiar uma origem sedimentar dos depósitos que tenham sido metamorfisados. Neste depósito, semelhante comportamento têm os cristais de apatita que também são recrystalizados durante os processos metamórficos podendo apresentar-se nas mais diferentes variedades composicionais, mesmo puras.

5.2.3 - O depósito de magnetita e apatita do Alvo Borrachudo

Os leitos de magnetitito do Alvo Borrachudo, onde quer que ocorram, imprimem uma estruturação acamadada e desenham a foliação primária do pacote rochoso (laminação So). Apresentam contato brusco com as rochas metabásicas com os quais se associam. Quimicamente, aquela feição é também definida pela alternância rítmica de faixas mais ricas em Cu, Ni e Co, sempre associadas aos mais altos teores de Fe (magnetititos e xistos máficos), e de faixas pobres a ricas em Ni, Co, e, às vezes, Cu com teores relativamente mais baixos de Fe (as demais variedades).

Petrograficamente, os leitos de magnetitos são compostos principalmente de magnetita com apatita, actinolita e titanita subordinadas e ocorrem nas formas maciça e levemente laminada. De modo geral, em relação aos cristais de magnetita, observa-se que nas rochas metabásicas, ocorre um relativo aumento modal que vai desde leves disseminações nas variedades pouco modificadas até fortes concentrações nos xistos máficos, aumentando em direção aos leitos de magnetito. Semelhante comportamento, embora bem menos sistemático, é verificado com a apatita e a titanita.

Muitas dessas características são encontradas nos minérios de ferro, de ferro-apatita e de ferro-titanita de origem magmática em várias partes do mundo. Ademais, a similaridade dos padrões dos elementos terras raras entre as diversas variedades metabásicas e os magnetitos corrobora a relação genética entre essas rochas e a sua origem a partir de um magma básico comum. As anomalias negativas de európio, bastante acentuadas nos magnetitos, sugerem, como já referido, um processo de fracionamento que levou à formação de pouco plagioclásio e de abundante apatita nessas rochas.

Além disso, os resultados químicos revelaram uma magnetita praticamente pura (97% de FeO_t), contendo como componentes menores mais significativos SiO_2 , V_2O_3 e F com teores médios de 0,15%, 0,19% e 0,10% respectivamente. Quanto à apatita, os dados são essencialmente estequiométricos e caracterizam uma hidroxiapatita com leve tendência para a flúor-apatita. Supõe-se que a pureza tanto da magnetita quanto da apatita possa ser decorrente dos processos metamórficos que causaram transformação e recristalização desses minerais, como foi observado no depósito de magnetita-apatita de Avnik (HELVACI, 1984).

Todas essas características sugerem que os magnetitos do Alvo Borrachudo tiveram uma origem magmática, tendo sido segregados por diferenciação, através de cristalização fracionada e formação de líquidos imiscíveis.

5.3 - SULFETOS PRIMÁRIOS

A mineralização de sulfetos primários, no Alvo Borrachudo, é bem menos abundante nos xistos máficos (não ultrapassa 1% do volume da rocha) do que nos leitos de magnetito (notadamente nas variedades maciças), onde chega a formar bandas fortemente concentradas de até 25 cm de espessura. Essas bandas são concordantes com a estratificação magmática, sugerindo uma relação genética entre elas e os magnetitos. Em ambos os tipos de rocha é comum a associação sulfeto/magnetita que se reflete na correlação entre os altos teores de Cu, Ni e Co e os mais elevados teores de Fe.

Apesar da pouca diversificação mineralógica, dentre os sulfetos mais importantes destacam-se a calcopirita e a pirita (predominantes), bem como a pirrotita e pentlandita (subordinadas) que constituem uma associação comumente observada em mineralizações sulfetadas de natureza magmática (SKINNER & PECK, 1969; VON GRUENEWALDT, 1976; NALDRETT, 1989). A indicação indireta de que esses sulfetos têm afiliação ígnea está no fato deles estarem metamorfisados, e de não se registrar na área nenhum outro evento geológico importante entre o magmatismo básico e o metamorfismo regional de baixo grau que o procedeu. Muito provavelmente, a precipitação de sulfetos no corpo Borrachudo deve ter acontecido durante a exsolução petrogenética do magma toleítico que gerou, por imiscibilidade, uma fase líquida rica em Fe, S, Cu, Ni e Co.

Depósitos sulfetados de origem magmática, resultantes de processos de imiscibilidade, já foram descritos no lago de lava basáltica toleítica Alae (Havai). Durante o resfriamento do magma, foram geradas duas fases sulfetadas, uma solução sólida de pirrotita rica em Cu e um líquido sulfetado imiscível a partir do qual cristalizou uma mistura de calcopirita, pirrotita e magnetita (SKINNER & PECK, 1969).

No depósito de Sudbury (Canadá) as grandes concentrações de sulfetos (principalmente pirrotita, pentlandita, calcopirita e cubanita) estão associadas a rochas noríticas. Várias teorias foram apresentadas para explicar a origem do minério, mas a grande maioria evoca a imiscibilidade entre fases sulfetada-silicática e a conseqüente diferenciação magmática *in situ* (STANTON, 1972).

A intrusão Geordie Lake (Ontário, Canadá) é composta de rochas máficas ricas em sulfetos primários (principalmente calcopirita), os quais são interpretados como oriundos de um magma basáltico toleítico, cujos primeiros derrames foram saturados em S e, por imiscibilidade, precipitaram as fases sulfetadas (THOMAS & ROGER, 1991).

No complexo máfico acamadado de Insizwa (África do Sul) a mineralização de Ni, representada pela associação pirrotita-pentlandita na base, é interpretada, em parte, como gotas imiscíveis que foram captadas pelo olivina gabro hospedeiro (LIGHTFOOT et al., 1984).

A solubilidade de S em líquidos silicáticos diminui com a temperatura e é, em geral, controlada essencialmente pela atividade do componente FeO. Entretanto, a adição de sílica ou de algum outro óxido, ou mesmo o aumento no grau de oxidação (aumento de fO_2) diminuem também a solubilidade de S em líquido silicático (Maclean *apud* CARMICHAEL et al., 1974).

Estudos experimentais sobre imiscibilidade de sulfetos em magmas máficos foram documentados por HAUGHTON et al. (1974) e conduzidos a 1 atm de P_{total} e fO_2 e fS_2

controladas pela mistura SO_2 , CO_2 e CO . Foi demonstrado que durante o resfriamento e a cristalização do magma as razões $f\text{O}_2/f\text{S}_2$ podem variar e causar a saturação de S no líquido, levando à precipitação de fases sulfetadas. Esse líquido corresponderia a uma fração imiscível rica em óxido de ferro e enxofre.

Estes exemplos, dentre muitos outros, apontam para a relação genética entre as rochas básicas e os sulfetos, ambos interpretados como produtos da diferenciação de um mesmo magma, a um dado momento de sua cristalização, se saturou em S, separando-se em dois líquidos imiscíveis: um predominantemente silicático e outro dominantemente sulfetado.

Com relação às bandas sulfetadas do Alvo Borrachudo, o modo de ocorrência, a associação com rochas básicas e os tipos de sulfetos presentes conduzem, por comparação com outros depósitos, à interpretação de que eles foram precipitados a partir de um líquido saturado em S e segregados, por imiscibilidade, no curso da diferenciação do magma basáltico.

5.4 - ROCHAS METABÁSICAS RICAS EM BIOTITA

A biotita é um mineral comum nas rochas do Alvo Borrachudo. Entretanto, ela ocorre em quantidades apreciáveis, apenas em ordem crescente de abundância nos plagioclásio xistos, xistos máficos e rochas tectonicamente bandadas. Nos plagioclásio xistos mais micáceos ela apresenta-se em quantidades que não ultrapassam 10%, mas nas outras duas variedades chega a proporções próximas de 50%.

Não há dúvidas de que essa mica resultou dos processos metamórfico-deformacionais, tendo se formado pela ação de fluidos ricos em K que circularam na área Borrachudo durante a fase de metamorfismo regional (de fácies xisto verde a anfibolito baixo) e em seguida na ocasião

do cisalhamento. Não é meramente fortuito, assim, que a biotita tenha cristalizado de preferência nas variedades mais deformadas.

A diferenciação do magma basáltico produziu rochas com diferentes proporções de plagioclásio e fases máficas que, ao se metamorfisarem, geraram os plagioclásio xistos. Ocasionalmente, a segregação seletiva das fases máficas em leitos milimétricos a centimétricos originou rochas com pouco ou sem plagioclásio vindo a constituir, pelo metamorfismo, o que se convencionou denominar de xistos máficos. A entrada de fluidos enriquecidos em K, facilitada pelo desenvolvimento dos planos de xistosidade, transformou as associações mineralógicas pré-existentes, estabilizando biotita.

Corroborando a interpretação de serem os protólitos dos xistos máficos um dos produtos de diferenciação magmática a presença de apatita ($\cong 2\%$), de magnetita (até 5%) e de sulfetos primários (até 1%), como fases de cumulus ou de imiscibilidade (sulfetos ?), as quais aumentam em abundância com a cristalização dos magnetititos. Ainda que relativamente raros, os xistos máficos tornam-se mais freqüentes nas proximidades dos leitos de magnetititos.

Devido à identificação dos ocasionais leitos de xisto máfico ter sido possível, na maioria das vezes, apenas em escala microscópica, evitou-se, contrariamente à sugestão da equipe da DOCEGEO, considerá-lo como litotipo ultramáfico. As observações feitas durante este trabalho, de cunho petrográfico e geoquímico, não evidenciaram a existência de qualquer rocha ultramáfica no Alvo Borrachudo.

Nas rochas tectonicamente bandadas distinguem-se tanto a biotita metamórfica como a hidrotermal, esta última se precipitando na forma de massas lamelares que envolvem núcleos preservados da primeira. A zona de cisalhamento funcionou como via de escape de fluidos que aportaram mais K às rochas com os quais interagiram. Não é sem razão que essas rochas contêm

os mais altos teores de K_2O (4,9 a 6,2%) e, em consequência, as maiores proporções modais de biotita.

A migração de fluidos aquo-carbônicos ricos em potássio em zonas de cisalhamento é citada por vários autores (BEACH, 1980; RAMSAY, 1980; KERRICH, 1989), sendo eles responsáveis pela precipitação de biotita e de carbonato. Nas rochas tectonicamente bandadas do Alvo Borrachudo, além da biotita, ocorre comumente a calcita, o que vem reforçar a similaridade composicional com fluidos que migram em zonas de cisalhamento.

5.5 - O GRAU METAMÓRFICO DAS ROCHAS DO ALVO BORRACHUDO

Evidências mineralógicas, texturais e estruturais mostram que as rochas do Alvo Borrachudo foram submetidas a processos metamórficos, de intensidade variável, tanto que feições reliquias primárias foram preservadas ao lado de domínios totalmente obliterados. O metamorfismo foi essencialmente de fácies xisto verde marcado pela associação mineralógica quartzo+actinolita+albita+clorita+epídoto. No entanto, a presença comum de biotita e, sobretudo, de hornblenda indica que, localmente, as condições de P e T foram mais elevadas, e o metamorfismo atingiu a transição para a fácies anfibolito. Infelizmente não se dispõem de dados químicos para dar maior confiabilidade à identificação óptica da hornblenda. E, sobretudo, determinar com segurança a variedade deste anfibólio e, em particular o teor de Al_2O_3 , para precisar melhor a intensidade do metamorfismo.

De qualquer maneira, a substituição da hornblenda pela actinolita (Figura 22) testemunha que, com o passar do tempo, as condições regrediram e tenderam a estabilizar associações mineralógicas típicas da fácies xisto verde.

A transformação das rochas básicas para associações dessa fácies, em que minerais hidratados são abundantes, implica uma considerável adição de voláteis, notadamente água. Nas temperaturas reinantes do metamorfismo, a água constitui um fluido supercrítico que, em equilíbrio com as rochas, não é certamente água pura, mas contém apreciáveis quantidades de íons dissolvidos. Assim, a incorporação dessa fase fluida muda a composição da rocha não apenas com relação ao teor de água. As análises químicas das rochas metabásicas do Alvo Borrachudo assinalam transferência de massa decorrente de processos metassomáticos nos quais a migração do Na, Ca e K foi de fundamental importância para a produção de albita, actinolita e biotita. Por ser a sílica muito solúvel nos fluidos metamórficos, a altas P e T, é comum o quartzo ocorrer nas rochas de baixo grau, cujas condições físicas provavelmente favorecem a sua precipitação. Isso pode explicar a existência de quartzo metamórfico nos metabásicas do Alvo Borrachudo.

A presença de actinolita indica temperaturas de formação superiores a 320° C (SPOONER & FYFE, 1973). Entretanto, dados experimentais em sistemas máficos mostraram que este anfibólio podia se formar a temperaturas variáveis, dependendo da pressão e da fugacidade do oxigênio, porém acima de 400° C (MOODY et al., 1983). Além disso, a substituição de hornblenda por actinolita se dá, segundo estes autores, entre 450-500° C sob condições tampões NNO e HM e a pressões inferiores a 2 Kbar. Junto com a actinolita se estabilizou plagioclásio de composição oligoclásio, porém a titanita entrou em desequilíbrio. Para eles essas características, amplamente observadas no Alvo Borrachudo, indicam que as condições da fácies anfibolito não foram atingidas.

5.6 - OS EVENTOS HIDROTERMAIS

O evento hidrotermal relacionado à intrusão dos corpos graníticos não impôs às rochas básicas severas modificações químicas e mineralógicas. Exceção é feita à entrada de B, que permitiu a precipitação de turmalina, e à deposição de microclina e sericita que, localmente, substituem cristais de plagioclásio. No mais, os efeitos se resumem à formação de algumas vênulas compostas de albita+microclina+quartzo, microclina+quartzo, albita+quartzo e hematita+magnetita.

Por outro lado, o hidrotermalismo ligado ao cisalhamento NW-SE foi bem mais marcante, quer pela sua amplitude, quer pela intensidade das transformações impingidas às rochas. É possível distinguir dois tipos principais de alteração: a potássica e a propilitica. A primeira está bem representada nas rochas tectonicamente bandadas e é caracterizada por abundante biotita. A outra é mais abrangente e consiste em associação de quartzo, clorita, actinolita, epidoto e escapolita em proporções variadas. Em relação à zona de cisalhamento, a alteração potássica ocupa as partes mais centrais, por onde deve ter havido maior fluxo de soluções, enquanto a alteração propilitica se manifesta preferencialmente nas partes mais externas. A carbonatação pode ser considerada como um terceiro tipo de alteração, posterior aos outros dois, é marcada por abundante calcita nas rochas tectonicamente bandadas. Como tipo menos significativo, nota-se ainda a argilização, cujas relações temporais com os demais não puderam ser esclarecidas. Os argilo-minerais (não identificados quanto à espécie) devem ter se formado quando as soluções aquosas ainda eram ácidas e possuíam razões M/H^+ ($M = Na^+, Ca^{2+}$) suficientemente baixas para permitir a transformação do plagioclásio.

De um modo geral, a alteração propilitica reproduziu muitas das associações que já haviam se estabilizado na fácies xisto verde. A maior diferença está na abundância de epidoto que foi

precipitado em muito maior escala e de modo não uniforme por via hidrotermal. A outra diferença está na formação de escapolita, notadamente nos plagioclásio xistos, nos quais ela substitui em parte a albita. Além disso, os minerais tais como clorita, actinolita, apatita e titanita, apresentam composições constantes o que sugere que as soluções hidrotermais se aproximaram do equilíbrio com as rochas metabásicas, no domínio propilitico pelo menos.

Como já foi visto, a distribuição do epidoto não é uniforme ao longo dos perfis estudados. As maiores concentrações são encontradas em geral a profundidades superiores a 180 m, em especial na porção norte do Alvo Borrachudo. Segundo BIRD et al. (1988), a associação do epidoto com actinolita e/ou albita indica temperaturas inferiores ao intervalo 500-600° C. Por outro lado, o geotermômetro da clorita acusou condições termais na faixa de 285° a 330° C para o Alvo Borrachudo. Se a precipitação do epidoto ocorreu a temperaturas superiores a desta faixa, aquelas maiores concentrações poderiam apontar sítios onde o regime termal das soluções foi mais elevado.

5.7 - O CORPO ROCHOSO BORRACHUDO: HETEROGENEIDADE GEOQUÍMICA DO GRUPO GRÃO-PARÁ OU INTRUSÃO BÁSICA INDEPENDENTE ?

Como o Alvo Borrachudo localiza-se na área de exposição das rochas do Grupo Grão-Pará, partiu-se da hipótese que os dois conjuntos rochosos são cogenéticos sendo ambos produtos do mesmo magmatismo básico. Essa relação implicaria que o corpo Borrachudo seria resultado de uma heterogeneidade geoquímica desse magma comum. As investigações sobre o Grupo Grão-Pará, restritas à Serra Norte e, nela, às clareiras N4 e N5 (LEMON & VILLAS, 1983; GIBBS et al., 1986; MEIRELES & DARDENNE, 1991; TEIXEIRA & EGGLE, 1994), ainda não foram

suficientes para cobrir a grande extensão desta unidade e, eventualmente revelar variações composicionais.

De acordo com os conhecimentos atuais o Grupo Grupo-Pará e o corpo Borrachudo apresentam mais diferenças que semelhanças. Em primeiro lugar, leitos de magnetitito ainda não foram encontrados nesse grupo. São conhecidas apenas formações ferríferas bandadas predominantemente hematíticas (jaspilitos), as quais marcam um ciclo de sedimentação química entre dois grandes derrames básicos. Os magnetititos do Alvo Borrachudo, ao contrário, são de origem magmática, enriquecidos em apatita e titanita, além de conterem bandas maciças de sulfetos, também de origem ígnea. Em segundo lugar, as rochas metabásicas do Alvo Borrachudo são mais ricas em Ni e Co, e mais pobres em Cr do que as equivalentes do Grupo Grão-Pará. Finalmente, o padrão dos ETR, apesar de similar, mostra um maior enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de európio de menor amplitude, bem como, globalmente, maiores teores de ETR no Alvo Borrachudo.

Em suma, o magma que gerou o corpo Borrachudo era muito rico em Fe (provavelmente de composição ferrogabroica), com teores elevados de P, S e Ti. É possível que ele tenha sido gerado concomitantemente com o magmatismo básico Grão-Pará. No entanto, os dados sugerem que ele se formou a partir de uma fonte diferente ou corresponde a um produto de diferenciação do magma comum aos dois conjuntos

Na região de Carajás, só há registro de magmatismo básico anterior à intrusão de corpos graníticos anorogênicos (1,8 Ga) correspondendo à formação do Grupo Grão-Pará (2,76 Ga; WIRTH et al., 1986) e à colocação de diques e *sills* do Prospecto Águas Claras (em torno de 2,6 Ga; Roberto Dall'Agnol - comunicação verbal). Há, ainda, os diques de quartzo-diorito que cortam o Grupo Grão-Pará, mas estes foram incorporados estratigraficamente a esta unidade

(TEIXEIRA & EGGLE, 1994). Outra manifestação teria gerado o dique de Santa Inês, porém não há dados geocronológicos disponíveis referente a este corpo.

Pode-se especular, portanto, que a idade do corpo Borrachudo é arqueana, situando-se entre a extrusão das rochas básicas do Grupo Grão-Pará e a colocação do gabros Águas Claras. É bem mais provável que ele represente uma manifestação ígnea independente, posterior à formação das rochas do Grupo Grão-Pará, nas quais se alojou sob forma que, infelizmente, não foi possível definir com as observações de campo. De qualquer maneira, trata-se de um corpo fortemente marcado por processos de diferenciação magmática, notadamente aqueles envolvendo imiscibilidade de líquidos.

6 - CONCLUSÕES

1 - Na Província Mineral de Carajás, na área conhecida como Alvo Borrachudo, registra-se a primeira ocorrência de rochas ígneas ricas em magnetita e apatita derivadas de magmatismo básico. Confirma-se, também, a elas associada, mineralização de sulfetos magmáticos ricos em Fe-Cu-Ni.

2 - Quatro grandes eventos geológicos foram identificados na área em estudo, na ordem cronológica temporal: a) um magmatismo básico (responsável pela formação das rochas do Grupo Grão-Pará); b) um metamorfismo regional de fácies xisto-verde a anfibolito baixo; c) um magmatismo granítico (representado por corpos diversos de formas e dimensões variadas) responsável pelo primeiro evento hidrotermal que promoveu potassificação (K-feldspato) e a formação de sericita e turmalina; e d) uma zona de cisalhamento (de direção NW-SE/SW), à qual está relacionado o segundo evento hidrotermal, que produziu potassificação (biotita), carbonatação e, mais localmente, epidotização e argilização, bem como a geração de clorita, actinolita, escapolita, apatita, pirita e calcopirita. A produção de sílica, albita, magnetita e hematita pode ter ocorrido durante o desenvolvimento de ambos os eventos hidrotermais.

3 - Dados de campo, petrográficos e geoquímicos permitiram identificar um outro evento magmático, provavelmente arqueano, que ocorreu entre a formação do Grupo Grão-Pará e o metamorfismo regional de baixo grau. A esse evento corresponde o Alvo Borrachudo, que hospeda depósitos de magnetitos, apatita-magnetitos e sulfetos de origem ígnea.

4 - Com base em critérios mesoscópicos e microscópicos, bem como no grau de modificação metamórfico-hidrotermal, foram identificados os seguintes tipos de rochas no corpo Borrachudo: a) rochas básicas pouco modificadas (caracterizadas pela preservação da textura primária); b) plagioclásio xistos, que de modo geral, além do feldspato, possuem quantidades variáveis de

anfíbólio e/ou biotita; c) xistos máficos (dominados por actinolita e/ou biotita); d) rochas tectonicamente bandadas (compostas principalmente por biotita, actinolita, quartzo e plagioclásio, com feições miloníticas e bandadas); e) rochas básicas fortemente modificadas (variedades maciças em que as feições texturais primárias estão totalmente destruídas); e f) magnetititos. Estes últimos têm aspecto maciço a laminado e são constituídos por diferentes proporções de magnetita (50-100%), apatita (3-30%), titanita (1-10%) e outras fases, sobretudo actinolita (0-20%). Eles formam leitos de até 80 cm de espessura os quais definem os planos de laminação do pacote rochoso.

5 - A biotita ocorre em quantidades significativas somente nos plagioclásio-xistos, xistos máficos e nas rochas tectonicamente bandadas, com as maiores proporções nas duas últimas. Nos xistos máficos ela é de origem metamórfica, enquanto nas rochas tectonicamente bandadas ela é tanto metamórfica (1ª geração) como hidrotermal (2ª geração).

6 - Além das mudanças mineralógicas, foram contabilizados perdas e ganhos em vários constituintes das rochas. De um modo geral, houve remoção de Ca e aporte de voláteis (H_2O e CO_2), Na e K.

7 - Durante o 2º evento hidrotermal, com base nos dados geotermométricos da clorita, as soluções atingiram temperaturas na faixa de 285°C e 330°C, com média em torno de 305°C.

8 - A mineralização magmática primária é representada pela associação calcopirita+pirita+ millerita+vaesita+(pentlandita)+(pirrotita) e ocorre associada principalmente aos leitos de magnetitito como bandas concordantes e, em geral, maciças de até 25 cm de espessura. A remobilização desses sulfetos durante os eventos hidrotermais resultou em uma segunda mineralização, de menor importância, que é caracterizada por vênulas/veios (calcopirita+pirita) e

por disseminações (calcopirita+pirita+millerita) principalmente nas rochas metabásicas fortemente modificadas.

9 - As diferenças apontadas para as porções norte e sul do Alvo Borrachudo, referentes sobretudo à abundância de magnetitos e de bandas de sulfetos primários, e maior intensidade de deformação na outra, advêm de falhamento que deslocou o pacote rochoso de modo a posicionar essas rochas, dentro do perfil estudado e no atual nível de erosão, em maiores quantidades na porção norte. Por falta de dados estruturais, não foi possível determinar o sentido desse deslocamento ao longo do plano de falha.

10 - O quimismo dos minerais mostrou que a apatita (recristalizada e hidrotermal), a calcopirita e a pirita (ambas hidrotermais) são fases praticamente estequiométricas. A magnetita (recristalizada) é também quase pura, mas contém até 0,19% de V_2O_3 . O anfibólio (recristalizado e hidrotermal) é do tipo actinolita e a clorita (hidrotermal) é a variedade picnoclorita. Alguns cristais de anfibólio foram identificados opticamente como hornblenda, porém não há dados químicos para assim confirmá-lo.

11 - As composições mineralógicas e químicas (elementos maiores e os traços Cr, Ni, Co, Pt e Pd) das rochas básicas pouco alteradas são compatíveis com a composição basáltica, enquanto que o padrão dos ETR indica uma natureza toleítica para o magma. Ao mesmo tempo, as razões $(La/Lu)_n$ e $(Eu/Sm)_n$ favorecem bem mais os complexos intrusivos diferenciados do que os derrames continentais.

12 - Apesar das similaridades geoquímicas, as rochas metabásicas do Alvo Borrachudo, comparativamente às rochas básicas do Grupo grão-Pará, apresentam maior conteúdo total de ETR, maior enriquecimento em ETRL, anomalias negativas de Eu de menor amplitude e teores mais elevados de Co, Ni e Cu, e mais baixos de Cr.

13- As rochas do Alvo Borrachudo formam, assim, um corpo independente do Grupo Grão-Pará, tendo sido derivados de um magma básico rico em Fe, P, Ti e S. A variedade de rochas ígneas produzidas é interpretada como resultado de processo de diferenciação, em que a separação de duas fases imiscível e fracionada (em especial na geração dos magnetitos e das bandas de sulfetos) foram os processos mais atuantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABERA, S. 1993. Apatite-ilmenite-magnetite mineralization of the Bikilal Layered gabbro. *Terra Abstracts*. London, 5(3):1 (Supplement)
- ALTHOFF, A. M. R.; VILLAS, R. N. N., GIULIANI, G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochimica Brasiliensis*, 8:135-155.
- ARAÚJO, O. J. B. 1991. Geologia Estrutural. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM, Cap.2. p.51-59. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás).
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, v.1, p. 324-338.
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S. 1991. Trabalhos anteriores e Contexto Geológico Regional. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM, Cap.1. p.17-50. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás).
- AUGUSTITHIS, S. S. 1979. *Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance*. Berlin, Walter de Gruyter. 393p.

- BARROS, C. E. M. 1991. **Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, Pa.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UFPA, 1991.
- BARROS, C. E. M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A. D. V.; DIAS, G. S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. **Acta Geologica Leopoldensia**, 40:31-70.
- BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. **J. Struct. Geol.**, 2:257-263.
- BEISIEGEL, V. R.; BERNARDELLI, A. L.; DRUMOND, N. F. RUFF, A. W.; TREMAINE, J. M. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 3:215-242.
- BERNARDELLI, A. L. & ALVES, C. A. S. 1988. Jazida de níquel laterítico do Vermelho. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anexo aos Anais**. Belém, SBG, p.133-140.
- BIRD, D. K.; CHO, M.; JANIK, C. J.; LIOU, J. G.; CARUSO, L. J. 1988. Compositional, order/disorder, and stable isotope characteristics of Al-Fe epidote, state 2-14 drill hole, Salton See geothermal system. **Journ. Geoph. Res.** 93(B11):13135-13144.
- BRITO, R. S. C. 1984. Geologia do *sill* estratificado do Rio Jacaré-Maracás-Bahia. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG, v. 9, p. 4316-4334.
- CARMICHAEL, T. S. E.; TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. 1974. **Igneous Petrology**. New York, McGraw-Hill. 739p.
- CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Minerals**, 23:471-485.

- CONDIE, K. C.; VILJOEN, M. J.; KABLE, E. J. D. 1977. Effects of alteration on elements distributions in archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. **Contr. Miner. Petrol.**, Berlim, 64:75-89.
- CORDEIRO, A. A. C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONG. BRAS. GEOL., 31., Camboriú, 1980. **Resumo**. Camboriú, SBG, p.344.
- COSTA, J. B. S. & SIQUEIRA, J. B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:234-238.
- CAUTO, L. F. & NILSON, A. A. 1993. The Campo Alegre de Lourdes layered mafic-ultramafic complex, Bahia, Brazil, and its related Fe-Ti-(V) ore. **Terra Abstracts**. London, 5(3):9.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. **Ore microscopy and ore petrography**. New York, John Willey. 406 p.
- CRAIG, J. R. & VOKES, F. M. 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. **Mineralogical magazine**, 57:3-18.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. 1984. Rare earth element in igneous rocks of continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, D. **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. p: 237-274.
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região de Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG, 2:873-885.

- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineralogy Petrology**, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; SÁ, C. A. S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; TEIXEIRA, N. P. 1986. Estudo atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 16(1):11-23.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1972. **An Introduction to the rock - forming minerals**. New York, Wiley, 528p.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia). 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará - Brazil. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP, Carajás, 1987. **Precambrian Evolution of the Amazonian Region; Ext. Abst. Carajás, DOCEGEO, DNPM. p.11-19. (IUGS-UNESCO. Project 204).**
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL, 35., Belém, 1988. **Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. Anexos, Belém, SBG. p.11-54.**
- FERREIRA FILHO, C. F. 1985. **Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Província Mineral de Carajás - PA.** Brasília, Universidade de Brasília. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UnB, 1985.
- FIGUEIREDO, B. R. 1995. **Modelos de Depósitos e Paragêneses Minerais.** Programa de cursos de extensão: "Técnicas Aplicadas em Modelagem Metalogenética". UNICAMP/IG. 122p.

- FIGUEIREDO, M. C. H. 1993. **Geoquímica de sequências vulcanossedimentares**. São Paulo, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. 48p.
- FLEISCHER, M. 1983. Distribution of the lanthanides and yttrium in apatites from iron ores and its bearing on the genesis of ores of the Kiruna type. **Econ. Geol.**, 5(78):1007-1010.
- FRIETSCH, R. 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. **Econ. Geol.**, 4(73):478-485.
- FRIETSCH, R. 1984. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type - a reply. **Econ. Geol.**, 8(79):1949-1951.
- GALVÃO, C. F.; VIANNA, I. A.; NONATO, I. F. B. P.; BRITO, R. S. C. 1986. Depósitos de magnetita vanadifera da Fazenda Gulçari, Maracás, Bahia. In: SCHOBENHAUS & COELHO. **Principais Depósitos Minerais do Brasil - DNPM**, 2:493-501.
- GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI Jr., W. J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 16(2):201-211.
- GJELSVIK, T. 1957. Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, west coast of Norway. **Econ. Geol.**, 5(52):482-498.
- HANSON, G. N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 8:371-406.
- HASUI, Y. ; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. AMAZ., 2., Manaus, 1984. **Anais. Manaus, DNPM/CNPq**. v. 1, p.129-141.
- HAUGHTON, D. R.; ROEDER, P. L.; SKINNER, B. J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. **Econ. Geol.**, 4(69):451-467.

- HELVACI, C. 1984. Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingöl) region, southeastern Turkey. **Econ. Geol.**, 3(79):354-371.
- HENDERSON, P. 1984. **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. 510 p.
- HEY, M. H. 1954. A new review of the chlorites. **Mineral. Magaz.**, 30:277-292.
- HIRATA, W.K.; RIGSON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém., 1982. **Anais. Belém, SBG. V. 1**, p. 100-110.
- KERR, P. F. 1959. **Optical Mineralogy**. New York: McGraw-Hill Book. 492p.
- KERRICH, R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal ore deposits. In: BURNSNALL, J. T. (ed). **Mineralization and shear zones, Bursnall**. Geol. Assoc. Canada, p. 129-198 (Short course notes, 6).
- KOGARKO, L. N. & ROMANCHEV, B. P. 1990. Apatite crystallization temperatures at the Kirunavaara deposit. **Geoch. Int.**, 9(27):67-72.
- LEAKE, B. 1978. Nomenclature of amphiboles. **Mineral. Magaz.**, 42:533-563.
- LEMOS, V. P. & VILLAS, R. N. N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará/Implicações sobre a gênese do do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 13:165-177.
- LEVINSON, A. A. 1974. **Introduction to Exploration Geochemistry**. Wilmette, Applied Publishing. 612 p.
- LIGHTFOOT, P. C.; NALDRETT, A. J.; HAWKESWORTH, C. J. 1984. The geology and geochemistry of the waterfall gorge section of the Insizwa complex with particular reference to the origin of the nickel sulfide deposits. **Econ. Geol.**, 79:1857-1879.

- LINDENMAYER, Z. G.; FYFE, W. S.; LAUX, J. H. 1994. Contribuição à petrologia dos metabasaltos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40:115-152.
- LUNDBERG, B. & SMELLIE, J. A. T. 1979. Painirova and Mertainen iron ores: two deposits of the Kiruna ore type in northern Sweden. *Econ. Geol.*, 74:1131-1152.
- LYONS, J. L. 1988. Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico. *Econ. Geol.*, 83:1886-1906.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon shield, Brazil. *Prec. Research.*, 49:329-354.
- MEDEIROS, H. 1987. **Petrologia da porção leste do maciço Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UFPA. 1987.
- MEDEIROS FILHO, C.A. & GONÇALEZ, R. 1992. Ocorrência de sulfetos de Ni-Cu na área Borrachudo - Província Mineral de Carajás. In: Semana de Seminário do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, 10., Belém, 1992. **Resumos.** Belém, CG-UFPA. (Inédito).
- MEIRELLES, M. R. & DARDENNE, M. A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grupo grão-Pará, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(1):41-50.
- MOODY, J. B.; MEYER, D.; JENKIS, J. E. 1983. Experimental Characterization of the Grreenschist/Amphibolite Boundary in Mafic Systems. *Am. Journ. Sci.*, 283(1):48-92.

- NALDRETT, A. J. 1989. Ores associated with flood basalts. In: **Ore Deposition associated with magmas**. El Paso: Society of Economic Geologist. p. 103-118, Cap 6. (Reviews in Econ. Geol., 4).
- NOGUEIRA, A. F. C.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG. p. 363-364.
- NYSTRÖM, J. O. & HENRÍQUEZ, F. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore Textures and magnetite geochemistry. **Econ. Geol.**, 89(4):820-839.
- OHNENSTETTER, D.; MOREAU, Ch.; BROWN, W. L. 1993. Fe-Ti ore-bodies in the ofoud ring complex, Aïr, Niger. **Terra Abstracts**. London, 5(3):38. (Supplement)
- PARÁK, T. 1975. Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type". **Econ. Geol.**, 70(7):1242-1258.
- PARÁK, T. 1985. Phosphorus in different types of ore, sulfites in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna. **Econ. Geol.**, 80(3):616-663.
- PARK Jr., C. F. & MAC DIARMID, R. A. 1975. **Ore Deposits**. San Francisco, W. H. Freeman. 530p.
- PHILPOTTS, A. R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. **Econ. Geol.**, 62(3):303-315.
- RAMDOHR, P. 1980. **The ore minerals and their intergrowths**. New York, Pergamon Press. 1205 p.
- RAMSEY, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. **J. Struct. Geol.**, 2:83-99.

- RICHARD, L. R. & CLARKE, D. B. 1990. Amphibole: a program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. **American Mineralogist**, 75:421-423.
- RIVALENTI, G.; GIRARD, V. A. V.; MAZZUCHELLI, M.; CORREIA, C. T.; MOLESINI, M.; FINATTI, M. C. 1992. Mafic magmatism in the Carajas region: a petrological reconnaissance. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Resumos Expandidos**. São Paulo. V. 1, p. 481-485.
- ROCK, N. M. S. & LEAKE, B. E. 1984. The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. **Mineral. Magaz.**, 48:221-227.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins**. Rio de Janeiro: DNPM/MME. V.4, p.1-143. (Lev. Rec. Nat.).
- SKINNER, B. J. & PECK, D. L. 1969. An immiscible sulfite melt from Hawaii. **Econ Geol. Monograph**, 4:310-322.
- SPOONER, E. T. C. & FYFE, W. S. 1973. Sub sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 42:287.
- SPRY, A. 1974. **Metamorphic Textures**. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STANTON, R. L. 1972. **Ore Petrology**. New York, MacGraw-Hill Book. 713p.

- SUITA, M. T. F. 1988. **Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados**. Brasília, Universidade de Brasília. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UnB. 1988.
- SUN, S. S. & NESBITT, R. W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 65:301-325.
- TEIXEIRA, J. B. & EGGLER, D. H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, 40:71-114.
- THOMAS, M. & ROGER, H. M. 1991. The Geordie Lake intrusion, Codwell complex, Ontario: a palladium-and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from an evolved tholeiitic magma. **Econ. Geol.**, (86):1050-1069.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKA, E.AJ. 1971. **Tables for microscopic identification of ore minerals**. 2 ed. Amsterdam, Elsevier. 430 p.
- VON GRUENEWALDT, G. 1976. Sulfides in the upper zone of the eastern Busheveld Complex. **Econ. Geol.**, 71:1324-1336.
- VON GRUENEWALDT, G. 1993. Ilmenite-apatite enrichments in the upper zone of the Bushveld Complex - a major titanium rock phosphate resource. **Terra. abstracts**. London. 5(3):56 (Supplement)
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 16:195-200.