

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

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS E MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO SALOBO 3A (SERRA DOS CARAJÁS-PA)

TESE APRESENTADA POR

JOSÉ BATISTA SIQUEIRA

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

Data de Aprovação 29 / 10 / 1996

Comitê de Tese:

JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)

YOCITERU HASUI

BERNARDINO RIBEIRO FIGUEIREDO

BASILE KOTSCHOUBEY

MAURÍCIO DA SILVA BORGES

BELÉM

À Izanete Andrade e Eric Andrade Siqueira, e aos meus pais e irmãos.

AGRADECIMENTOS

Externamos nossos agradecimentos a todos aqueles que contribuiram para a realização deste trabalho, em especial:

. ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa pelo apoio acadêmico durante a elaboração deste trabalho,

. à CAPES, ao grupo CVRD/SALOBO METAIS Ltda. que viabilizaram as etapas de campo e parte da elaboração desta tese,

. à UFC que viabilizou a elaboração final da tese,

. ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa pela orientação e incentivo constante,

. ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelo estímulo e apoio acadêmico no período da pesquisa,

. ao Prof. Dr. Bernardino Figueiredo pelo apoio acadêmico e facilidades para utilização do laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP,

. aos colegas geólogos, professores de instituições nacionais ou internacionais e aos engenheiros, com os quais tive a oportunidade de conviver, pelas discussões e/ou colaborações durante as etapas de campo ou no período acadêmico do Curso de Doutorado.

SUMÁRIO

pág.

DEDICATÓRIA.....i

AGRADECIMENTOS.....ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....v

RESUMO.....1

ABSTRACT.....3

1 - APRESENTAÇÃO.....5

1.1 - ÁREA ESTUDADA.....6

1.2 - OBJETIVOS.....8

1.3 - METODOLOGIA.....9

2 - GEOLOGIA REGIONAL.....11

2.1 - INTRODUÇÃO.....11

2.2 - CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS.....13

2.2.1 - Unidades lito-estratigráficas.....13

2.2.2 - Geologia Estrutural.....20

2.2.3 -Tectônica.....23

2.3 - PROTEROZÓICO.....26

3 - GEOLOGIA DA EXTREMIDADE OESTE DO LINEAMENTO CINZENTO.....28

3.1 - INTRODUÇÃO.....28

3.2 - UNIDADES LITOLÓGICAS.....29

3.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL.....35

3.4 - TECTÔNICA.....40

4 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO SALOBO 3A.....42

4.1 - INTRODUÇÃO.....42

4.1.1 - Unidades litológicas.....43

4.1.2 - Complexo Xingu.....43

4.1.3 - Grupo Salobo.....46

4.1.4 - Rochas Intrusivas.....58

4.1.5 - Crostas Lateríticas.....60
4.2 - GEOMETRIA DO DEPÓSITO E CORPOS.....61
4.2.1 - Elementos estruturais.....61
4.2.1.1 - Segmento curvo da zona de cisalhamento transcorrente principal.....62
4.2.1.2 - Segmentos retos da zona de cisalhamento transcorrente principal.....65
4.3 - METAMORFISMO.....68
4.3.1 - Introdução.....68
4.3.2 - Transformações Minerais e Hidrotermais.....69
4.3.3 - Considerações sobre os eventos metamórficos.....84
4.4 - MINERALIZAÇÕES.....86
4.4.1 - Histórico sobre a descoberta e evolução do conhecimento.....86
4.4.2 - Tipos de mineralizações e onde estão concentradas.....87
4.4.3 - Forma de ocorrência.....92
4.4.4 - Descrição das armadilhas que alojam as mineralizações.....105
4.5 - INTEGRAÇÃO.....108
4.6 - RELAÇÕES ENTRE OS DEPÓSITOS SALOBO 3A, MIRIM E POJUCA.....110
5 - DISCUSSÃO.....116
6 - CONCLUSÕES.....145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....147

ANEXOS

ANEXO 1- MAPA GEOLÓGICO DO EXTREMO OESTE DO LINEAMENTO CINZENTO.
ANEXO 2- BLOCO DIAGRAMA ISOMÉTRICO DO DEPÓSITO SALOBO 3A.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS.....pág.

Figura 1.1 - Mapa simplificado do Sistema Transcorrente Cinzento e localização da área investigada.....7
Figura 2.1 - Geologia regional da Província Mineral de Carajás.....12
Figura 2.2 - Mapa geológico da Província Mineral de Carajás.....15
Figura 2.3 - Mapa litoestrutural simplificado da folha Serra dos Carajás.....16
Figura 2.4 - Mapa geológico integrado de parte da região sudeste do Estado do Pará.....19
Figura 2.5 - Mapa litoestrutural simplificado dos Sistemas Transcorrentes Carajás, Cinzento e Araraquara.....21
Figura 2.6 - Esboço lito-estrutural simplificado do Lineamento Cinzento.....23
Figura 2.7 - Arcabouço estrutural de parte da região sudeste do Estado do Pará.....24
Figura 2.8 - Mapa geológico simplificado do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira.....26
Figura 3.1 - Arcabouço estrutural do extremo oeste do Lineamento Cinzento e porção noroeste do dúplex Carajás.....39
Figura 4.1 - Mapa geológico do depósito Salobo 3A no nível do mar (elevação 00) e seção vertical 900SE.....48
Figura 4.2 - Histograma da distribuição de freqüência da magnetita nas rochas do depósito Salobo 3A.....50
Figura 4.3 - Estereograma de freqüência da foliação milonítica no segmento curvo do depósito Salobo 3A (galeria G3).....63
Figura 4.4 - Estereograma de freqüência da lineação mineral que controla a terceira dimensão dos corpos geológicos.....64
Figura 4.5 - Estereograma de freqüência de estrias no segmento curvo depósito Salobo 3A..66
Figura 4.6 - Estereograma de freqüência da foliação milonítica no segmento reto do depósito Salobo 3A (galeria G1).....67
Figura 4.7 - Histograma de freqüência da faixa de variação da temperatura de homogeneização total da fluorita.....74

Figura 4.8 - Quadro resumo das relações texturais entre os sulfetos e a matriz óxido-silicatada nos diversos litotipos do depósito Salobo 3A.....81
Figura 4.9A - Condições P-T de deposição das mineralizações de Cu, Au e a fluorita. B- Condições P-T-t nas quais ocorreram o metamorfismo progressivo na fácies anfibolito e as transformações minerais na fácies xisto verde.....85
Figura 4.10 - Histograma mostrando a correlação positiva do cobre com o ouro.....90
Figura 4.11- Histograma mostrando a relação entre a magnetita e faixas de teores de ouro g/t, nas rochas do depósito Salobo 3A.....91
Figura 4.12 - Quadro resumo das principais feições estruturais que alojam as mineralizações sulfetadas de cobre e ouro do depósito Salobo 3A.....112
Figura 5.1 - Distribuição dos depósitos de ouro no *greenstone belt* Abitibi. 118
Figura 5.2 - Relações entre os depósitos de ouro e as zonas de deformação/alteração regional dos principais plútons do distrito Red Lake.....118
Figura 5.3 - Relação entre as tramas e corpos de minério, os quais são paralelos a lineação de estiramento. 119
Figura 5.4 - Mapa geológico da antiforma Bidjovagge com a localização das lentes individuais de minério ao longo das zonas de cisalhamento.....120
Figura 5.5 - Mapa geológico esquemático do distrito mineiro Pony.....122
Figura 5.6A - Mapa esquemático mostrando as falhas Mammooth e Pony. B - Diagrama esquemático do elipsóide de deformação e as estruturas subsidiárias associadas com a falha principal sinistral.....123
Figura 5.7 - Vista em planta dos níveis 290N e 420N mostrando a distribuição das falhas nas quais estão alojados os veios de quartzo portadores de ouro. 124
Figura 5.8 - Mapa esquemático e seção longitudinal mostrando a extensão da mineralização de ouro na zona de cisalhamento Contact Lake 125
Figura 5.9 - Mapa esquemático da zona de cisalhamento Contact Lake ilustrando os vários tipos de veios e a alteração associada. 126
Figura 5.10 - Mapa geológico do Vale Upton-Acton com a localização dos depósitos de cobre.....127
Figura 5.11 - Diagrama ilustrativo das relações de campo e da interpretação dos eventos estruturais D2 e D3. 127

Figura 5.12 - Bloco diagrama ilustrativo dos eventos estruturais do Vale Upton-Acton e suas relações de interseção. 128
Figura 5.13 - Seção geológica vertical 5180N da área Hilton....131
Figura 5.14 - Bloco esquemático mostrando a interação entre a falha Hangingwall e a mineralização em Hilton....132
Figura 5.15 - Diagrama esquemático mostrando a variação da tensão e deformação entre as rochas hospedeiras rúpteis e as mais dúcteis portadoras de chumbo-zinco....132
Figura 5.16 - Mapa geológico simplificado do distrito Wiluna, mineralizado em ouro, mostrando o sistema de falha, as rochas principais e os depósitos....134
Figura 5.17 - Mapa geológico do depósito Happy Jack e a projeção equiárea dos planos e estrias das falhas Happy Jack -Bulletin e Creek, veios de quartzo e a foliação....135
Figura 5.18 - Bloco diagrama mostrando a geologia, falhas principais e localização dos corpos de minério no depósito Moonlight....136
Figura 5.19 - Mapa geológico da anomalia 4 do prospecto Serra de Diadema mostrando os locais de ocorrência de ouro....137
Figura 5.20 - Modelo simplificado ilustrando a geometria dos corpos de minério na zona de cisalhamento dúctil, onde a foliação milonítica torna-se paralela à superfície C....137
Figura 5.21 - Estágios da zona de cisalhamento Diadema. A - Estágio inicial de desenvolvimento da foliação milonítica. B - Estágio intermediário de máxima deformação e pico de metamorfismo. C - Estágio avançado com intensa alteração hidrotermal e predomínio de regime cataclástico. 138
Figura 5.22 - Modelo evolutivo de uma bacia *pull-apart*. A - A bacia inicia-se num segmento curvo distensivo. B - bacia *spindle-shaped*. C - desenvolve-se a bacia *lazy-S*. D - bacia rombóide. E - estágio final e fundo oceânico atingido na maioria das bacias *pull-apart*....141

TABELAS

Tabela 2.1 - Colunas litoestratigráficas da região de Carajás com base nos trabalhos da DOCEGEO e de ARAÚJO e colaboradores....17

Tabela 4.1 - Quadro resumo da sucessão mineral nos diversos litotipos do depósito.....113

FOTOS

Foto 3.1 - Afloramento de gnaisses granodioríticos no leito do igarapé Salobo contendo lentes irregulares de rochas anfibolíticas. Verifica-se ainda que o aspecto anastomosado é realçado por estruturas S-C subparalelas.....31
Foto 3.2 - Quartzito aflorando no topo da serra do Salobo, o qual representa o ponto topográfico mais alto da área. A lineação mineral é sub-horizontal, indicando transporte dominantemente direcional nessa região.....31
Foto 3.3 - Biotita-granada xisto com os porfiroclastos de granada contornados pelas foliações miloníticas S-C. Galeria 3AG3.....33
Foto 3.4 - Magnetita xisto contendo fayalita, grünerita, almandina e biotita subordinados, além de fluorita. Estes minerais apresentam-se alinhados, definem o bandamento mineralógico e caracterizam a trama planar da rocha.....33
Foto 3.5 - Magnetita xisto contendo fayalita, grünerita, almandina e biotita subordinados. A fluorita apresenta-se em cristais brancos, alinhados de acordo com a trama planar da rocha. Veios de quartzo à direita cortam a foliação milonítica.....34
Foto 3.6 - Biotita-almandina xisto contendo níveis magnetíticos centimétricos nos quais preferencialmente alojam-se a fluorita como fase mineral, além de bornita e calcocita. Nessa banda magnetítica há relíquias de cristais de granada cominuídos e cloritizados.....34
Foto 4.1 - Textura dominante nos gnaisses com faixas de biotita envolvendo agregados quartzo-feldspáticos, ou de cristais de quartzo, ou porfiroclastos de feldspatos com formas lenticulares. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, NX.....45
Foto 4.2 - Cristais de plagioclásio e quartzo formando agregados granoblásticos nos domínios protomiloníticos, sendo comuns cristais com lamelas de deformação. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, NX.....45

Foto 4.3 - Magnetita[1] destacando-se como massas contínuas na porção inferior da foto e cominuída ao longo de uma faixa de concentração de deformação na parte superior esquerda. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F66/430 m.....53
Foto 4.4 - Cristais de almandina apresentando-se como porfiroclastos centimétricos. Cristais de quartzo destacam-se preenchendo feições distensionais. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, NX. G3 LT-700SE/13,9 m.....53
Foto 4.5 - Quartzitos protomiloníticos e miloníticos exibindo texturas em moldura (mortar). As bordas dos grãos de quartzo são cominuídas e transformadas em subgrãos. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, NX. G3 LT-700SE.....59
Foto 4.6 - Feições miloníticas S-C encontradas tanto nos granitóides do bosque do acampamento Salobo 3A, denominados "Old Salobo Granite" (OSG), como nas suas encaixantes.....59
Foto 4.7 - Porfiroclasto de almandina com uma auréola de clorita, no centro da foto, resultante da interação com o fluido aquoso rico em flúor que originou a fluorita. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//. F66 270,7 m.....72
Foto 4.8 - Magnetita[1] cinza-claro e fayalita cinza-médio intra ou intergranular, parcialmente transformada para grünerita e magnetita[2]. A fluorita cinza escuro ocorre interclastos na matriz constituída por grünerita e clorita. Bornita e calcocita ocorrem como pontuações milimétricas ou em agregados na matriz, ou associadas à fluorita. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F66/430 m.....72
Foto 4.9 - Detalhe da foto 4.8 onde a fayalita apresenta-se parcialmente transformada para grünerita e magnetita[2] cinza claro, acicular. A bornita rosa, calcocita branca e a covelita azul ocorrem associadas à magnetita[1] cinza claro ou na matriz constituída por fayalita e grünerita. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. F66/430 m.....75
Foto 4.10 - Fluorita orientada segundo a trama principal da rocha e ao longo de uma vênula. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, N//. F66/270,7 m.....75
Foto 4.11 - Detalhe da foto 4.10 com a vênula preenchida por calcocita branca, bornita rosa. Fluorita cinza-escuro e clorita cinza-médio. A matriz é formada por magnetita[1] cinza-claro. Há bornita e calcocita com intercrescimentos mimerquíticos preenchendo feições tipo estrela. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//. F66/270.....77

Foto 4.12 - Porfiroclasto de granada com auréola de clorita, no centro da foto, resultante da interação com o fluido aquoso rico em flúor que originou a fluorita. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz transmitida, N//. F66 270,7 m.....77
Foto 4.13 - Grünerita acicular associada à fluorita ou na interface entre este mineral e a fayalita, resultante da reação do fluido rico em flúor com a fayalita. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz transmitida, NX. F66/270,7 m.....78
Foto 4.14 - Porfiroclasto de almandina em magnetita-biotita-quartzo-plagioclásio-grünerita-almandina xisto, com a clorita substituindo as suas bordas. A clorita ocorre como palhetas perpendiculares às paredes das microfraturas da almandina. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz transmitida, N//. G3/570 m.....78
Foto 4.15 - Quartzitos exibindo textura em moldura caracterizada por agregados de pequenos cristais de quartzo decorrentes da cominuição nas bordas dos cristais maiores. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz transmitida, NX. G3 LT 700SE/100 m.....80
Foto 4.16 - Bornita de cor rosa ao longo de planos de clivagem da biotita. Tanto os cristais de biotita da matriz silicática como o sulfeto acham-se parcialmente microdobrados e fraturados. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//. F54/356,35m.....93
Foto 4.17 - Bornita rosa e calcocita branca preenchendo feição de dilatação em almandina cinza médio e preenchendo uma vênula na magnetita[1] cinza-claro, na diagonal da foto. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. G3/570 m.....93
Foto 4.18 - Calcocita branco e bornita rosa, sob a forma de cristais ao longo de uma faixa mais cominuída da matriz silicatada, cloritizada na metade superior da foto. Os cristais de calcocita crescem dentro da faixa por *annealing*. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. F46/436 m.....95
Foto 4.19 - Calcopirita interclastos de magnetita[1], em suas microfraturas, bem como redistribuída ao longo de faixas cominuídas chegando a definir uma estrutura bandada. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F46/436 m.....95
Foto 4.20 - Grafita cinza-médio intercalado com calcopirita amarelo-claro e bornita bege, por penetração mecânica (textura em *sandwich*), distribuídas ao longo de faixas cominuídas e de concentração de deformação. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F46/436 m.....96

Foto 4.21 - Calcopirita amarelo-médio e pirita amarelo-claro preenchendo vênulas. Pirrotita de cor cinza-médio ocorre associada com pirita amarelo-claro. A matriz da rocha é constituída por antofilita e clorita. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. F16/627,8 m.....96
Foto 4.22 - Hematita lamelar cinza-médio associada com calcopirita e bornita. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. G1/431,2 m.....99
Foto 4.23 - Bornita rosa e calcocita branca preenchendo microfraturas na magnetita[1], apresentando-se portanto numa posição interclastos. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//. F24/109,9 m.....99
Foto 4.24 - Porfiroclasto de almandina cinza e com auréola de clorita cinza-médio, no centro da foto. A bornita rosa a azulado e calcocita branco ocorrem associadas a clorita e fluorita, interclastos na almandina cinza-médio e magnetita[1] cinza-claro. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm) Luz refletida, N//. F66/270,7 m.....100
Foto 4.25 - Porfiroclastos de hastingsita cominuídos e transformados em clorita, com a bornita e calcocita alojando-se interclastos cloritizados. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6mm). Luz refletida, N//. F18/253,1m.....100
Foto 4.26 - Detalhe da porção central da zona de concentração de deformação afetando porfiroclastos de hastingsita, com bornita crescida por *annealing* na parte central da feição eminentemente rúptil. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz transmitida, N//. F18/253,1 m.....102
Foto 4.27 - Visão sinóptica da foto 4.24 mostrando a bornita rosa e calcocita branco preenchendo microfraturas na magnetita[1] cinza-claro configurando uma feição em Y, distensiva no porfiroclasto de magnetita. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F24/109,9 m.....102
Foto 4.28 - Saflorita bege e cobaltita branca associada à calcopirita, preenchendo microfraturas de magnetita[1]. A matriz é constituída por magnetita[1] e fayalita. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. F46/436 m.....104
Foto 4.29 - Ouro amarelo incluso na saflorita bege, bordejada por cobaltita, associada à bornita rosa com exsolução de calcocita branco. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm. Luz refletida, N//. F46/296,5 m.....104

Foto 4.30 - Faixa cataclástica caracterizada por intenso fraturamento de porfiroclastos de almandina. As fraturas estão cloritizadas e preenchidas por sulfetos. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz transmitida, N//. F18/290,5 m.....107
Foto 4.31 - Feições romboédricas simples e compostas ao longo de descontinuidades em arranjo *en échelon* alojando mineralizações de bornita e calcocita. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F66/430 m.....107
Foto 4.32 - Exemplo de estrutura tipo estrela na parte superior alojando mineralizações sulfetadas de bornita e calcocita cinza-claro e a fluorita cinza-escuro. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//. F66/430 m.....109
Foto 4.33 - Exemplo de cordões de sigmóides. Notar na parte superior direita um arranjo típico de *tension gashes*. Essas estruturas estão preenchidas por bornita, calcocita e fluorita. Ocular 10x, objetiva 40x (campo de visão 0,35 mm). Luz refletida, N//. G3/570 m.....109
Foto 4.34 - Exemplo de sombra de pressão na extremidade de um porfiroclasto de almandina, preenchida por bornita e calcocita. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//. F50/517,4 m.....111

RESUMO

O quadro geológico da região do Salobo, situada na Serra dos Carajás, faz parte do sistema transcorrente Cinzento e compreende gnaisses do Complexo Xingu e rochas supracrustais do Grupo Salobo, que se relacionam através de várias gerações de zonas de cisalhamento. O Complexo Xingu abarca gnaisses bandados de composições tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica, e parcialmente migmatizados. O Grupo Salobo inclui magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos, anfibólio xistos, clorita xistos, formações ferríferas bandadas e quartzitos.

As zonas de cisalhamento mais antigas correspondem a cavalgamentos dúcteis que respondem pela imbricação generalizada das unidades litológicas expressa sobretudo através do aleitamento definido pela alternância de faixas e lentes de rochas supracrustais com faixas de gnaisses; essa estruturação foi correlacionada com a movimentação que formou o sistema imbricado do Cinturão Itacaiúnas. Durante essa movimentação houve transformações minerais em condições térmicas da fácies anfibolito, bem como modificações importantes nas relações estratigráficas entre os diversos conjuntos litológicos.

A segunda geração de zonas de cisalhamento compõe o dúplex transtensivo Salobo-Mirim. Tratam-se de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais ligadas através de zonas de cisalhamento normais, ao longo das quais há registros de transformações minerais em fácies xisto verde. O desenvolvimento do dúplex foi fortemente controlado pela geometria do aleitamento, e a sua forma assimétrica foi em grande parte imposta pela presença de uma megalente de gnaisse do embasamento.

A terceira geração de zonas de cisalhamento corresponde a transcorrências orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE, impõe modificações expressivas na geometria do dúplex Salobo-Mirim, e é interpretada como feições tipo X ligadas à movimentação sinistral. As zonas de cisalhamento do extremo oeste da área parecem

representar projeções da terminação em rabo-de-cavalo da falha Carajás e, nesse caso, poderiam constituir cavalgamentos oblíquos.

O depósito do Salobo 3A localiza-se na parte central de uma zona de cisalhamento normal oblíqua que pertence a um segmento curvo transtensivo, ao longo da zona de cisalhamento transcorrente mestra do dúplex Salobo-Mirim. As mineralizações de cobre e ouro acham-se alojadas em estruturas dilatacionais, destacando-se as seguintes: estruturas *pull-part* simples e compostas, cordões de sigmóides transtensivos, *tension gashes*, sombras de pressão e estruturas em estrela em cruzamentos de descontinuidades.

O depósito Salobo 3A é um exemplo de concentração/reconcentração de mineralizações de cobre e ouro em zonas de cisalhamento transtensionais devido à atuação conjunta de processos deformacionais, metamórficos e hidrotermais.

ABSTRACT

The Salobo district is located at the Carajás Province in the Cinzento strike-slip system, and is formed of supracrustal rocks of the Salobo Group and gneisses of Xingu Complex, which were assembled by several generations of shear zones. The Salobo Group includes magnetite-fayalite schist, biotite-almandine-magnetite-fayalite-grünerite schist, biotite schist, anfibol schist, chlorite schist, banded iron formation and quartzite. The Xingu Complex includes banded tonalitic gneisses, trondhjemitc and granodiritic gneisses, partialy migmatized.

The older shear zones correspond to ductile thrusts to which the generalized imbrication of the lithological units and the tectonic layering, defined by strips and lenses of supracrustals rocks alternated with gneisse is due. Their movements is synchronous to that of the Itacaiúnas belt; minerals transformations under thermal conditions of amphibolite facies, as well as important modifications in the stratigraphic relationships of several lithological units, are related to them.

The second generation of shear zones formed the transtensive Salobo-Mirim duplex. They are sinistral strike-slip shear zones, linked by normal shear zones along which minerals transformations of greenschist facies occurred. The development of the duplex was controled by the former tectonic layering, and its assymetric shape was influenced mainly by the presence of a basement gneiss megalense.

The third generation of shear zones is of transcurrent type, with NW-SE and NNW-SSE trends, which modified the Solobo-Mirim duplex geometry, and are interpreted as X features linked to the sinistral moviments. The shear zones of the west corner of the area represent the propagation of a horse tail structure at the west end of the Carajás fault; in these case, they could be oblique thrust.

The Salobo 3A deposit is situated in the central part of a normal oblique shear zone, which belongs to a release bend along the main strike-slip shear zone of the Salobo-Mirim duplex. The copper and gold mineralizations are hosted in extension structures, as single

and composite pull-apart structures, transtensive sigmoid stringers, tension gashes, pressure shadows and star structures in the cross-cutting zones of descontinuities.

The Salobo 3A deposit is an example of concentration/reconcentration of copper and gold mineralizations in a transtensive shear zone due to deformational, hydrothermal and metamorphic processes.

1 - APRESENTAÇÃO

Nos últimos 10 anos, a Geologia Estrutural dos terrenos pré-cambrianos do Brasil passou por uma profunda revisão, em termos de geometria e cinemática, a partir da aplicação dos conceitos básicos relativos a zonas de cisalhamento e regimes tectônicos (HASUI & HARALYI,1982; HASUI et al., 1984; HASUI & HARALYI, 1985; COSTA, 1985; ARAÚJO et al., 1988; HASUI & COSTA, 1990; COSTA et al., 1990, COSTA et al., 1992; COSTA et al., 1993; ARAÚJO et al., 1994 e COSTA et al., 1995, dentre outros).

As zonas de cisalhamento, conforme apresentadas e discutidas por BEACH (1976, 1980), RAMSAY (1980), SIMPSON (1986), HASUI & COSTA (1991), dentre outros, passaram a ser entendidas como os principais elementos estruturais dos cinturões colisionais e transcorrentes. A Região da Serra dos Carajás, no final da década passada, foi discutida por ARAÚJO et al. (1988) como fazendo parte de um cinturão de cisalhamento compressivo oblíquo, abarcando sistemas imbricados e direcionais. Esse novo enfoque, que se ampliou para as áreas adjacentes (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991; COSTA et al., 1993, 1995), proporcionou avanços significativos no entendimento da evolução crustal dessa região.

Essa nova concepção da Geologia Estrutural, que em síntese envolve deformação não- coaxial, heterogênea e progressiva, começou a permear os diversos cenários metalogenéticos em busca do controle geométrico das mineralizações e da origem dos fluidos ricos em metais (SIBSON et al., 1975; KERRICH, 1986; O'DRISCOLL, 1986; BONNEMAISON, 1986; ROBERTS, 1988, dentre outros). Na região da Serra dos Carajás, os primeiros trabalhos com esse enfoque foram realizados por SIQUEIRA (1990) e COSTA et al. (1992) no depósito do Salobo 3A, enfatizando a geometria dos corpos de minério e a relação das áreas caracterizadas por teores mais elevados de sulfetos com segmentos transtensivos ao longo de zonas de cisalhamento. Esse caminho também foi perseguido por LAB (1992) e por WINTER (1994) nas regiões de Serra Pelada e Pojuca, respectivamente.

Por outro lado, a demonstração da íntima relação das mineralizações com os diversos tipos de estruturas, sem perder o suporte do quadro regional, exige estudos de

detalhe. Este desafio foi pautado no depósito do Salobo 3A, onde há expressivas concentrações de sulfetos de cobre e ouro. Os resultados apresentados nesta tese sugerem que, durante o segundo movimento tectônico na região, que no caso é transtensivo, há remobilização de sulfetos em condições térmicas de fácies xisto verde e a reconcentração de metais em armadilhas estruturais ou feições de dilatação, a exemplo de faixas de concentração de deformação; sigmóides e romboedros transtensivos; cruzamentos de descontinuidades e terminação de fraturas. Todas essas feições meso e microscópicas estão em consonância com o desenvolvimento do dúplex transtensivo Salobo-Mirim.

Em síntese, esta tese deve ser entendida como um exemplo que tenta mostrar que o depósito Salobo 3A está intimamente relacionado com a formação de zonas de cisalhamento, e que a concentração ou reconcentração de metais a partir do desenvolvimento de seqüências vulcânicas exalativas e da colocação de corpos graníticos, aplicados com a intenção de explicar a formação do mesmo, devem ser revistos.

1.1 - ÁREA ESTUDADA

Sob o ponto de vista geopolítico, a área em pauta está inserida nos municípios de Marabá e Parauapebas, situados na região sudeste do Estado do Pará, e é limitada por um polígono de forma irregular, o qual está compreendido entre os paralelos 5°37'44" a 5°52'20" e os meridianos 50°37'16" a 50°26'50" (Figura 1.1). O acesso terrestre é feito pela estrada que liga o Núcleo Urbano N5 ao depósito Salobo 3A, com extensão de cerca de 70 km.

A área de interesse desta tese é a extremidade oeste do Lineamento Cinzento, ocupada pelo dúplex Salobo-Mirim (Figura 1.1). Os resultados dos estudos de detalhe visando alcançar o entendimento da relação entre a deformação e as mineralizações dizem respeito ao depósito Salobo 3A (Anexos 1 e 2). Convém mencionar que o Lineamento Cinzento é um sistema transcorrente sinistral integrado ao desenvolvimento do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CI).



FIGURA 1.1 MAPA SIMPLIFICADO DO SISTEMA TRANSCORRENTE CINZENTO, E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA (FONTE: COSTA et al. 1995 - Adaptado).

No interior da área, a floresta amazônica é exuberante e reveste um relevo muito acidentado e caracterizado por morros e serras alinhados e separados por vales em forma de U ou V, dependendo do substrato litológico no qual é desenvolvido. Tais condições fisiográficas impõem enormes limitações à coleta de dados no campo, exigindo a aplicação sistemática de ferramentas alternativas, a exemplo do Sensoriamento Remoto na prospecção indireta e programas de sondagem na abordagem direta.

1.2 - OBJETIVO

A região da Serra dos Carajás é conhecida internacionalmente como uma área que hospeda os principais depósitos minerais do planeta, os quais têm recebido investigações metalogenéticas sistemáticas através de diversos programas de pesquisa desenvolvidos por várias instituições(CMM, CVRD, UFPA, UNB, CPRM, dentre outras). Apesar desse esforço concentrado no sentido de entender a origem dos depósitos, as abordagens geológicas nunca permearam efetivamente a interface mineralizações-geologia estrutural. Em outras palavras, poucos estudos enfocaram o real papel das zonas de cisalhamento que compõem o arcabouço tectônico regional na formação dos depósitos.

Mudar este procedimento e demonstrar que o depósito de Cu(Au,Mo,Ag) do Salobo 3A está intimamente ligado à instalação das zonas de cisalhamento, são os principais desafios desta pesquisa. Esses objetivos mais amplos, que a rigor são de cunho multidisciplinar, exigiram que se perseguissem vários aspectos da geologia básica. Desta forma, buscou-se informações sobre a natureza das unidades litológicas, os tipos de geometrias das estruturas, as relações das mineralizações de sulfetos com as diversas armadilhas estruturais, as condições térmicas que dominaram durante a concentração ou reconcentração dos sulfetos, o regime tectônico e a relação da geologia dos depósitos com o quadro tectônico do dúplex Salobo-Mirim.

1.3 - METODOLOGIA

Diante dos objetivos delineados e dos aspectos fisiográficos da área, adotou-se os seguintes procedimentos:

1. A carta geológica elaborada por SIQUEIRA (1990) na escala de 1:100.000 foi usada como suporte para as discussões estruturais e lito-estruturais, e ganhou refinamentos a partir do processamento de fitas magnéticas do satélite Landsat e do radar SAR, no *software* SITIM. Os diversos produtos obtidos através da ampliação linear de contraste e composição colorida (falsa-cor), juntamente com as fotografias aéreas, foram analisadas através do método "lógico e sistemático de interpretação de fotografias aéreas", e de interpretação de imagens de radar (HOWARD, 1967; RIVERAU, 1970; SOARES & FIORI, 1976; DEFFONTAINES & CHOROWICZ, 1991 e LIMA, 1995). Dessa maneira, resultaram mapas lito-estruturais que mostraram com clareza a densa rede de zonas de cisalhamento e falhas, além das formas geométricas bidimensionais dos corpos geológicos. A base magnetométrica, na escala 1:100.000, foi utilizada como ferramenta auxiliar na delimitação dos corpos rochosos magnetíticos.

2. Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em 3 etapas, durante o acompanhamento das campanhas de sondagem executadas no Salobo 3A e no Igarapé Mirim. Concentraram-se ao longo do rio Itacaiúnas, dos Igarapés Salobo e Mirim, de estradas feitas para acessos às praças de sondagem e das galerias do depósito Salobo 3A. Adotou-se como sistemática de estudo dos afloramentos os métodos explicitados por PARK (1983), RAMSAY & HUBER (1983 e 1987), PASSCHIER et al. (1993), MCCLAY (1994), os quais proporcionaram o entendimento imediato das estruturas e permitiram definir as relações geométricas entre as unidades litológicas. A esse quadro adicionaram-se as informações oriundas dos programas de sondagem executados pela CVRD/DOCEGEO, em busca da interpretação tridimensional dos corpos geológicos. Este procedimento, visando restituir a terceira dimensão dos corpos geológicos, infelizmente restringiu-se à área do depósito, pois era o local que justificava a execução de sondagens ou outros trabalhos subterrâneos,

entretanto minimizou as limitações impostas pela baixa densidade de exposições rochosas e tornou-se fundamental, também para a compreensão do quadro cinemático;

3. Cerca de 150 amostras de rochas provenientes de testemunhos de sondagem, da galeria 3AG3 do Salobo , e de afloramentos, onde expunham rocha sã, foram analisadas através de seções delgadas e polidas em busca de informações mineralógicas, petrográficas, texturais e estruturais, de acordo com a recomendação de BELL & ETHERIDGE (1973), SPRY (1983), SIMPSON & SCHIMIDT (1983), RAMSAY & HUBER (1983, 1987), SIMPSON (1986), dentre outros. No caso da análise dos minerais opacos, foram estudadas 51 seções delgadas-polidas e 20 seções polidas, incluindo as seções cedidas pelo professor Bernardino Figueiredo, durante os estudos no laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP. Utilizou-se as técnicas de RAMDOR (1980) e CRAIG & VAUGHAN(1981); com ou sem imersão em óleo;

4.Para os estudos microtermométricos, visando estabelecer as condições de temperatura de formação da fluorita, foi utilizada a platina de resfriamento-aquecimento, tipo Chaix-meca, modelo MTM85(França), do laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP.

5.As informações estruturais obtidas durante as etapas de campo foram tratadas através do *software dips*, desenvolvido pelo grupo de engenharia de rochas da Universidade de Toronto-Canadá. O tratamento estatístico dos dados visando à elaboração de histogramas e determinar a correlação entre elementos, foi feito com os *softwares Statistics for Windows* e *Excel*.

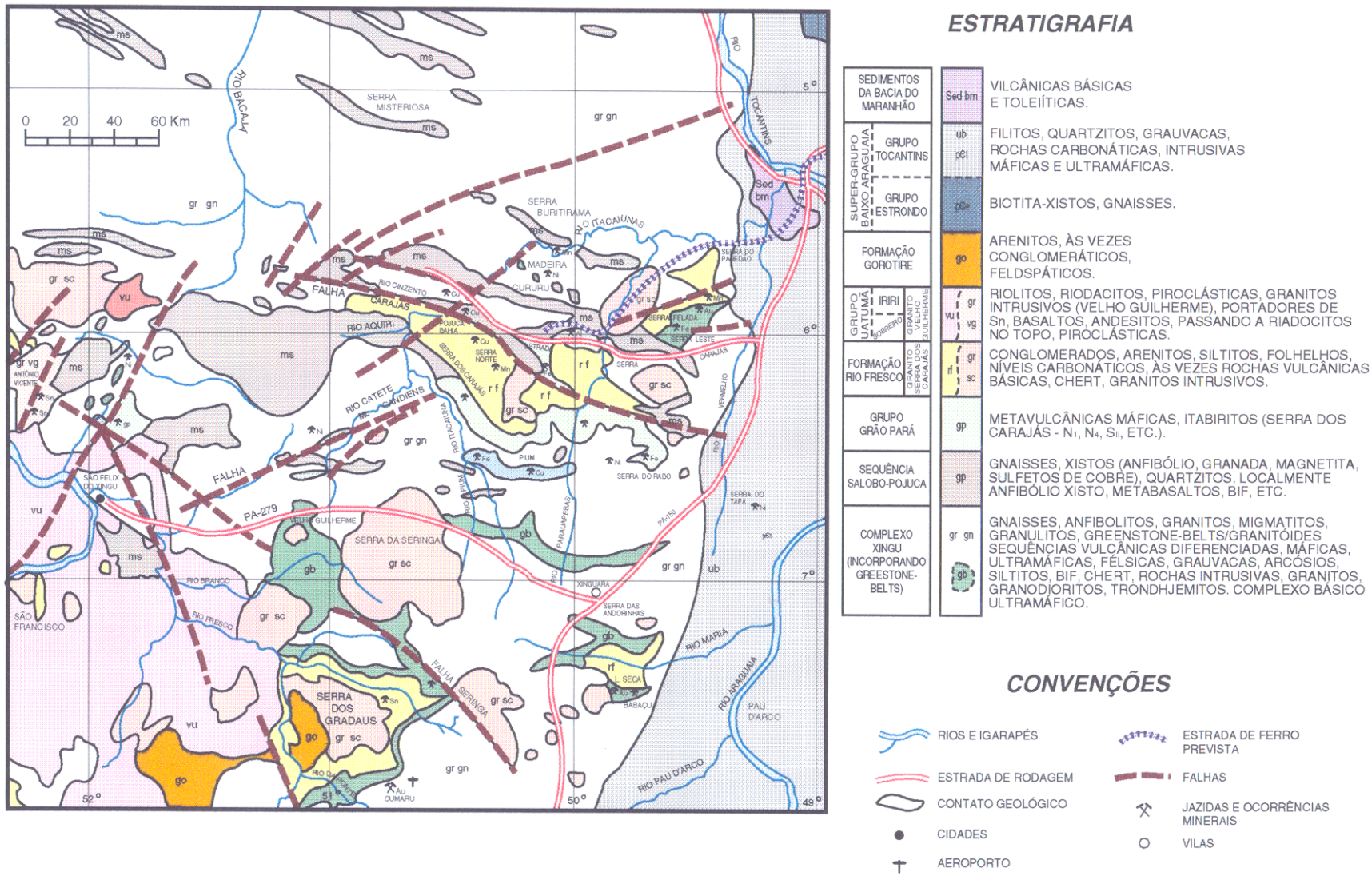
2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - INTRODUÇÃO

Os programas de mapeamento geológico realizados através dos Projetos Araguaia (BARBOSA et al., 1966) e RADAM (SILVA et al., 1974) registraram nas regiões Sul, Sudeste e Leste do Estado do Pará, onde se encontra a Serra dos Carajás, extensas áreas de gnaisses e migmatitos, várias faixas de rochas supracrustais orientadas preferencialmente na direção E-W, inúmeros corpos graníticos e seqüências vulcânicas e sedimentares, tipo coberturas de plataforma. Grande parte dessas unidades foi incluída na Província Amazônica Central (CORDANI et al., 1979; CORDANI & NEVES, 1982, dentre outros), um núcleo arqueano contornado por cinturões móveis do Proterozóico Inferior a Médio.

Os trabalhos de semi-detalhe e de detalhe desenvolvidos pela CVRD/CMM (1972) e DOCEGEO, divulgados por CORDEIRO & MCCLANDESS (1976) e CORDEIRO (1982), com enfoque lito-estratigráfico, indicaram a existência de seqüências metavulcânicas tipo *greenstone belts* e contornadas por granitóides, sobretudo na região compreendida entre Xinguara e Rio Maria, situada a Sul da Serra dos Carajás.

Esse acervo de conhecimentos deu suporte a definição da Província Mineral de Carajás (HIRATA et al., 1982), caracterizada por complexos gnáissicos, *greenstone belts*, granitóides tonalíticos, trondhjemíticos e granodioríticos, e faixas de rochas metavulcânicas, além de seqüências sedimentares tipo coberturas de plataformas e granitos anarogênicos (Figura 2.1 e Tabela 2.1). Essa província foi descrita como um segmento crustal que hospeda depósitos de Fe, Mn, Cu e Au relacionados a várias ambiências geológicas; o desenvolvimento dos depósitos de Fe e Mn seria decorrente de enriquecimento supergênico (TOLBERT et al.,1971; VALARELII et al., 1978) e os depósitos de Cu e Au teriam resultado de processos vulcanogênicos exalativos e da colocação de corpos graníticos (GUIMARÃES, 1987; LINDENMAYER, 1990 e outros).



ESTRATIGRAFIA

SEDIMENTOS DA BACIA DO MARANHÃO		Sed bm	VILCÂNICAS BÁSICAS E TOLEIÍTICAS.
SUPER-GRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	ub pCt	FILITOS, QUARTZITOS, GRAUVACAS, ROCHAS CARBONÁTICAS, INTRUSIVAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS.
	GRUPO ESTRONDO	pCe	BIOTITA-XISTOS, GNAISSES.
FORMAÇÃO GOROTIRE		go	ARENITOS, ÀS VEZES CONGLOMERÁTICOS, FELDSPÁTICOS.
GRUPO UATUMÃ	IRIRI	vu	RIOLITOS, RIODACITOS, PIROCLÁSTICAS, GRANITOS INTRUSIVOS (VELHO GUILHERME), PORTADORES DE Sn, BASALTOS, ANDESITOS, PASSANDO A RIADOCITOS NO TOPO, PIROCLÁSTICAS.
	GRANITO VELHO GUILHERME	gr vg	
FORMAÇÃO RIO FRESCO	GRANITOS SERRA DOS CARAJÁS	rf	CONGLOMERADOS, ARENITOS, SILTITOS, FOLHELHOS, NÍVEIS CARBONÁTICOS, ÀS VEZES ROCHAS VULCÂNICAS BÁSICAS, CHERT, GRANITOS INTRUSIVOS.
		gr sc	
GRUPO GRÃO PARÁ		gp	METAVULCÂNICAS MÁFICAS, ITABIRITOS (SERRA DOS CARAJÁS - N_1, N_4, S_{II}, ETC.).
SEQUÊNCIA SALOBO-POJUCA		gp	GNAISSES, XISTOS (ANFIBÓLIO, GRANADA, MAGNETITA, SULFETOS DE COBRE), QUARTZITOS. LOCALMENTE ANFIBÓLIO XISTO, METABASALTOS, BIF, ETC.
COMPLEXO XINGU (INCORPORANDO GREESTONE-BELTS)		gr gn gb	GNAISSES, ANFIBOLITOS, GRANITOS, MIGMATITOS, GRANULITOS, GREENSTONE-BELTS/GRANITÓIDES SEQUÊNCIAS VULCÂNICAS DIFERENCIADAS, MÁFICAS, ULTRAMÁFICAS, FÉLSICAS, GRAUVACAS, ARCÓSIOS, SILTITOS, BIF, CHERT, ROCHAS INTRUSIVAS, GRANITOS, GRANODIORITOS, TRONDHJEMITOS. COMPLEXO BÁSICO ULTRAMÁFICO.

CONVENÇÕES

- RIOS E IGARAPÉS
- ESTRADA DE RODAGEM
- CONTATO GEOLÓGICO
- CIDADES
- AEROPORTO
- ESTRADA DE FERRO PREVISTA
- FALHAS
- JAZIDAS E OCORRÊNCIAS MINERAIS
- VILAS

FIGURA 2.1 - GEOLOGIA REGIONAL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS
Fonte: HIRATA et al. (1982) adaptado

A partir dos trabalhos realizados por HASUI et al. (1984), DALL'AGNOL et al. (1984), DALL'AGNOL et al. (1986), DOCEGEO (1988), ARAÚJO et al. (1988) dentre outros, a Província Mineral de Carajás passou a ser entendida como um segmento crustal que inclui uma porção de um núcleo granito-*greenstone* (terreno granito-*greenstone* de Rio Maria) limitado a norte, sul e leste por extensas frações dos cinturões de cisalhamento Itacaiúnas, Alto Tapajós e Araguaia, respectivamente. Os principais aspectos geológicos do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, onde se encontra a área desta tese, são apresentados a seguir.

2.2 - CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS

2.2.1 - Unidades lito-estratigráficas

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CI) é constituído por várias faixas de gnaisses parcialmente migmatizados, de rochas supracrustais, e lentes de granitóides afetadas por zonas de cisalhamento orientadas preferencialmente na direção E-W.

A organização lito-estratigráfica do CI foi discutida principalmente por HIRATA et al. (1982), DOCEGEO (1988) e ARAÚJO et al. (1988), Figuras 2.1, 2.2, 2.3, respectivamente e Tabela 2.1. A proposta de HIRATA et al. (op. cit.) compreende, da base para o topo, o Complexo Xingu, a seqüência Salobo-Pojuca e o Grupo Grão Pará. O Complexo Xingu, incorporando *greenstone belts* e granitóides (TTG), é composto essencialmente por gnaisses, anfibolitos, granitos, migmatitos e granulitos. A seqüência Salobo-Pojuca engloba gnaisses, anfibólio xistos, xistos granadíferos, magnetita xistos, quartzitos, formações ferríferas, metabasaltos e xistos com anfibólio e cordierita.

O trabalho da DOCEGEO (op. cit.) propõe o seguinte quadro estratigráfico, da base para o topo: Complexo Pium, Complexo Xingu e Supergrupo Itacaiúnas, englobando todas as ocorrências de rochas supracrustais nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. O Complexo Pium foi individualizado no mapa e

apresentado na coluna do trabalho, entretanto não consta a sua descrição e caracterização no texto. O Complexo Xingu compreende gnaisses tonilíticos, trondhjemíticos e/ou granodioríticos, às vezes migmatizados, decorrentes do retrabalhamento metamórfico de terrenos graníticos arqueanos. O Supergrupo Itacaiúnas é descrito como uma unidade arqueana derivada da evolução vulcano-sedimentar e apresentando assembléias de graus metamórficos variados. Embora este trabalho tenha adicionado várias unidades ao quadro estratigráfico, não foram discutidas as relações entre elas.

ARAÚJO et al. (1988) propuseram uma coluna estratigráfica que considera os complexos Xingu e Pium e o Gnaisse Estrela como unidades do embasamento, seguidas pelos grupos Sapucaia e Grão Pará, e Suite Plaquê, nessa ordem. O Complexo Pium encerra rochas granulíticas (piriclasitos e enderbitos) parcialmente milonitizadas e interpretadas como porção da crosta inferior soerguida devido à propagação de cavalgamentos dúcteis. O Complexo Xingu é constituído por gnaisses tonalíticos migmatizados, além de gnaisses graníticos e lentes de xistos máficos e ultramáficos, e quartzo-micaxistos; esta unidade é explicada como produto de retrabalhamento parcial de terrenos granito-*greenstone* antigos. O Gnaisse Estrela, apresentado pela DOCEGEO (1988) como um granito anorogênico, é formado por rochas potássicas afetadas por faixas de cisalhamento resultantes de taxas variadas de milonitização. O Grupo Sapucaia compreende rochas metaultramáficas, com contribuições subordinadas de rochas metamáficas e metassedimentos, e é entendido como um *greenstone belt* retrabalhado no evento de milonitização que gerou o CI. O Grupo Grão Pará inclui metabásicas na base e metariolitos no topo, existindo ocorrências de formações ferríferas nos dois pacotes.

Com base em critérios estruturais, os sedimentos da Formação Rio Fresco na região da Serra dos Carajás passaram a integrar o Grupo Grão Pará sob a denominação de Formação Águas Claras, juntamente com as formações Parauapebas e Carajás. É importante destacar que nesse trabalho foi demonstrado também que estruturalmente as seqüências Igarapé Pojuca e Igarapé Bahia não podem ser desmembradas do Grupo Grão Pará, cujo desenvolvimento está atrelado a sistemas transcorrentes. A Suíte Plaquê engloba vários corpos graníticos ultrapotássicos com graus variados de deformação.

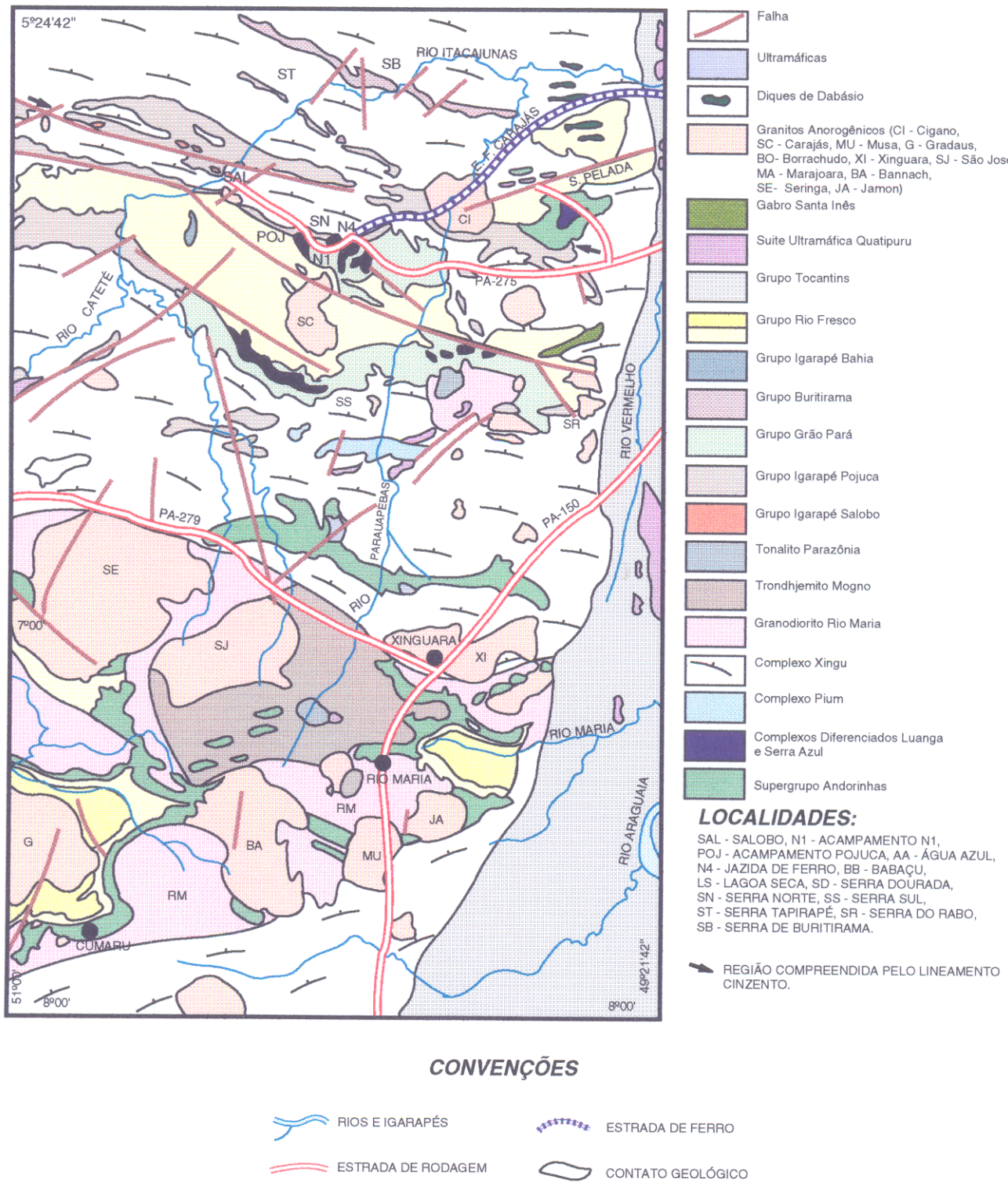


FIGURA 2.2 - MAPA GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS
(Fonte: DOCEGEO, 1988), adaptado

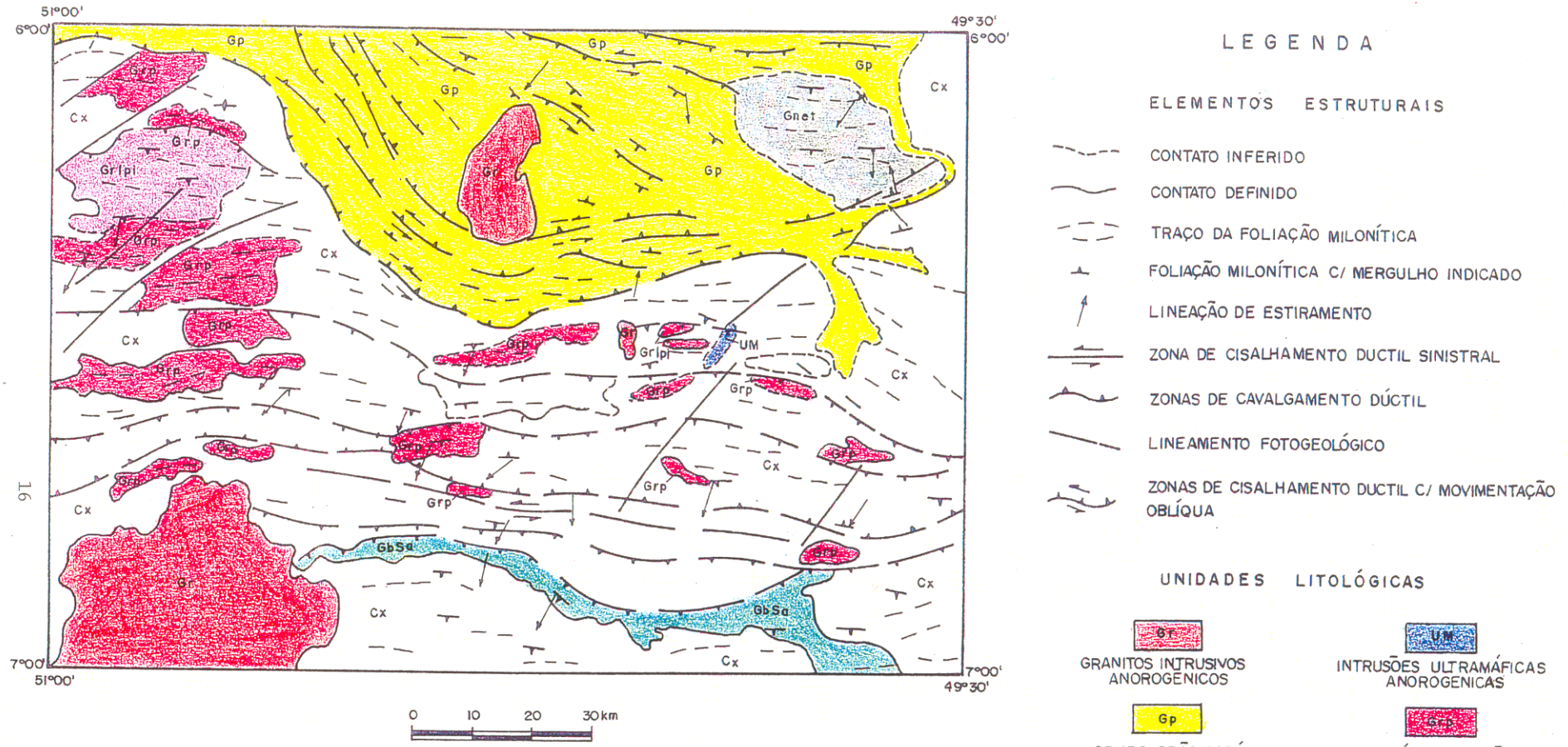
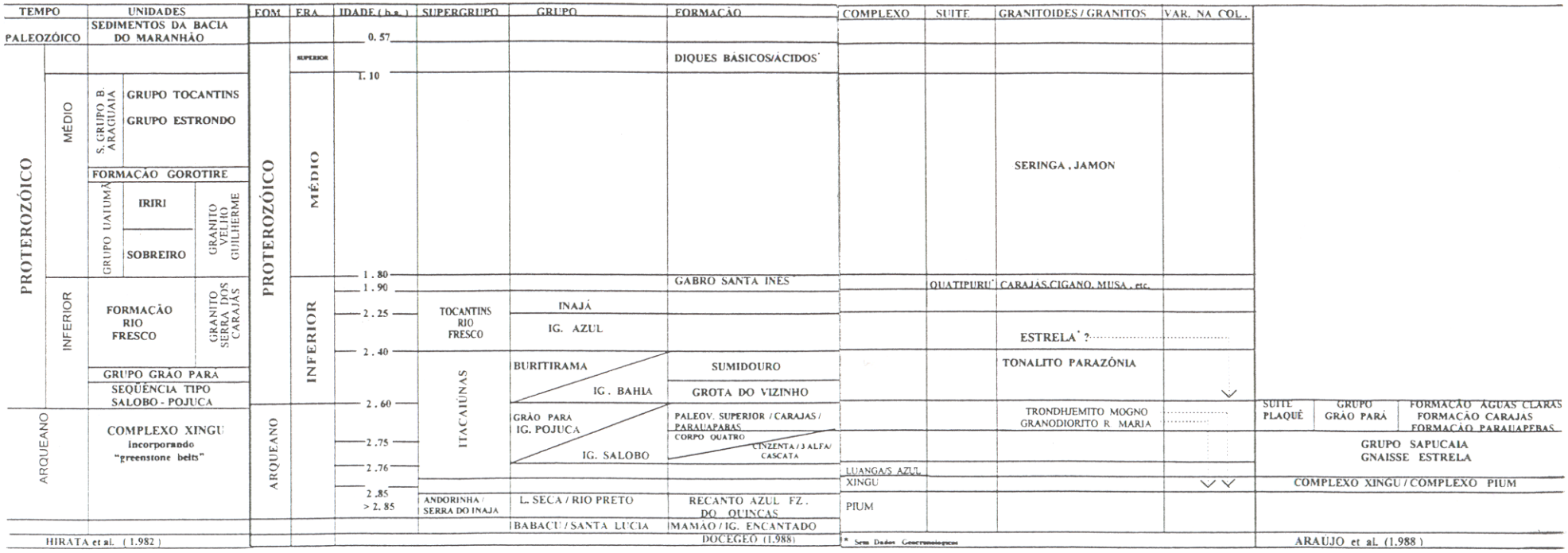


FIGURA 2.3 - MAPA LITOESTRUTURAL SIMPLIFICADO DA FOLHA SERRA DOS CARAJÁS.

Fonte: ARAÚJO et al. (1.988).

TABELA 2.1 - COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DE CARAJÁS COM BASE NOS TRABALHOS DE HIRATA et al. (1982); DOCEGEO (1988) e ARAÚJO et al. (1988).



A concepção estratigráfica discutida por ARAÚJO et al. (1988), calcada em dados estruturais geométricos e cinemáticos, foi corroborada por trabalhos de mapeamento geológico básico desenvolvidos em outras áreas do CI (COSTA & SIQUEIRA, 1991; COSTA et al., 1993; MACAMBIRA & VALE, no prelo; OLIVEIRA et al., 1994). Esses trabalhos definiram também outras unidades lito-estratigráficas, a exemplo do Complexo Bacajaí, correlato ao Complexo Pium, e dos grupos Misteriosa, Buritirama, Tapirapé, Salobo, Alto Bonito, Rio Novo, Aquiri, São Sebastião e São Félix do Xingu, ligados ao desenvolvimento de transcorrências.

A integração dos dados lito-estratigráficos em consonância com o quadro tectono-estrutural, o qual será apresentado nos itens seguintes, foi discutida por ARAÚJO et al. (1994) (Figura 2.4), e COSTA et al. (1995). Dessas sínteses é importante destacar os seguintes pontos:

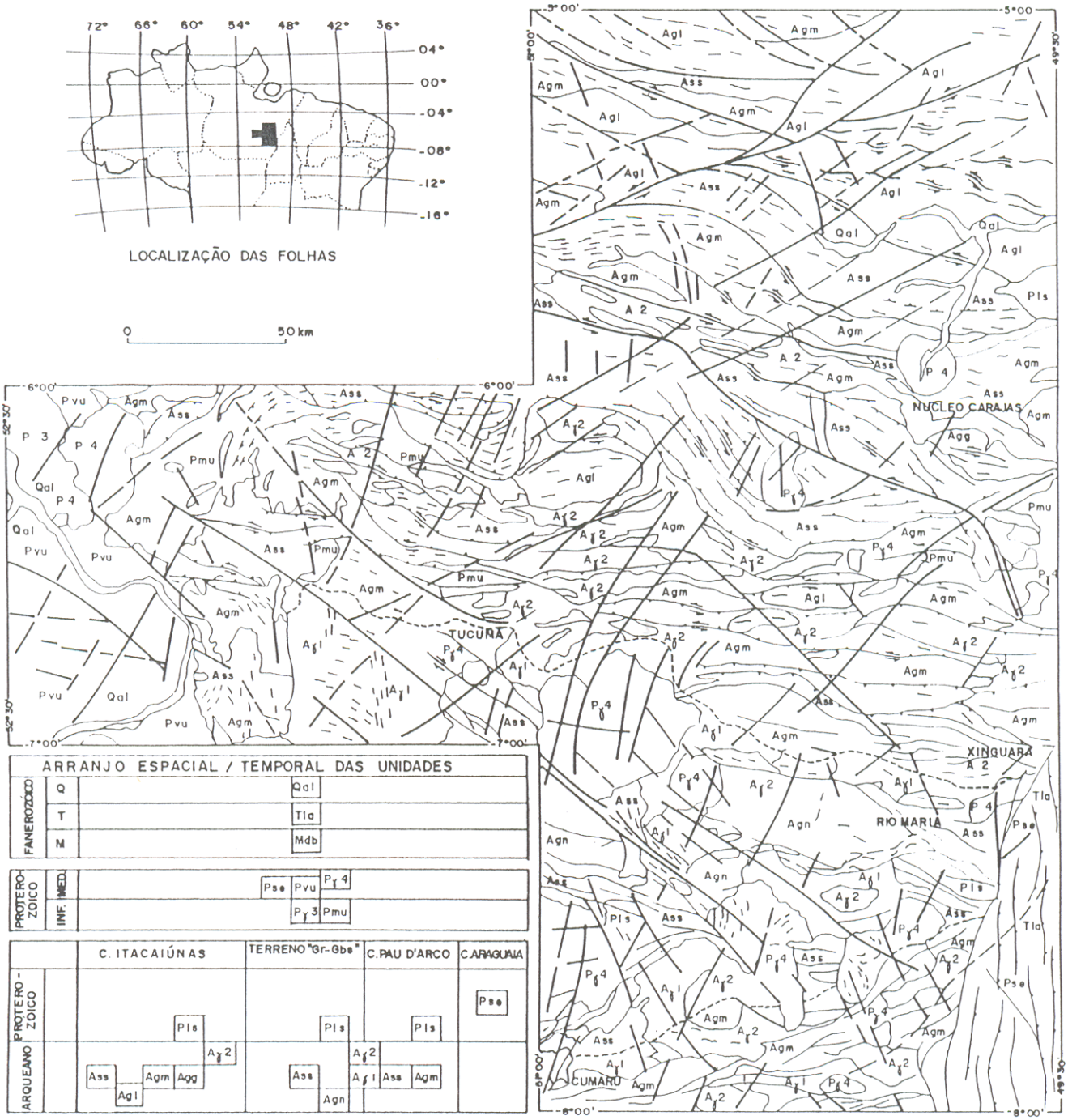
1- Os complexos Pium e Bacajaí são constituídos por rochas granulíticas interpretadas como frações da crosta inferior soerguidas ao longo de zonas de cisalhamento compressivas. Portanto, compõem o embasamento do CI;

2- O Complexo Xingu é decorrente, em parte, do retrabalhamento de granitóides similares àqueles que ocorrem no terreno granito-*greenstone* de Rio Maria, que se acham poupados de milonitização generalizada;

3- O Grupo Sapucaia reúne frações de *greenstone belts* imbricadas tectonicamente com gnaisses do Complexo Xingu;

4- A Suíte Plaquê compreende granitos ultrapotássicos que cortam os gnaisses dos complexos e estão vinculados à fusão crustal durante a fase principal de imbricação;

5- Os grupos Grão Pará, Aquiri, São Sebastião, São Félix do Xingu, Rio Novo, Alto Bonito, Salobo, Misteriosa, Buritirama e Tapirapé são entendidos como seqüências vulcano-sedimentares instaladas sobre os gnaisses dos complexos Xingu, Pium e Bacajaí, ao longo de sistemas transcorrentes.



Qal - ALUVIÕES; Tla - LATERITOS; Mdb - DIABÁSIOS; P 4 - GRANITOS CIGANO, VELHO GUILHERME, ANTÔNIO VICENTE, CARAJÁS, SERINGA, MATA SAIA, MUSA, JAMON, GRADAÚS; Pse - FORMAÇÃO TRIUNFO, GRUPO TOCANTINS; Pvu - GRUPO UATUMÃ; P 3 - GRANITO PARAUARI; P mu - GABRO STA. INÊS, U. MÁFICAS VERMELHO E CATETE; Pls - GRUPOS PAREDÃO, GOROTIRE, RIO FRESCO; Ass - GRUPOS MISTERIOSA, TAPIRAPÉ, BURITIRAMA, GRÃO PARÁ, SALOBO, ALTO BONITO, SÃO FÉLIX, SÃO SEBASTIÃO, AQUIRI, RIO NOVO, SAPUCAIA, TUCUMÃ, ANDORINHAS, GRADAÚS, INAJA; A 2 - GRANITOS PLAQUÊ, XINGUARA, MATA SURRÃO; A 1 - GRANODIORITO RIO MARIA; Agg - GNAISSE ESTRELA; Agm - COMPLEXOS XINGU E ARCO VERDE; Agl - COMPLEXOS GRANULÍTICOS PIUM E BACAJAÍ; Agn - TRONDHJEMITO MOGNO.

FIGURA 2.4 - MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ. Fonte: ARAÚJO et al. (1994) adaptado de ARAÚJO & MAIA (1991; e outros).

2.2.2 - Geologia estrutural

A geologia estrutural do CI foi descrita e discutida nos trabalhos de ARAÚJO et al. (1988), SIQUEIRA (1990), COSTA et al. (1990), COSTA & SIQUEIRA (1991), ARAÚJO et al. (1992), LAB & COSTA (1992) e COSTA et al. (1993, 1994 e 1995).

Na área da folha Serra dos Carajás ARAÚJO et al. (1992) reconheceram estruturas relacionadas a sistemas compressivos e direcionais. No contexto do sistema compressivo a estruturação corresponde ao aleitamento composicional caracterizado pela alternância regular de faixas de gnaisses migmatizados e de rochas supracrustais e de lentes de granitóides e de gnaisses granulíticos, que se relacionam através de cavalgamentos dúcteis, inclinados para sul e orientados preferencialmente na direção E-W. Internamente, as unidades litológicas apresentam uma trama planar milonítica decorrente de deformação não-coaxial, heterogênea e progressiva. A lineação de estiramento associada ao desenvolvimento da trama planar tem direção NE-SW e mergulha em torno de 50° para SW, e juntamente com os critérios cinemáticos dominantemente sinistrais, indicam que o transporte tectônico é de SW para NE. Com base nesses dados, os referidos autores concluíram que se trata de um sistema imbricado oblíquo. O sistema direcional, abarcando a região da Serra dos Carajás, compreende uma estrutura sigmoidal, alongada na direção WNW-ESE e formada por rochas do Complexo Xingu, Gnaisse Estrela e Grupo Grão Pará (Figura 2.5). Essa estrutura é definida por cavalgamentos dúcteis que compõem um arranjo divergente e interpretado como uma estrutura em flor positiva, sinistral. Os dois sistemas resultaram da atuação de um evento de deformação progressiva em um regime tectônico oblíquo.

A norte da folha Serra dos Carajás, COSTA & SIQUEIRA (1991) definiram o sistema transcorrente sinistral Cinzento ou Lineamento Cinzento formado, de Leste para Oeste, pelas seguintes estruturas: rabo-de-cavalo Serra Pelada, dúplex Cururu e dúplex Salobo. A evolução dessas estruturas foi descrita em termos de transtensão seguida de transpressão, sendo que o dúplex Salobo experimentou um outro pulso transtensivo final.

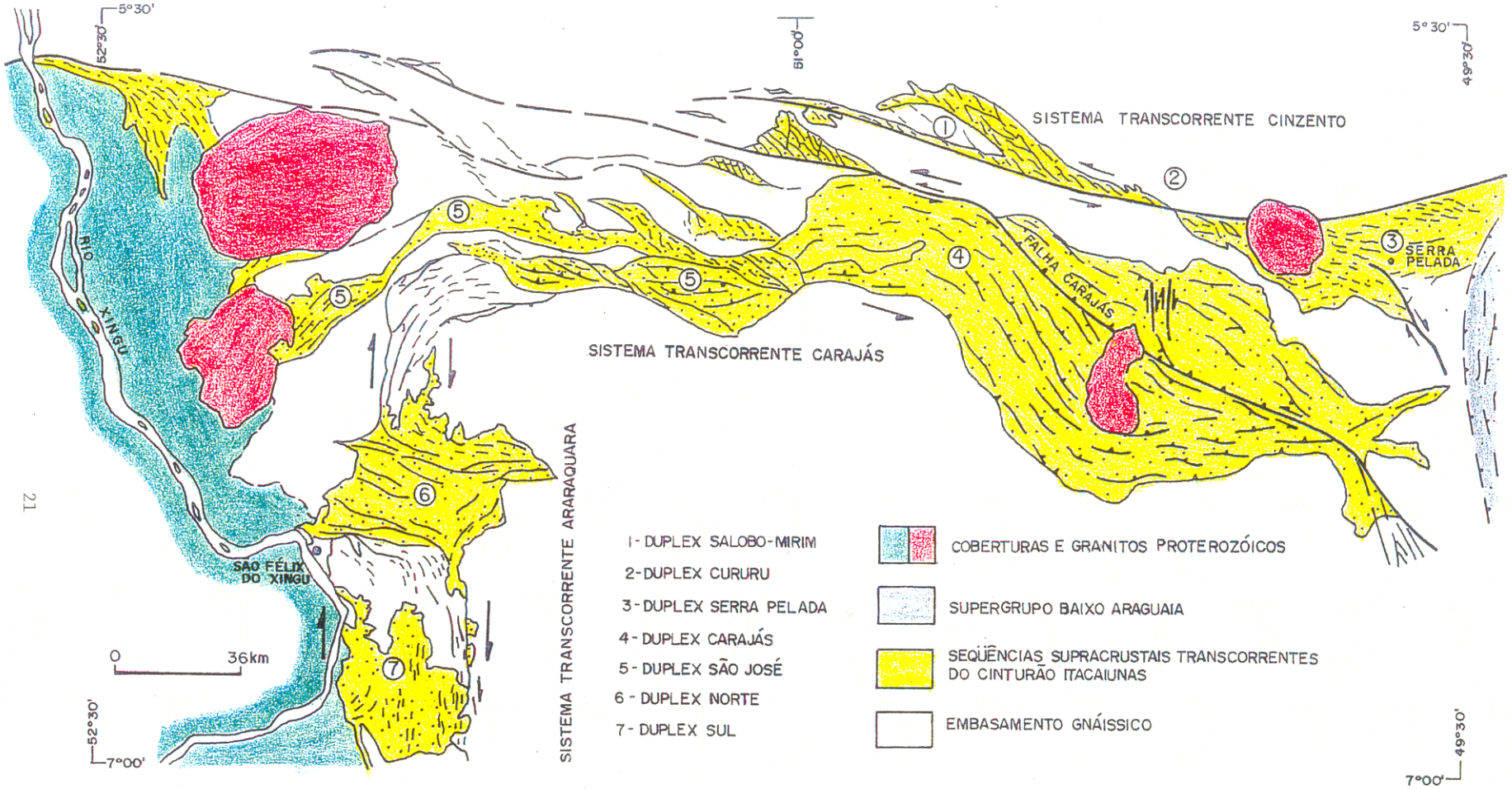


FIGURA 2.5 - MAPA LITOESTRUTURAL SIMPLIFICADO DOS SISTEMAS TRANSCORRENTES CARAJÁS, CINZENTO E ARARAQUARA

(Fonte: COSTA et al., 1.995)

Os trabalhos de semidetalhe realizados por SIQUEIRA (1990) e LAB (1992), respectivamente nas estruturas do Salobo e de Serra Pelada (Figura 2.6), corroboraram a proposta de evolução apresentada para o sistema Cinzento, e este último autor descreve a região de Serra Pelada como um dúplex. No entanto, SIQUEIRA (op. cit.) discute a possibilidade da transpressão em fácies anfibolito estar relacionada à imbricação regional, conforme será assumido nesta tese.

A oeste da folha Serra dos Carajás, na folha São Félix do Xingu, COSTA et al. (1993) e MACAMBIRA & VALE (no prelo) descreveram o prolongamento do sistema imbricado e do sistema transcorrente Carajás propostos por ARAÚJO et al. (1988) e definiram o sistema transcorrente Araraquara. Ao sistema transcorrente Carajás foram adicionados os dúplexes Aquiri e São Sebastião, e o sistema Araraquara, de orientação geral N-S e de natureza dextral, englobou dois dúplexes romboédricos separados por um bloco de embasamento.

A norte da folha Serra dos Carajás, na folha Serra Pelada, OLIVEIRA et al. (1994) acrescentaram ao CI os sistemas transcorrentes sinistrais Castanheira e Josinópolis, alternados com segmentos caracterizados por imbricações.

A falha Carajás, que sempre foi descrita como uma estrutura do Proterozóico, passou a integrar o CI a partir do trabalho de GOUVEA (1990) que demonstrou a existência de um segmento transpressivo (dúplex) na parte central, interagindo com estruturas tipo rabo-de-cavalo em direção às extremidades. Outras falhas transcorrentes discretas, mas de orientação N-S e movimentação dextral, também foram individualizadas afetando a estruturação geral do CI (SIQUEIRA, 1990; COSTA et al., 1990; LAB, 1992, dentre outros).

A integração das informações estruturais disponíveis foi apresentada recentemente por COSTA et al. (1994 e 1995), definindo o CI como um segmento crustal permeado por zonas de cisalhamento que compõem sistemas imbricados de direção E-W e sistemas transcorrentes sinistrais nas direções E-W e WNW-ESE e dextrais na direção N-S; os últimos foram interpretados como sistemas antitéticos (Figura 2.7).

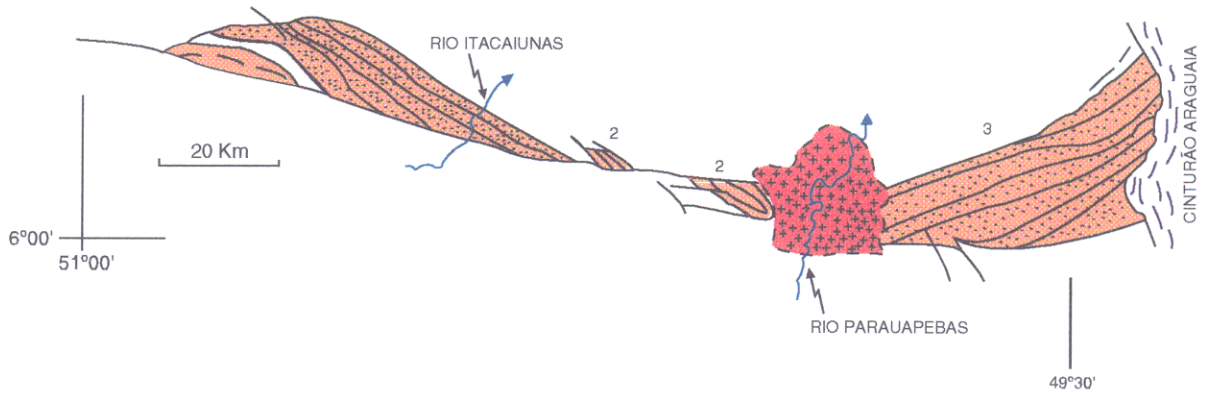


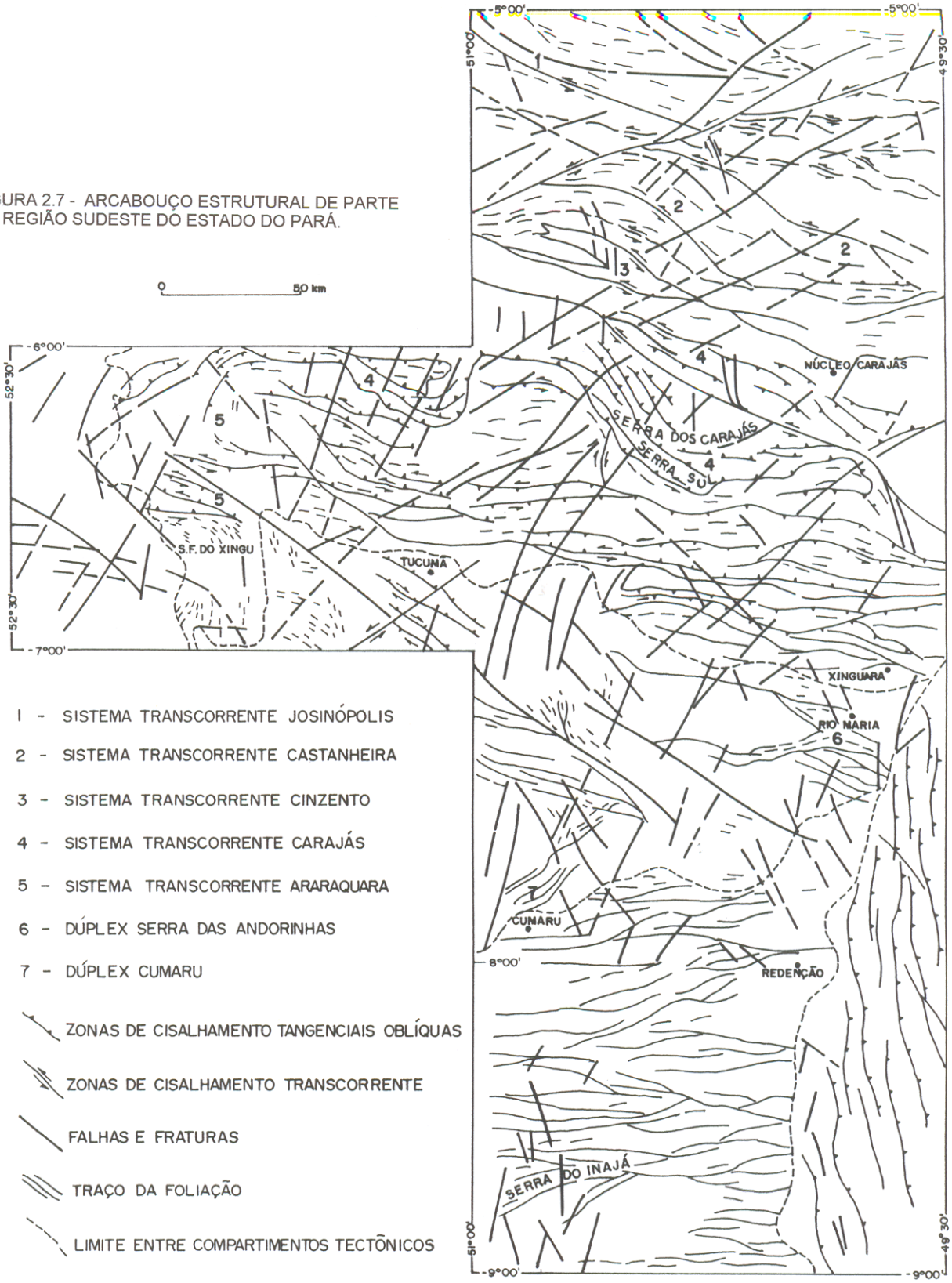
Figura 2.6 - Esboço lito-estrutural simplificado do Lineamento Cinzento. 1dúplex distensivo Salobo; 2. dúplex compressivo Cururu; 3. rabo-de-cavalo Serra Pelada. Em branco complexo gnáissico-granitóide. Pontilhado: unidades de rochas supracrustais ligadas à evolução do Lineamento Cinzento. Tracejado: unidades de rochas supracrustais do Cinturão Araguaia. Cruzes: granito Cigano do Proterozóico Médio. (Fonte: COSTA & SIQUEIRA, 1991).

2.2.3 - Tectônica

ARAÚJO et al. (1988) discutiram o desenvolvimento do CI como decorrente da atuação de um evento de cisalhamento dúctil, o qual impôs retrabalhamento nas unidades rochosas de terrenos granito-*greenstone* antigos e gerou granitóides, além de proporcionar a formação de seqüências vulcano-sedimentares ao longo de sistemas transcorrentes. Enfatizaram ainda que o modelo tectônico de compressão oblíqua explica a lenticularização generalizada das unidades litológicas no domínio imbricado e a estrutura em flor positiva ao longo do domínio direcional.

COSTA et al. (1993) consideraram também o modelo de compressão oblíqua para explicar a estruturação do CI na Folha São Félix do Xingu e demonstraram, através das relações entre os elementos estruturais, que os sistemas transcorrentes resultaram de um segundo moimento na evolução da área.

FIGURA 2.7 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ.



Fonte: COSTA et al. (1995) adaptado de ARAÚJO & MAIA (1991; e outros)

A evolução tectônica do CI, de acordo com COSTA et al. (1995), compreende seis etapas principais, a saber:

1- Desenvolvimento de cavalgamentos dúcteis oblíquos em fácies anfibolito, promovendo o soerguimento de rochas granulíticas da crosta inferior e gerando gnaisses e parte dos granitos estratóides ultrapotássicos; 2- instalação de sistemas transcorrentes caracterizados por bacias preenchidas por seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstones belts*, acompanhados pela colocação de granitóides TTG; 3- inversões das bacias transcorrentes e formação de novos sistemas imbricados nas regiões onde se expõem as rochas de alto grau metamórfico. Novos corpos ultrapotássicos formaram-se durante essa movimentação; 4- individualização dos sistemas transcorrentes Carajás, Josinópolis, Castanheira e Araraquara, ao longo dos quais se formaram bacias que receberam as seqüências vulcano-sedimentares transtensivas do tipo Grão Pará e assemelhadas; 5- inversão das bacias transcorrentes da região da Serra dos Carajás e adjacências. Admitem que essa movimentação prosseguiu para sul, em direção à cidade de Rio Maria; 6- individualização das falhas transcorrentes discretas, a exemplo da falha Carajás.

COSTA et al. (1995) sugerem que todas essas etapas são decorrentes da colisão, no final do Arqueano, de segmentos litosféricos, ora representados pelos blocos crustais Belém e Araguacema (HASUI et al., 1984). Nesse modelo, as rochas granulíticas marcariam porções da crosta inferior e um dos seus limites, zonas de sutura.

2.3 - PROTEROZÓICO

O arcabouço tectono-estrutural do Proterozóico da Amazônia Oriental é mostrado na figura 2.8, onde se insere a Província Mineral de Carajás.

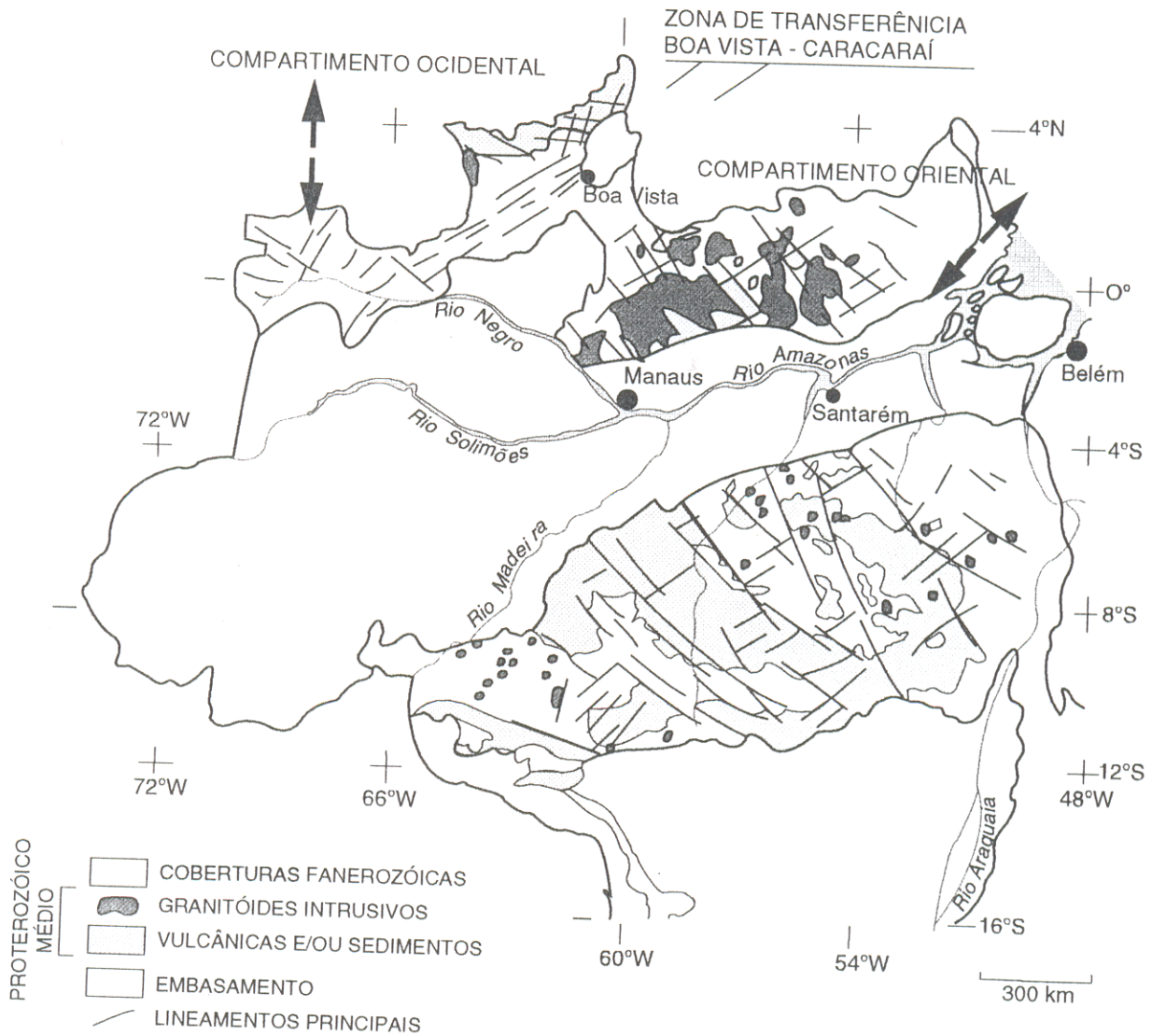


Figura 2.8 - Mapa geológico simplificado do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. As setas indicam direções de distensão nos dois compartimentos separados pela zona de transferência Boa Vista-Caracaraí. (Fonte: COSTA & HASUI, 1992).

Na região da Serra dos Carajás, as unidades litológicas são representadas por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, reunidas no Grupo Uatumã e rochas graníticas que compõem diversos corpos (Central, Pojuca etc.) que fazem parte da Suite Velho Guilherme. Em outras área há também registros de rochas sedimentares, a exemplo daqueles pertencentes às formações Gorotire, Cubencranquém e Rio Fresco.

De acordo com COSTA et al. (1991a e b) e COSTA & HASUI (1992), o desenvolvimento dessas unidades proterozóicas está vinculado a um regime tectônico extensional, de abrangência regional, o qual gerou várias bacias assimétricas e alongadas nas direções E-W e WNW-ESE. A geometria dessas bacias é definida por falhas normais lístricas e planares, inclinadas sistematicamente para N e NNE, e por falhas de transferência orientadas na direção NE-SW.

3 - GEOLOGIA DA EXTREMIDADE OESTE DO LINEAMENTO CINZENTO

3.1 - INTRODUÇÃO

As investigações geológicas na extremidade oeste do Lineamento Cinzento, onde se encontra o dúplex Salobo-Mirim (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991), foram realizadas principalmente por empresas de mineração através de vários programas de exploração. A Companhia Meridional de Mineração (CMM) realizou os trabalhos pioneiros em 1974 que resultaram na descoberta de depósitos de cobre e zinco na região do Pojuca, situada no segmento norte do dúplex Carajás (ARAÚJO et al., 1988). Esse trabalho constitui um marco importante na definição da vocação mineral da região da Serra dos Carajás para depósitos de sulfetos. Em seguida, a DOCEGEO apud DOCEGEO (1981), em amplo programa de exploração, detectou a presença de sulfetos de cobre associados a xistos magnetíticos, na região do Salobo, e executou trabalhos geológicos visando a avaliação preliminar dos depósitos de cobre da referida região, para fins de aproveitamento econômico. Os programas de prospecção prosseguiram através da CVRD/DOCEGEO (1987) que desenvolveram trabalhos de detalhe no depósito Salobo 3A e avaliação preliminar do depósito Mirim. Parte do acervo de conhecimentos gerados pelas campanhas de prospecção foi publicada por HIRATA et al. (1982), VIANA et al. (1982), VIEIRA et al. (1988) e DOCEGEO (1988).

Às campanhas de prospecção sucederam-se contribuições versando sobre geologia, petrografia e geoquímica do depósito Salobo 3A, as quais foram apresentadas por GUIMARÃES (1987) e LINDENMAYER (1990). A essas contribuições adiciona-se o trabalho de COSTA et al. (1992) que abordou a geometria dos corpos mineralizados do Salobo 3A e a sua relação com o quadro cinemático. O único trabalho mais recente que discutiu o quadro geológico dessa macroestrutura regional foi apresentado por SIQUEIRA (1990), de modo que parte das discussões deste capítulo está pautada nesta contribuição. No entanto, são mostradas interpretações alternativas para o entendimento do quadro

geológico evolutivo da região, além da discussão de novas informações litológicas e estruturais.

3.2 - UNIDADES LITOLÓGICAS

De acordo com os trabalhos realizados pela DOCEGEO (1988) e SIQUEIRA (1990), as unidades litológicas dominantes na região são gnaisses diversos, parcialmente migmatizados, e rochas supracrustais; os gnaisses pertencem ao Complexo Xingu e as rochas supracrustais compõem o Grupo Salobo. Essas unidades ocorrem sob a forma de faixas e lentes alongadas nas direções NW-SE, WNW-ESE e E-W, definindo em escala regional o aleitamento; existem também faixas e lentes de rochas supracrustais orientadas nas direções N-S e NE-SW, a exemplo daquelas ocorrentes no extremo oeste da área (Anexo 1). Conforme será discutido adiante, essa grande diversidade de orientações das unidades litológicas se deve à propagação de várias gerações de zonas de cisalhamento.

As rochas do Complexo Xingu ocupam mais de 70% da área indicada no Anexo 1, afloram principalmente nos leitos dos rios Cinzento e Itacaiúnas e dos Igarapés Salobo, Estrela, Filtro, Mano e Mirim, e são representados por gnaisses cujas composições variam entre tonalíticas, trondhjemíticas a granodioríticas. De modo geral, os gnaisses apresentam bandamento composicional caracterizado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas máficas, mas onde dominam fenocristais de feldspatos as rochas adquirem arranjos texturais anastomosados; nesse caso, é comum a presença de leitos irregulares constituídos de minerais micáceos e de anfibólios envolvendo cristais amendoados de feldspatos. Esse tipo de textura é comum sobretudo nas faixas de concentração de deformação, as quais, no geral, coincidem com as zonas de contato com as rochas supracrustais. Nessas áreas, principalmente nos locais onde o processo de redução do tamanho dos cristais é acentuado (cominuição), podem existir também rochas de granulação fina que se assemelham texturalmente a clorita xistos. Outros tipos de gnaisses com composições variando de trondhjemíticas a quartzo-monzoníticas foram descritas apenas no vale do igarapé Salobo.

Nos locais onde dominam mobilizados quartzo-feldspáticos distinguem-se vários tipos de estruturas migmatíticas, mas dominam os arranjos estromatíticos caracterizados por camadas de mobilizados de até 10 cm de espessura alternadas com camadas de gnaisses bandados de composição variada. Dentro das zonas de deformação concentrada os mobilizados acham-se desmembrados em lentes envolvidas por faixas irregulares de gnaisses proporcionando ao conjunto litológico o arranjo fortemente anastomosado. Esse padrão textural se repete nos afloramentos onde existem frações de rochas anfibolíticas e de metassedimentos em meio a gnaisses bandados ou não. Um bom exemplo desse arranjo é mostrado na Foto 3.1, que corresponde a um afloramento, no leito do Igarapé Salobo, de gnaisses granodioríticos contendo lentes e camadas irregulares de rochas anfibolíticas; verifica-se ainda que o aspecto anastomosado é realçado por estruturas S-C subparalelas. As rochas anfibolíticas têm granulação fina a média, e são constituídas por hastingsita e plagioclásio (andesina e albita), além de porcentagens menores de biotita, cummingtonita e clorita; os minerais acessórios são ilmenita, magnetita, zircão e titanita. No interior das lentes e camadas de rochas anfibolíticas domina a textura granoblástica, mas à medida que se aproxima das bordas passam a predominar as texturas granolepidoblásticas e miloníticas.

Nas rochas supracrustais do Grupo Salobo distinguem-se xistos magnetíticos, xistos aluminosos (formações ferríferas 1 e 2 na concepção de LINDENMAYER, 1990), biotita e anfibólio xistos (metagrauvacas, na concepção de LINDENMAYER op. cit.), formações ferríferas bandadas e quartzitos.

Os quartzitos e os almandina-biotita xistos são os tipos litológicos dominantes (Fotos 3.2 e 3.3) e compõem pacotes contínuos de até 2 km de espessura, mas ocorrem também sob a forma de lentes com espessuras inferiores a 300 m e isoladas em meio aos gnaisses. Os quartzitos apresentam coloração cinza, têm granulação fina a média, podem incluir termos bandados, maciços e foliados, e são constituídos no geral, por quartzo (75% em média), muscovita e clorita, além de quantidades menores de silimanita, biotita, plagioclásio, e granada; os minerais acessórios presentes são magnetita, turmalina, zircão e alanita.

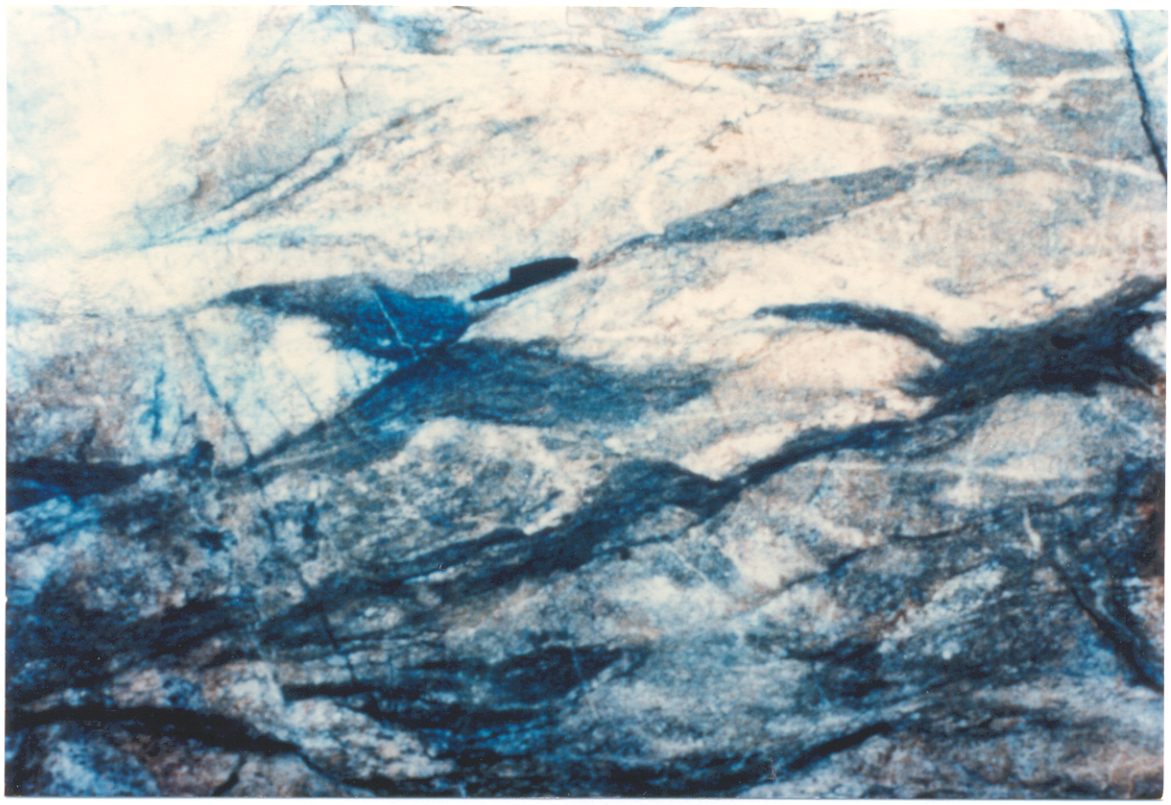


Foto 3.1



Foto 3.2

Os quartzitos foliados ocorrem no interior das zonas de cisalhamento, apresentam textura milonítica definida por agregados de cristais de quartzo e grãos maiores de quartzo sob a forma de lentes envolvidas por faixas formadas por cristais de quartzo, muscovita, clorita, sillimanita e biotita. Nesses tipos petrográficos é comum a cloritização parcial dos cristais de biotita e granada e a transformação de cristais de sillimanita em sericita; os cristais de feldspato normalmente estão saussuritizados. Os quartzitos maciços e estratificados dominam no interior das lentes e dos pacotes e não apresentam transformações minerais importantes, corroborando a heterogeneidade do processo metamórfico-deformacional que incidiu nesse conjunto de rochas supracrustais. Em alguns locais foram mapeados também quartzitos arcoseanos com as mesmas características texturais dos demais tipos petrográficos. A Foto 3.2 é de um afloramento de quartzitos foliados com fitas de quartzo e fibras de sillimanita dentro de uma zona de cisalhamento exposta no topo da serra do Salobo. Nesse local existem também quartzitos transformados em tectonitos L e LS.

Os xistos podem ser genericamente divididos em aluminosos e magnetíticos. Os tipos aluminosos compreendem quartzo-clorita xistos e granada-biotita xistos. Os xistos ricos em almandina, anfibólio e biotita ocorrem preferencialmente na interface entre os xistos magnetíticos e os quartzitos no depósito Salobo 3A, bem como no vale do Igarapé Mirim, na região do depósito homônimo, e são texturalmente similares. No caso, formados por porfiroclastos de almandina ou massas centimétricas de cristais de almandina contornados por faixas estreitas constituídas essencialmente por cristais de biotita e clorita; a Foto 3.3 constitui um bom exemplo da textura dominante nessas rochas. Os micaxistos geralmente apresentam texturas lepidoblástica e granolepidoblástica. Cristais de almandina e biotita cloritizados são comuns nesses tipos petrográficos.

Os xistos magnetíticos correspondem, de fato, a formações ferríferas intensamente transformadas dentro das zonas de cisalhamento. Tratam-se de rochas com texturas lepidoblástica, granolepdoblástica e milonítica, e constituídas por magnetita, almandina, grünerita, fayalita e biotita, além de hastingsita, quartzo e turmalina em percentagens menores. As Fotos 3.4, 3.5 e 3.6 são exemplos de xistos magnetíticos, nos quais se destacam massas de fluorita orientadas.



Foto 3.3



Foto 3.4

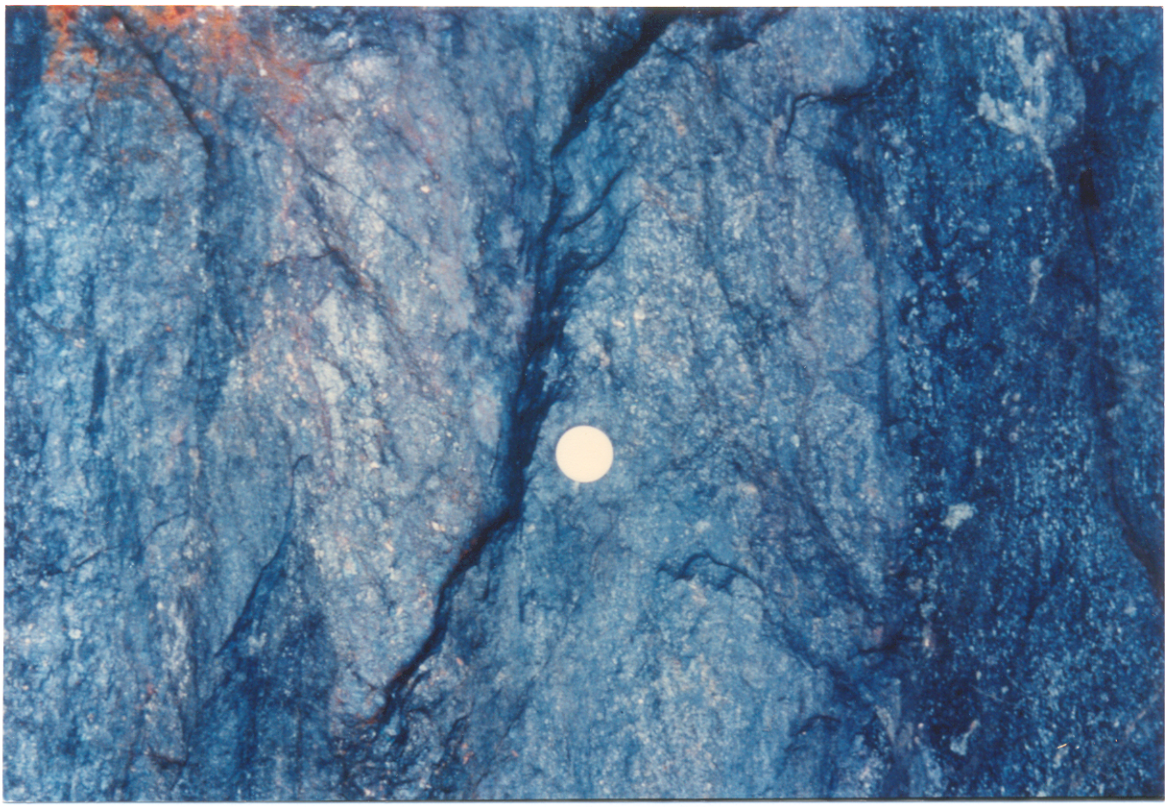


Foto 3.5

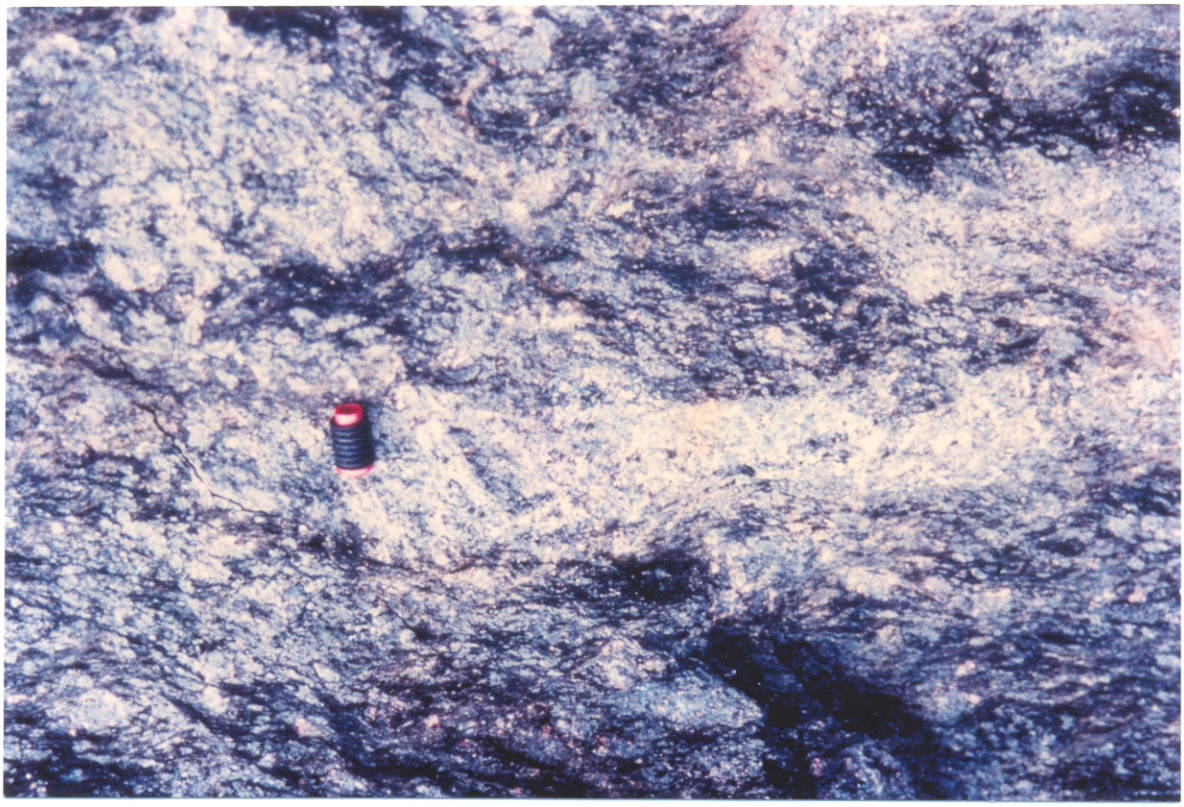


Foto 3.6

O afloramento da Foto 3.6 apresenta maior conteúdo de almandina e biotita, além de existirem também massas de bornita e calcocita associadas aos níveis mais magnetíticos nas porções mais escuras da Foto. Adiciona-se a esse conjunto de xistos as lentes de anfibólio xistos constituídos por hornblenda, tremolita-actinolita, plagioclásio (andesina), biotita e almandina.

Os demais tipos litológicos do Grupo Salobo, os granitóides e os diques de diabásio foram caracterizados principalmente na área do depósito Salobo 3A e serão apresentados e descritos no capítulo 4.

3.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Três conjuntos de estruturas destacam-se nessa região, a saber: o aleitamento, o dúplex Salobo-Mirim e as zonas de cisalhamento transcorrentes discretas.

Conforme se discutiu no Capítulo 2, parte da macroestruturação do cinturão Itacaiúnas é caracterizada pela alternância de faixas e lentes de gnaisses diversos, granitóides, rochas supracrustais e gnaisses granulíticos, definindo o aleitamento. Essa estruturação se repete na extremidade oeste do Lineamento Cinzento, no caso definida por faixas contínuas de gnaisses do Complexo Xingu, alternadas com faixas e lentes de rochas supracrustais do Grupo Salobo. Embora essa organização geométrica dessas unidades litológicas tenha sido fortemente modificada pelas demais estruturas, ainda é possível reconhecer, nas zonas de contato entre os principais conjuntos rochosos e mesmo na interior de alguns pacotes, tramas (PASSCHIER et al., 1993) planares e lineares, definidas principalmente por minerais da fácies anfibolito, que sugerem a presença de zonas de cisalhamento compressivas ou cavalgamentos dúcteis. Nos xistos magnetíticos a trama planar é caracterizada pela orientação preferencial de cristais de fayalita, magnetita e granada, e nos quartzitos ela é definida pelos cristais de quartzo e sillimanita.

Como ainda não foi possível restaurar a geometria e a cinemática inerentes a esse quadro estrutural mais antigo, admite-se, por analogia com às áreas melhor conhecidas a sul dessa região, que o aleitamento composicional está relacionado com a propagação de cavalgamentos dúcteis, os quais impuseram imbricações importantes nas unidades litológicas.

A geologia estrutural do dúplex Salobo-Mirim já foi descrita por SIQUEIRA (1990), COSTA & SIQUEIRA (1991) e SIQUEIRA & COSTA (1991), e é importante enfatizar alguns aspectos que ajudam a entender melhor o desenvolvimento dessa estrutura, a saber:

1- a forma de uma lente assimétrica do dúplex é decorrente da existência de uma zona de cisalhamento retilínea na parte sul, a partir da qual divergem zonas de cisalhamento menores que se juntam em direção a norte e definem a zona de cisalhamento curvilínea. Esse tipo de estrutura foi denominado de dúplex assimétrico por WOODCOCK & FISCHER (1986) e *ripout* por SWANSON (1989);

2- grande parte do desmembramento dos pacotes de rochas supracrustais em lentes se deve a propagação das zonas de cisalhamento. Esta geometria acha-se bem ilustrada ao longo da zona de cisalhamento retilínea, a qual deve representar a estrutura mestra do sistema transcorrente;

3- tanto a zona de cisalhamento retilínea como as zonas de cisalhamento secundárias devem ter sido projetadas sobretudo nas zonas de contato, que correspondem a zonas de fraqueza estabelecidas durante o desenvolvimento do aleitamento composicional. Admite-se que uma megalente de gnaisse na parte oeste do dúplex controlou de modo importante a orientação geral das zonas de cisalhamento secundárias e da zona de cisalhamento curvilínea;

4- ao longo das zonas de cisalhamento as rochas foram fortemente cominuídas e transformadas em milonitos de granulação fina a média em condições térmicas da fácies xisto verde. Conforme será descrito no próximo capítulo, esse evento metamórfico-

deformacional proporcionou a remobilização dos sulfetos e a conseqüente reconcentração em estruturas de dilatação. MURPHY (1989), verificou que existe íntima relação genética e espacial entre as zonas de cisalhamento mineralizadas e o metamorfismo, sugerindo portanto que ambos são manifestações dos mesmos processos regionais e tectônicos. Além disso, o tipo de depósito mineral encontrado nas zonas de cisalhamento é dependente da pressão e temperatura. Em geral, baixas temperaturas e pressões (fácies xisto verde) dominantes durante a deformação por cisalhamento simples favorecem depósitos em veios, enquanto altas temperaturas e pressões (fácies anfibolito) favorecem depósitos disseminados. Não se pode ignorar também que a geometria dos depósitos é fortemente dependente do tipo de estruturas geradas na progressão da deformação cisalhante.

Com base na interpretação de vários produtos de sensores remotos, foi possível individualizar pelo menos quatro feixes principais de zonas de cisalhamento transcorrentes. Elas têm direção NW-SE, afetam a estruturação do dúplex Salobo-Mirim e impõem modificações importantes na sua geometria. Para fins de descrição, os feixes foram denominados de 1, 2 , 3 e 4.

O feixe 1 (Figura 3.1 e Anexo 1) situa-se no extremo leste da área e corresponde a uma estrutura elítica e simétrica, formada por várias zonas de cisalhamento que se ligam em direção às extremidades noroeste e sudeste, fora da área limitada no Anexo 1. Trata-se de um dúplex, provavelmente transpressivo, desenvolvido ao longo de uma zona transcorrente orientada na direção WNW-ESE. A propagação dessas zonas de cisalhamento reorientou as estruturas mais antigas para a direção NW-SE, tanto no contexto do embasamento quanto no das rochas supracrustais, mas na parte centro-norte do dúplex a trama planar dos gnaisses adquire orientação NNW-SSE.

O feixe 2 (Figura 3.1 e Anexo 1) ocupa a parte centro-leste da área e é caracterizado por um cordão de sigmóides que passa, em direção a noroeste, para um dúplex simétrico. No extremo sudeste as estruturas internas do cordão de sigmóides, no domínio do embasamento, provavelmente impuseram desmembramentos em um pacote de xistos intercalados nos gnaisses e rotacionaram as várias frações para a direção NW-

SE, a exemplo do que se verifica na trama planar dos gnaisses; esse quadro se repete no domínio das rochas supracrustais do Grupo Salobo. O dúplex interage com o cordão de sigmóides na sua extremidade sul e suas zonas secundárias convergem para uma zona principal de direção WNW-ESE, a qual impõe forte deslocamento na zona de cisalhamento curvilínea do dúplex Salobo-Mirim. É oportuno ressaltar que muitos segmentos das zonas de cisalhamento desse feixe coincidem com as zonas de cisalhamento secundárias do dúplex Salobo-Mirim.

O feixe 3 localiza-se na parte central da área e corresponde a um dúplex composto e formado por vários dúplexes menores. Trata-se de uma estrutura geometricamente complexa que pode ter sido desenvolvida a partir de um cordão de sigmóides instalado sobretudo no contato de uma megalente de gnaisse com os pacotes de rochas supracrustais do Grupo Salobo (Figura 3.1 e Anexo 1). Embora esse complexo de estruturas tenha sido fortemente controlado pelas zonas de cisalhamento secundárias do dúplex Salobo-Mirim, verifica-se que o seu prolongamento para noroeste proporcionou deslocamentos de alguns quilômetros na zona de cisalhamento curvilínea, realçada pelo rompimento dos pacotes de rochas supracrustais. Em direção a sul observam-se também expressivas mudanças na posição espacial dos pacotes de rochas supracrustais intercaladas nos gnaisses do embasamento.

O feixe 4 ocupa o extremo oeste da área e reúne, de fato, seis zonas de cisalhamento discretas, ao longo das quais existem dúplexes e cordões de sigmóides. A exemplo das demais faixas, essas estruturas impõem segmentação na zona de cisalhamento mestra do dúplex Salobo-Mirim e no aleitamento composicional do embasamento (Figura 3.1 e Anexo 1).

Em termos regionais, o feixe 4 parece representar o prolongamento para norte da estrutura em rabo-de-cavalo desenvolvida na terminação oeste da falha Carajás. Os demais feixes devem representar zonas de cisalhamento X ligadas a manifestações tardias do binário sinistral de direção E-W que atuou durante a evolução do cinturão Itacaiúnas.

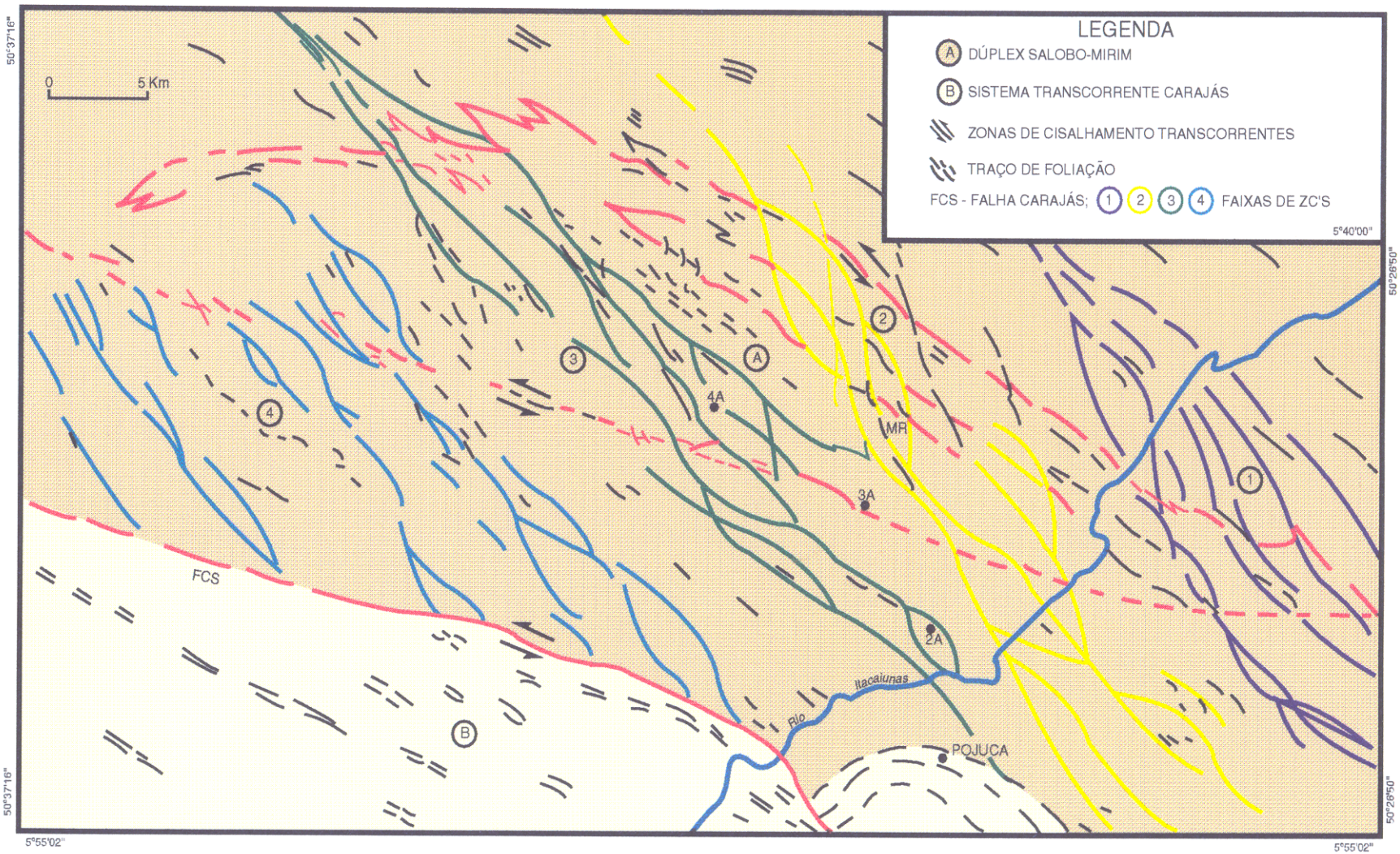


FIGURA 3.1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO EXTREMO OESTE DO LINEAMENTO CINZENTO E PORÇÃO NOROESTE DO DÚPLEX CARAJÁS

3.4 - TECTÔNICA

O quadro tectônico da extremidade oeste do Lineamento Cinzento é entendido através de três movimentos principais ligados à evolução do cinturão Itacaiúnas.

O movimento mais antigo gerou o embutimento de pacotes e camadas de rochas supracrustais do Grupo Salobo em meio aos gnaisses do Complexo Xingu, resultando no aleitamento.

Durante essa movimentação deve ter dominado a propagação de cavalgamentos dúcteis em um regime compressivo oblíquo e acompanhado por transformações minerais em fácies anfibolito. Face à intensidade da deformação, foram introduzidas modificações importantes nas relações estratigráficas entre as unidades litológicas do Grupo Salobo, mas ainda é possível observar frações de rochas isentas de deformação, a exemplo de quartzitos maciços e formações ferríferas bandadas. Tal fato se deve à heterogeneidade do processo de deformação.

O segundo movimento gerou o dúplex Salobo-Mirim em regime de transtensão sob condições térmicas da fácies xisto verde. O desenvolvimento dessa estrutura é entendido através dos seguintes passos: (1) individualização da zona de cisalhamento retilínea que se instalou principalmente no contato de um pacote de quartzitos com os gnaisses e (2) propagação de zonas de cisalhamento secundárias a partir da zona de cisalhamento retilínea. Tais zonas, em direção a norte, projetam-se na interface rochas supracrustais- gnaisses e passam a definir a zona de cisalhamento curvilínea. Admite-se que a geometria do aleitamento controlou a forma assimétrica do dúplex, no caso destacando-se a presença de uma megalente de gnaisse no extremo oeste da área.

O terceiro movimento transcorrente corresponde à propagação das zonas de cisalhamento transcorrentes dúctil-rúptil, e entendidas como decorrentes de manifestações tardias da movimentação direcional que passou a predominar a partir da individualização do lineamento Cinzento. Dessa movimentação resultaram as modificações geométricas no

dúplex Salobo-Mirim, sobretudo em termos de segmentação das zonas de cisalhamento retilíneas e curvilíneas pelas zonas de cisalhamento do tipo X. Tais modificações se expressam também na estruturação antiga, no domínio do embasamento.

4 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO SALOBO 3A

4.1 - INTRODUÇÃO

Os principais trabalhos realizados na região do depósito Salobo 3A, desenvolvidos pela DOCEGEO e divulgados por HIRATA et al. (1982), reuniram todas as unidades litológicas na Seqüência Salobo-Pojuca que, em seguida, foi classificada como grupo (DOCEGEO, 1988). Os elementos estruturais, investigados através de vários trabalhos inéditos, foram interpretados como decorrentes de fases de dobramentos e redobramentos no âmbito de uma evolução polifásica. Os trabalhos que se sucederam detalharam a lito-estratigrafia do Grupo Salobo resultando na caracterização, da base para o topo, do Gnaisse Cascata, Formação Três Alfa e Formação Cinzento (DOCEGEO, op. cit.).

Os trabalhos mais recentes (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991; COSTA et al., 1992) incluíram as unidades litológicas no Complexo Xingu e no Grupo Salobo, e interpretaram as estruturas como decorrentes do desenvolvimento de uma zona de cisalhamento normal oblíqua atrelada ao dúplex transtensivo Salobo-Mirim (Figura 3.1 e Anexo 1). Esse novo enfoque proporcionou expressivos avanços no entendimento das unidades litológicas, da geometria dos corpos geológicos e das mineralizações associadas. Tais aspectos serão detalhados neste capítulo.

No geral, as unidades rochosas acham-se desmembradas em lentes ou camadas irregulares com forte estricção decorrente da deformação não-coaxial dominante, ou seja, o forte processo de transposição proporcionou imbricação generalizada das unidades rochosas, de modo que, no geral não é mais possível restaurar suas características litológicas originais e suas relações estratigráficas. Portanto, serão abordadas neste capítulo, em particular, as características composicionais e texturais dos litotipos do depósito Salobo 3A alcançadas através das análises de seções delgadas e polidas.

4.1.1 - Unidades litológicas

O depósito Salobo 3A encontra-se no interior de uma lente de rochas supracrustais atribuída ao Grupo Salobo e intercalada com gnaisses do Complexo Xingu (Anexo 1). Nessa região foram cartografados também pequenos corpos graníticos denominados "Old Salobo Granite" (OSG) e "Young Salobo Granite" (YSG) e diques de diabásio. Essas unidades serão descritas a seguir.

4.1.2 - Complexo Xingu

Os principais tipos petrográficos do Complexo Xingu são encontrados no Igarapé Salobo e ocorrem como faixas irregulares, subverticais e alongadas na direção N70W. Compreendem essencialmente gnaisses bandados trondhjemíticos a quartzo monzoníticos e passam para litotipos do Grupo Salobo através de zonas de concentração de deformação.

Os gnaisses trondhjemíticos são de granulação fina a média, cinza-claros, bandados e freqüentemente milonitizados. Nas suas constituições comparecem essencialmente oligoclásio-albita e em menores proporções anfibólio, biotita e clorita. Como acessórios ocorrem turmalina, magnetita, ilmenita e titanita. Os gnaisses quartzo-monzoníticos exibem granulação média, têm coloração rosa-claro, estão fortemente foliados e são constituídos por feldspato potássico, plagioclásio (oligoclásio-albita) e quartzo, além de biotita e clorita como minerais subordinados.

Os aspectos texturais são variáveis dentro de um corpo de rocha e podem ser descritas frações com texturas granoblástica e granolepidoblástica, passando para frações protomiloníticas e miloníticas em função da heterogeneidade da deformação imposta às rochas. A Foto 4.1 é um exemplo de aspecto textural dominante nos gnaisses, no caso

caracterizado por faixas de biotita envolvendo agregados quartzo-feldspáticos, ou agregados de pequenos cristais de quartzo, ou porfiroclastos de feldspatos com formas lenticulares.

O quartzo apresenta-se fortemente estirado, tem forte extinção ondulante, é sempre anédrico e possui bordas denteadas e sinuosas. Dentre as feições microscópicas, destacam-se àquelas ligadas aos processos de recuperação e recristalização. O processo de recuperação expressa-se por pequenos subgrãos poligonizados, onde aqueles em contato têm pequena diferença de orientação (Foto 4.1). As feições de recristalização são marcadas por agregados de grãos maiores, com contatos suturados e exibindo grande diferença de orientação entre os grãos em contato. Texturas microscópicas fitadas (ribbon) e em moldura (mortar) são comuns, onde as bordas dos grãos estão cominuídase transformadas em subgrãos. O cristais de quartzo variam entre menor que 0,3 mm e maior que 1 cm.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos, com geminação polissintética ou não e granulação variando entre 0,5 mm e superior a 1 cm, e quase sempre apresenta-se orientado e sericitizado. Sua composição é albita An (0,5 - 5) e oligoclásio An(15-20) como os tipos mais comuns, sendo também freqüente a coexistência de ambos numa mesma amostra. São encontrados cristais de plagioclásio inalterados, até totalmente sericitizados, nas regiões de passagem para as rochas supracrustais, onde se destacam a alta deformação e a forte cominuição dos cristais.

O plagioclásio forma agregados granoblásticos nos domínios protomiloníticos e são comuns cristais com lamelas de deformação (Foto 4.2). Seu tamanho médio é de 0,5 mm. O quartzo ocorre como grãos de até 0,04 mm, os quais se arranjam em agregados definindo níveis de 0,2 mm de espessura. São raros os contatos retos, predominando os endentados, indicando feições de recristalização.

As feições migmatíticas presentes em rochas dessa unidade permitem caracterizar tipos heterogêneos, encontrando-se o paleossoma transformado e porções do leucossoma com aspecto aplítico, pegmatítico ou leucogranítico. Os tipos mais homogêneos são caracterizados pelas estruturas *schölen* com tendência para acamadada (estromática).

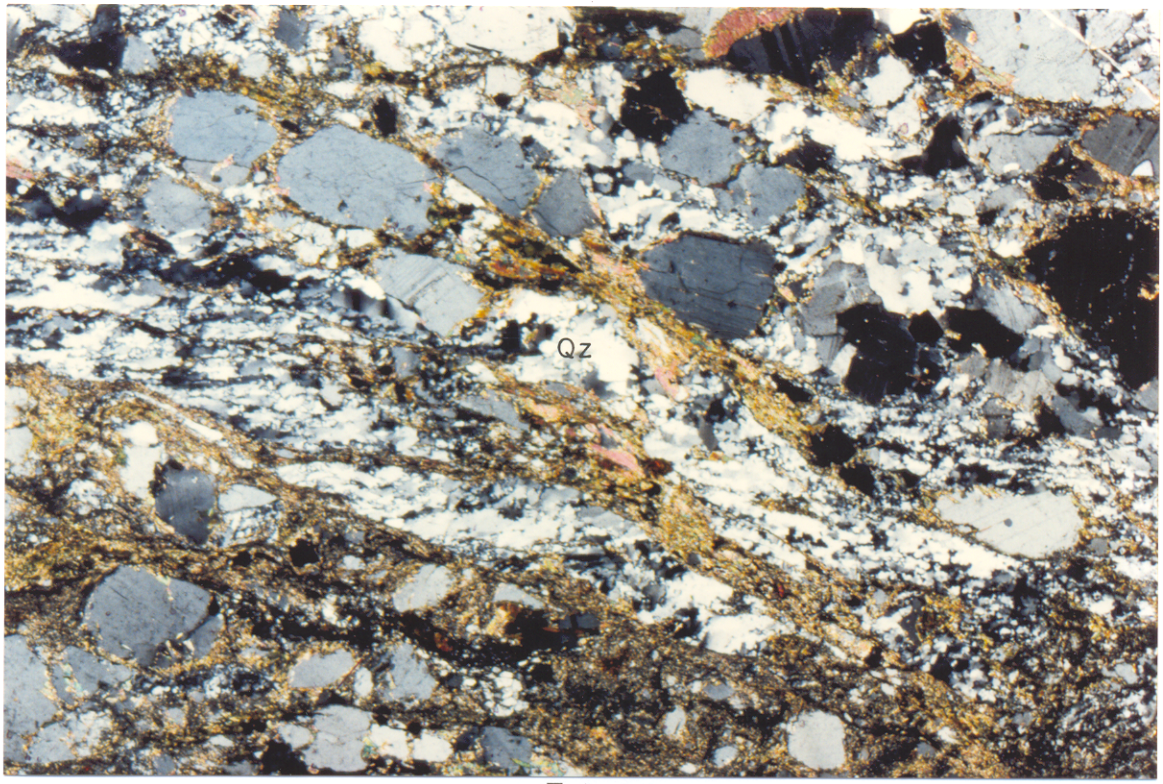


Foto 4.1

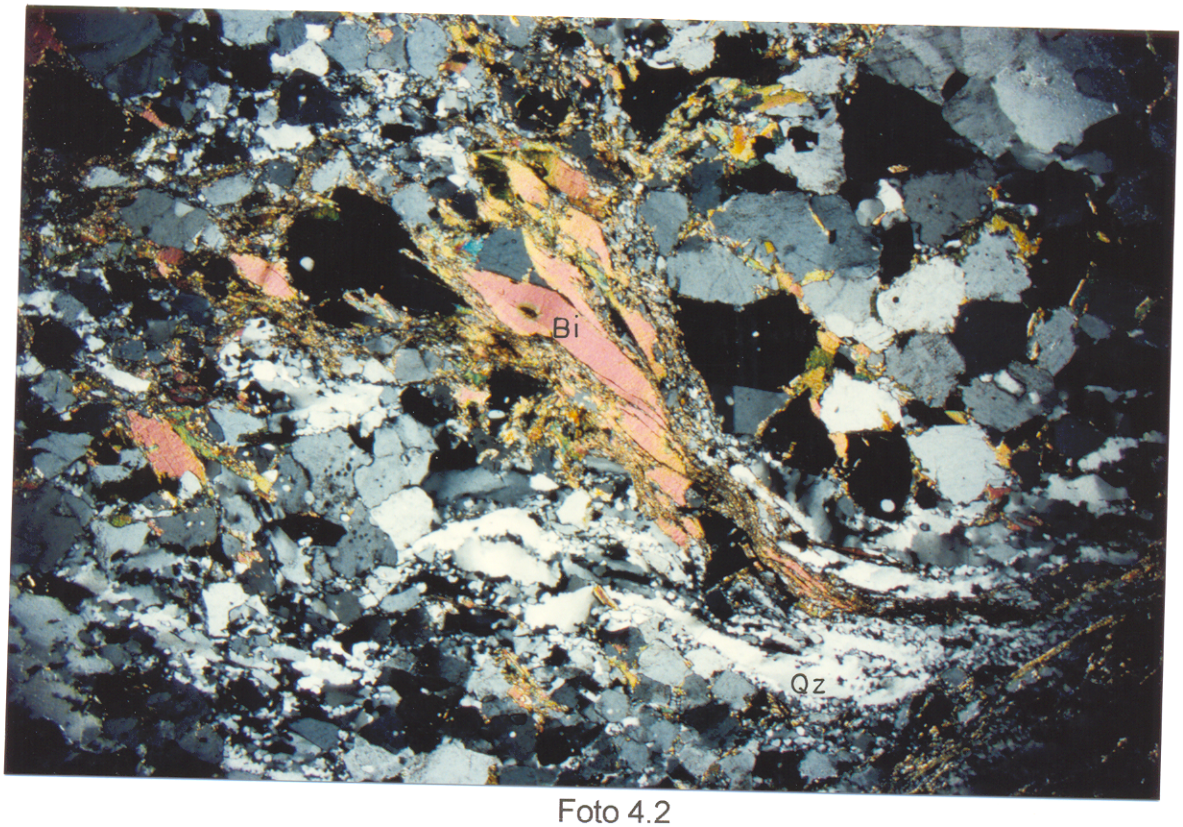


Foto 4.2

4.1.3 - Grupo Salobo

Na vertente da serra do Salobo foram observados e descritos em galerias, testemunhos de sondagem e afloramentos naturais os principais tipos litológicos do Grupo Salobo, os quais estão orientados preferencialmente na direção N60-70W e com postura subverticalizada (Figura 4.1 e Anexos 1, 2). Tratam-se de lentes de magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos/anfibólio xistos, formações ferríferas bandadas e quartzitos, cuja distribuição foi restaurada, para fins de ilustração, nos níveis 520, 285, 00 e -300, conforme mostrado no Anexo 2. Verifica-se que há importantes variações geométricas nos corpos geológicos tanto ao longo do *trend* regional como em profundidade.

A espessura desse conjunto litológico na parte sul do dúplex Salobo-Mirim varia entre 300 a mais de 500 m. Nessa seqüência os magnetita-fayalita xistos são de composição essencialmente química, os quais foram denominados por LINDENMAYER (1990) de formações ferríferas 1, e passam para biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos através de interdigitações tectônicas, e denominados de formação ferrífera 2, que devem representar uma contribuição detrítica (LINDENMAYER op. cit.). A zona intermediária entre os magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, e os quartzitos é constituída por um conjunto de biotita xistos/anfibólio xistos, os quais foram denominados de metagrauvacas pela referida autora. As formações ferríferas bandadas ocorrem como uma faixa descontínua, lenticularizada, na interface entre esta seqüência de xistos e quartzitos; esses tipos litológicos completam a constituição da seqüência supracrustal.

A distribuição espacial dessas rochas, mostrada no Anexo 2, não representa o empilhamento estratigráfico, mas reflete uma organização geométrica imposta pelos movimentos tectônicos, de acordo com os fatos apresentados e discutidos por SIQUEIRA (1990), COSTA & SIQUEIRA (1991), COSTA et al. (1992) e ampliados nos capítulos 3 e 4 desta tese. A variação composicional indo desde litotipos ricos em ferro, passando para litotipos ricos em alumínio, apesar de ser verificada em mesoescala, não foi possível

demonstrar se há passagem gradacional de um tipo para outro, sendo os contatos marcados por forte cominuição, se onde registram altas taxas de concentração de deformação. Portanto, os magnetita-fayalita xistos ocorrem lado-a-lado com os biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, em função da imbricação generalizada imposta internamente na seqüência litológica pelos vários pulsos de movimentação, em particular àquele mais antigo em fácies anfibolito.

A zona de contato entre o pacote de rochas supracrustais e os gnaisses que ocorrem a norte da serra do Salobo (Anexo 1 e Figura 4.1) é marcada por faixas de alta concentração de deformação e cominuição. Esse quadro repete-se em direção a sul para os biotita xistos/anfibólio xistos, formações ferríferas bandadas (bifs) e quartzitos. Distinguem-se, portanto, tipos petrográficos maciços nas partes internas das faixas e lentes, os quais passam gradativamente para tipos rochosos fortemente foliados em direção às zonas de contato. As espessuras dos magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos em alguns locais chega a cerca de 200 m.

A seguir serão abordadas as características principais dos diferentes litotipos representantes dessa seqüência.

Magnetita-fayalita xistos

As rochas identificadas como magnetita-fayalita xistos ocorrem como lentes centimétricas a decamétricas, intercaladas em pacotes de xistos biotíticos, granadíferos e anfibólio xistos, existindo tipos maciços e foliados. Os tipos maciços são formados essencialmente por magnetita (30-70%) e por fayalita, grünerita, biotita e almandina com percentagens subordinadas, e se expressam sempre em proporções muito baixas quando comparados com os demais litotipos (Figura 4.2). Verifica-se ainda que, em muitas amostras, os conteúdos de fayalita e magnetita podem variar de 30-70%, sendo que o extremo de 70% de magnetita corresponde ao mínimo de 30% de fayalita e vice-versa.

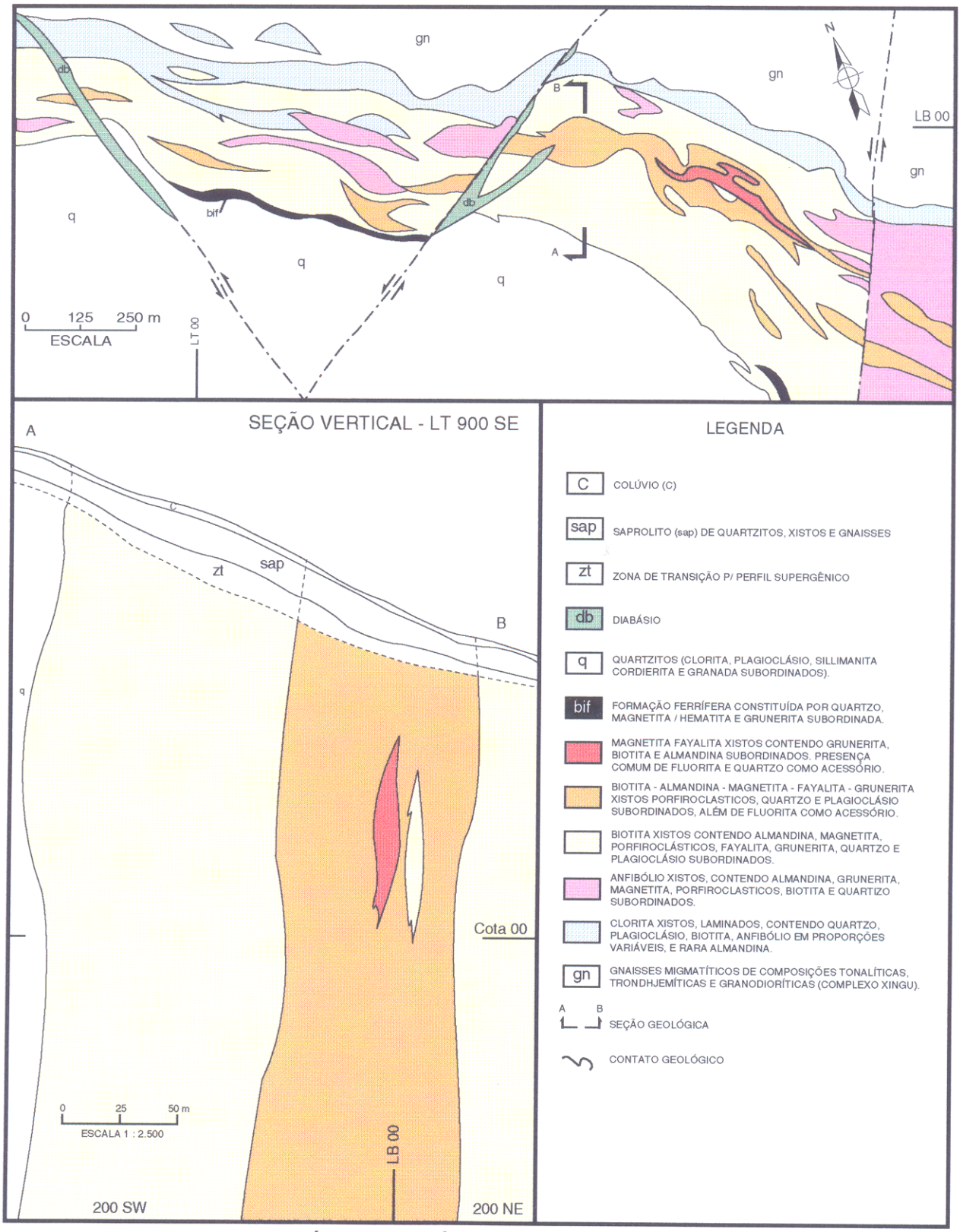


FIGURA 4.1 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DO DEPÓSITO SALOBO 3A - ELEV. "O"

Os tipos foliados são compostos predominantemente por fayalita, almandina, biotita ou minesostaita/greenalita. Localmente, é possível identificar frações lenticulares e/ou pequenas faixas com quase 70-100% de magnetita ou fayalita. Associada aos níveis mais magnetíticos, é comum a presença de fluorita (1-5%), constituindo massas anédricas a subédricas, onde se acham limitadas pelas faces dos cristais de magnetita com tamanhos entre 0,03-0,4 mm, ou intersticiais em relação aos demais componentes, bem como substituindo-os parcialmente. Verifica-se também que nesses níveis a almandina apresenta-se geralmente cominuída e exibe as bordas cloritizadas, onde está envolvida pela fluorita; nesse caso, admite-se que o fluído rico em flúor reagiu com a granada e extraiu parte do cálcio disponível para estabilizar-se sob a forma de fluorita.

A fayalita, nas faixas onde suas porcentagens são elevadas, apresenta-se em cristais de até 5 cm, mas onde predomina fayalita/magnetita os cristais são milimétricos, com média de 1 mm. Nas faixas cominuídas a granulação é muito mais fina, quando comparada com os demais termos petrográficos, e os cristais de fayalita têm contornos retilíneos, formam agregados e apresentam-se fraturados.

A magnetita, nas seções polidas, destaca-se como massas contínuas, não sendo possível a individualização de cristais, ou apresenta-se cominuída ao longo de faixas de alta concentração de deformação (Foto 4.3). São raros os casos de cristais de contornos retos, desenvolvendo-se, no geral, agregados de cristais com contatos em junções tríplices, porém com o fraturamento similar ao da fayalita.

As relações entre a magnetita e a fayalita são variadas. A fayalita pode ter relações intergranulares ou ocorrer como inclusões na magnetita, porém há também inclusões da magnetita na fayalita. Os contatos entre esses minerais são curvilíneos e raramente retilíneos.

Os acessórios mais comuns nessas rochas são grafita, em palhetas bem formadas, e calcopirita em geral como cristais distribuídos ao longo de faixas cominuídas. Freqüentemente, encontra-se bornita associada com calcopirita, em contatos sinuosos,

podendo apresentar cáries (bornita em calcopirita) ou envolver a calcopirita. Molibdenita, cobaltita e saflorita ocorrem em alguns pontos. O ouro ocorre geralmente associado aos sulfoarsenietos. Tais mineralizações serão abordadas no item 4.4.

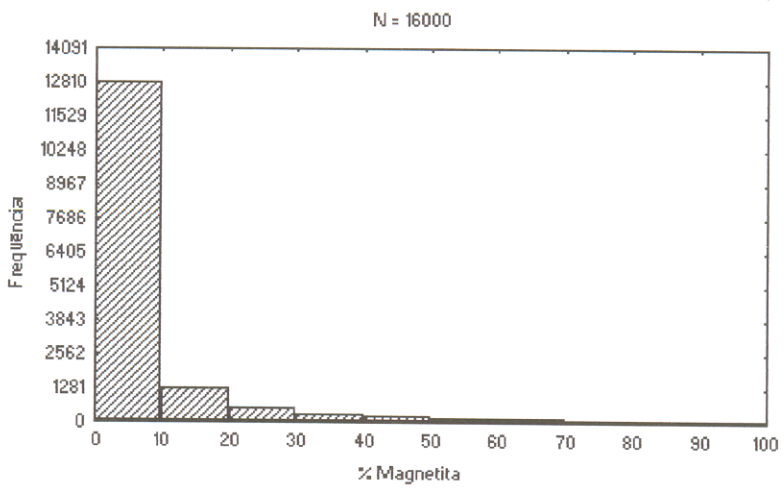


Figura 4.2 Histograma mostrando a distribuição de freqüência da magnetita nas rochas do depósito Salobo 3A, predominando aquelas com percentual de magnetita inferior a 10%.

Biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos

Os biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos têm granulação média ou grossa e apresentam-se em amplo predomínio na faixa central do depósito, mas ocorrem com menor freqüência como lentes centimétricas a métricas intercaladas nos demais litotipos do depósito. Seus componentes mineralógicos são essencialmente biotita, almandina, fayalita e grünerita, sendo este mineral em geral formado a partir da transformação da fayalita. O conteúdo de magnetita pode variar entre 10-30%; em quantidades menores são encontrados quartzo e plagioclásio, os quais podem mostrar ampla variação na proporção relativa. As características texturais e relações entre os componentes mineralógicos dessas rochas são similares às descritas para os magnetita-fayalita xistos.

Biotita xistos e anfibólio xistos

Os biotita xistos/anfibólio xistos são os litotipos dominantes no depósito (Figura 4.2) e ocorrem como lentes com 10 a 30 m de espessura em meio a eventuais lentes centimétricas a métricas de magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, mas podem alcançar espessuras da ordem de 120-250 m. De fato, os biotita xistos/anfibólio xistos apresentam-se imbricados com os magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, e às vezes com formações ferríferas bandadas. Tratam-se de rochas penetrativamente foliadas, de granulação média a grossa, com manchas branca a rósea e cor verde-amarronzada a marrom-acinzentado. São compostas essencialmente por biotita, almandina e quartzo; subordinadamente ocorrem muscovita, plagioclásio, sillimanita, clorita e cummingtonita, além de magnetita como acessórios, cujo conteúdo pode chegar a 10%, allanita e zircão eventualmente podem ocorrer como acessórios.

A passagem desses xistos para os quartzitos em direção a parte sul do dúplex é marcada por uma diminuição relativa no percentual de minerais silicatados portadores de ferro em sua estrutura, e aumento na razão quartzo/feldspato, conforme os furos de sondagem da LT-700-SE e respectiva travessa (CVRD/GICOR, 1988).

As lentes são cortadas por bandas miloníticas com espessuras variando de milimétricas a dezenas de metros, e apresentam contatos com os bifs e quartzitos marcados por faixas de extrema cominuição dos minerais, em função do imbricamento verificado entre os referidos litotipos. Nos contatos com eventuais magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos que ocorrem intercalados nesse pacote, mas com freqüência bem menor, ou mesmo no caso de faixas com dezenas de metros de espessura, há domínios que foram submetidos a altas taxas de concentração de deformação, nos quais as rochas encontram-se também fortemente cominuídas, configurando-se portanto zonas cisalhadas de aspecto anastomosado. No geral é possível registrar uma zona de cisalhamento sempre que houver diminuição acentuada na granulação das rochas.

Os principais representantes petrográficos desse conjunto, de acordo com a abundância relativa dos componentes minerais são:

.magnetita-quartzo-plagioclásio-almandina-biotita xistos,
.quartzo-almandina-plagioclásio-biotita xistos e
.magnetita-quartzo-grünerita-almandina-plagioclásio-biotita xistos.

O quartzo apresenta-se como relíctos elipsoidais, chegando a perfazer no máximo 5-10% da rocha. Em geral, ocorre formando agregados, distribuídos entre as palhetas de biotita. Seu tamanho varia entre 0,3-1,5 mm. A poligonização e a geminação deste mineral são feições que indicam atuação dos processos de recuperação e recristalização.

Os cristais de biotita são hipidiomórficos, têm tamanhos variados, exibem extinção ondulante, e *kinks*, e podem ocorrer em palhetas milimétricas em função da rotação que lhe foi imposta pelo cisalhamento simples. A almandina apresenta-se como porfiroclastos de até 3 cm (Foto 4.4), e nas suas microfraturas podem ser encontrados cristais de quartzo, magnetita, fluorita, calcocita/bornita, clorita, fluorita e turmalina. A biotita e ilmenita também podem ocorrer, porém como inclusões na almandina.

Nos magnetita-quartzo-grünerita-almandina-plagioclásio-biotita xistos verifica-se que a maior ou menor quantidade de plagioclásio não modifica a forma de ocorrência do quartzo, almandina e biotita já referidos. O plagioclásio, comumente albita e em raros casos oligoclásio, apresenta-se geminado polissinteticamente ou não. Seus cristais são anédricos, com tamanhos médios de 0,3 cm, e chegam a constituir faixas distribuídas entre os demais cristais de biotita e grünerita, atingindo um percentual máximo de 10%.

Os quartzo-hastingsita-almandina-biotita xistos são pouco freqüentes, porém, em trechos localizados, formam faixas com espessuras de 3-5 cm. A biotita o quartzo e a almandina apresentam as mesmas características já mencionadas.

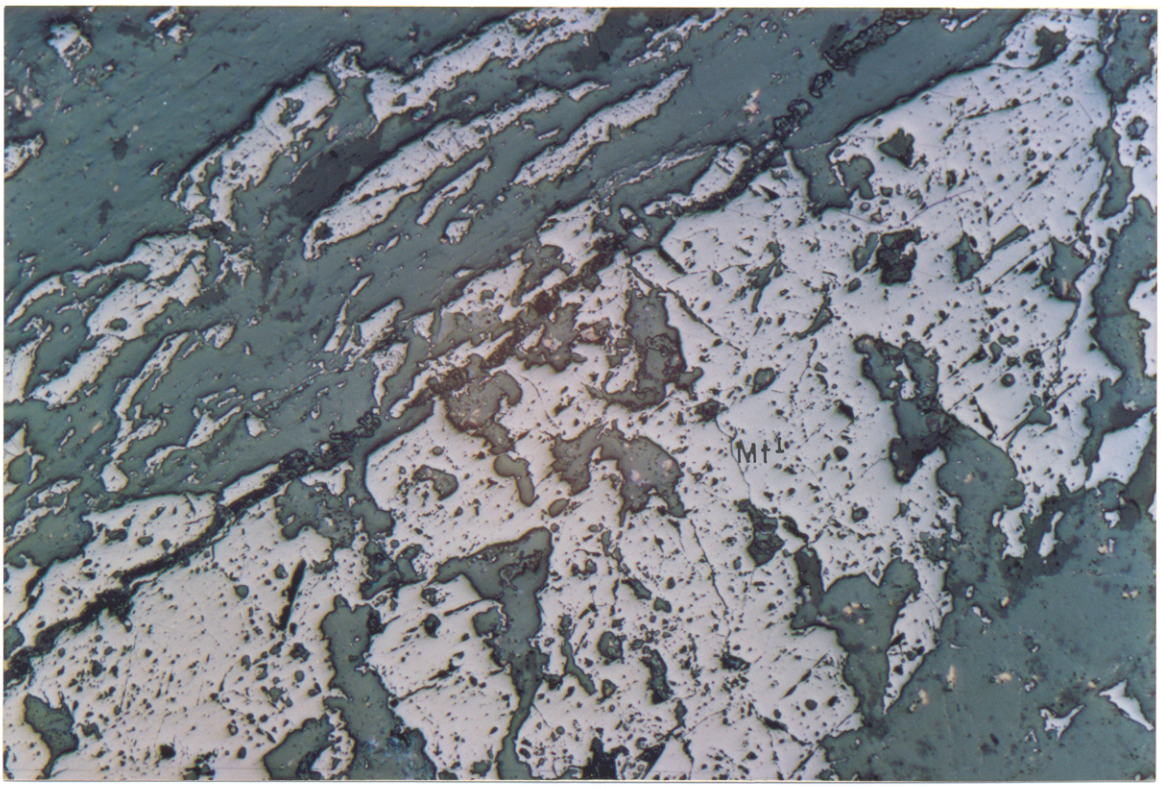


Foto 4.3

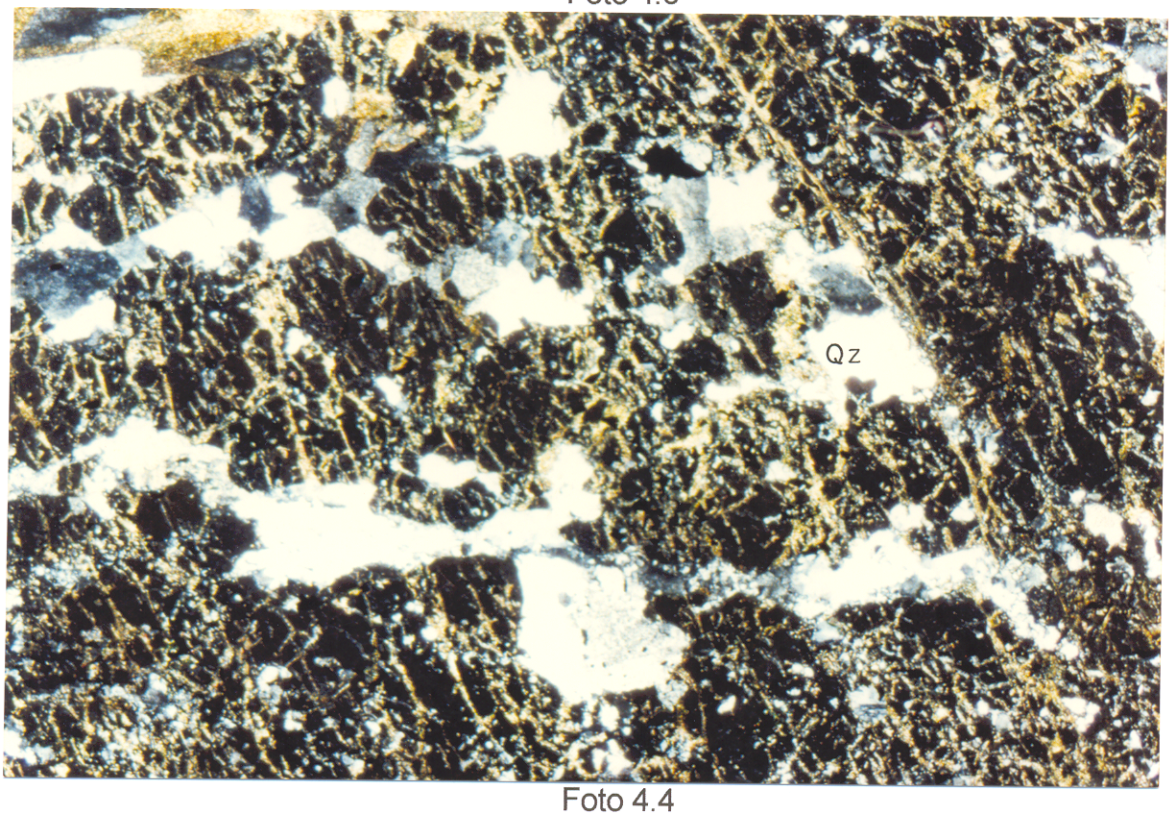


Foto 4.4

A hastingsita, de pleocroismo verde-escuro, pode alcançar prismas de até 0,3 mm. Seu contato com a biotita é variável, identificando-se retos ou sinuosos. Localmente, ela pode ocorrer inclusa na biotita. Os acessórios mais comuns nessas rochas são alanita, apatita e turmalina.

Os biotita-grünerita xistos podem conter até 10% de quartzo, sendo a almandina de ocorrência subordinada, mas onde está presente destaca-se nesses litotipos. Essas rochas definem faixas com espessuras centimétricas a métricas em meio às rochas constituídas essencialmente por fayalita, porém sem preservar texturas indicativas da presença prévia deste mineral. A biotita apresenta-se em cristais de até 4 mm, orientados e definindo a foliação milonítica. Os cristais de quartzo podem alcançar 0,3 mm, são anédricos e possuem contornos sinuosos a endentados, indicando recristalização dinâmica. A grünerita apresenta-se em prismas como inclusões na biotita e mostra contornos sinuosos a ponteagudos, indicando que se trata de um mineral reliquiar, estabilizado previamente durante a evolução tectono-metamórfica da área.

Os quartzo-biotita-grünerita-pagioclásio-almandina-xistos podem ser encontrados na interface das formações ferríferas, exibindo relíquias de fayalita, bem como associados aos xistos biotíticos, e, neste caso, a grünerita exibe as mesmas feições descritas para os biotita-grünerita xistos.

Anfibólio xistos

Os representantes petrográficos mais comuns desse pacote de rochas são:

.almandina-magnetita-quartzo-grünerita xistos e
.biotita-clorita-almandina-grünerita-cummingtonita xistos.

Essas rochas ocorrem como faixas centimétricas a métricas que se alternam com frações magnetíticas localizadas. Os aspectos estruturais e texturais variam com o conteúdo mineralógico, de tal ordem que os tipos rochosos com predomínio de almandina e grünerita apresentam-se isótropos a pouco foliados e com textura lepidoblástica a nematoblástica.

As rochas contendo grünerita, almandina, magnetita e quartzo chegam a formar níveis centimétricos que se intercalam ou bordejam as faixas de rochas formadas por fayalita. A grünerita apresenta-se como prismas milimétricos com textura nematoblástica a granonematoblástica, porém sem nenhuma feição reliquiar que indique origem a partir da fayalita. Pode apresentar-se também como porfiroclastos envolvidos por uma matriz fina de clorita ou de grünerita. A biotita possui tamanho variável (0,5-4 mm), apresenta-se orientada e contribui de modo significativo para a definição da textura lepidoblástica. Ocorre em níveis milimétricos intergranulares na grünerita ou substituindo-a. Tais relações devem estar ligadas ao processo de cisalhamento simples que provoca a transposição de minerais. A clorita ocorre como finas palhetas de 0,01-0,3 mm nas bordas ou como pseudomorfos de frações da biotita ou grünerita, onde afetados pela milonitização. A almandina apresenta-se com tamanhos variáveis, de modo que alguns cristais alcançam 3 cm. Podem ocorrer cristais de quartzo e clorita nas microfraturas da almandina, como também magnetita, fluorita, bornita e calcocita. O quartzo e a magnetita ocorrem também como massas amorfas alongadas e intersticiais em relação aos demais componentes mineralógicos.

Essas rochas apresentam aspectos texturais similares aos litotipos denominados de biotita xistos referidos no item anterior, destacando-se aqui a significativa quantidade de grünerita e almandina.

As rochas representantes desta seqüência de xistos foram interpretadas por LINDENMAYER (1990) como metagrauvacas. Essa terminologia não se ajusta à classificação de WINKLER (1977), que considera como grauvacas as rochas sedimentares clásticas, geralmente com fragmentos de outras rochas.

Formações ferríferas bandadas (bifs)

As formações ferríferas bandadas (bifs) ocorrem como lentes estreitas, segmentadas, com espessuras inferiores a 20 m, e comprimento da ordem de 200 m, na interface biotita xistos/anfibólio xistos com quartzitos. Possuem distribuição muito localizada, e seus contatos apresentam-se imbricados, ora com biotita xistos/anfibólio xistos ora com os quartzito, e são marcados por extrema cominuição de minerais. Tratam-se de formações ferríferas de fácies óxido (VIEIRA et al., 1988).

São rochas de granulação fina, compostas por quartzo, hematita e grünerita que se alternam em leitos milimétricos conferindo um aspecto bandado à rocha. Em alguns locais, é possível verificar pseudomorfos de hematita preservando a forma da magnetita.

A grünerita apresenta-se como finas agulhas, fibro-radiadas. O quartzo comparece em faixas milimétricas, alternadas com faixas compostas pelos demais minerais. Apresentam textura granoblástica heterogranular, exibem feições de recuperação e recristalização e os contatos entre os cristais variam desde poligonizados até suturados. A hastingsita, com plecroísmo verde-intenso, é outra variedade de anfibólio presente nessas rochas, porém em proporções subordinadas. No geral, são cristais hipidiomórficos.

Quartzitos

Os quartzitos ocorrem nas partes sul, central e norte da área, formam pacotes da ordem de 200 m de espessura média na região do depósito Salobo 3A, bem como ao longo do segmento que compõe a parte sul da estrutura do dúplex, mas atingem espessuras da ordem de 2000 m na porção central da referida estrutura. A orientação desse conjunto litológico na região do depósito 3A é em torno de N70W, com postura geral subverticalizada, variando para

E-W e ENE-WSW nas extremidades leste e oeste respectivamente da estrutura que configura o dúplex.

Os contatos dos quartzitos com os demais litotipos são em geral marcados por cominuição e imbricação, não se verificando portanto passagens gradacionais entre eles. Sua interface com os gnaisses em direção ao sul é caracterizada por uma faixa de rochas fortemente deformadas. A porção basal desse pacote de quartzitos é marcada por um aumento relativo na razão plagioclásio/quartzo, sugerindo uma gradação de quartzitos puros para termos petrográficos mais feldspáticos. Essa gradação pode também ser interpretada como produto de homogeneização por cisalhamento, entre frações do embasamento gnáissico e rochas supracrustais.

São representados essencialmente por rochas de cor cinza-esbranquiçado e raras tonalidades verdes ou até avermelhadas, onde estão presentes óxidos de ferro, granulação fina ou média, maciças a foliadas. Os componentes mineralógicos que se destacam nessas rochas são quartzo (média de 75%), sillimanita, muscovita e sericita. Como acessórios ocorrem biotita, feldspato, magnetita, almandina, turmalina, zircão e alanita.

O quartzo apresenta-se estirado e com extinção ondulante, é anédrico, tem bordas denteadas ou sinuosas e apresenta feições de recuperação/recristalização. O processo de recuperação é caracterizado por pequenos subgrãos poligonizados, onde aqueles em contato têm pequena diferença de orientação (Foto 4.4). As feições de recristalização são marcadas por agregados de grãos maiores, com contatos suturados e exibindo grande diferença de orientação entre os grãos em contato. Texturas microscópicas em moldura (mortar), onde as bordas dos grãos são cominuídase transformadas em subgrãos, são comuns (Foto 4.5), bem como texturas fitadas, destacando-se nas faixas caracterizadas por quartzitos protomiloníticos e miloníticos. A biotita e/ou muscovita se também apresentam cominuídas e transformadas em clorita.

4.1.4 - Rochas Intrusivas

Corpos de diabásio, alojados em zonas de falhas e discordantes da estruturação geral das demais rochas, foram interceptados na galeria G3 e em sondagens. Granitóides/granitos também de caráter intrusivo, foram interceptados em sondagens, caracterizando-se assim dois tipos de rochas intrusivas no depósito. Os granitóides, datados pelo método U-Pb, têm idades de 2573 +/- 2 Ma (MACHADO et al., 1988) e os granitos pelo método Rb/Sr 1880+/- 80Ma (CORDANI, 1980), e foram denominados de "Old Salobo Granite" (OSG) e "Young Salobo Granite" (YSG) respectivamente (LINDENMAYER, 1990).

"Old Salobo Granite" (OSG)

O OSG ocorre na forma de um *stock* no acampamento do Salobo com cerca de 200x300 m, é formado por rochas de cor cinza-rosa, granulação grossa, e exibe domínios milonitizados. Constitui-se por ortoclásio-microclínio, oligoclásio, quartzo, augita, hornblenda, clorita e rara magnetita. Não há registros de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes, verifica-se apenas finos veios pegmatíticos na zona de contato. As feições miloníticas S-C encontradas tanto no OSG (Foto 4.6) como nas encaixantes indicam que tais granitóides devem ter sido posicionados durante o cisalhamento R. Holdworthy (informação verbal).

"Young Salobo Granite" (YSG)

Corpos granofíricos de caráter intrusivo, centimétricos a métricos, foram interceptados em sondagens. São rochas isotrópicas de granulação média e compostas por albita/oligoclásio, feldspato potásssico, quartzo e clorita. A matriz é fina e constituída por quartzo e feldspato. Os acessórios são epidoto, zircão, fluorita, magnetita, calcopirita e pirita.

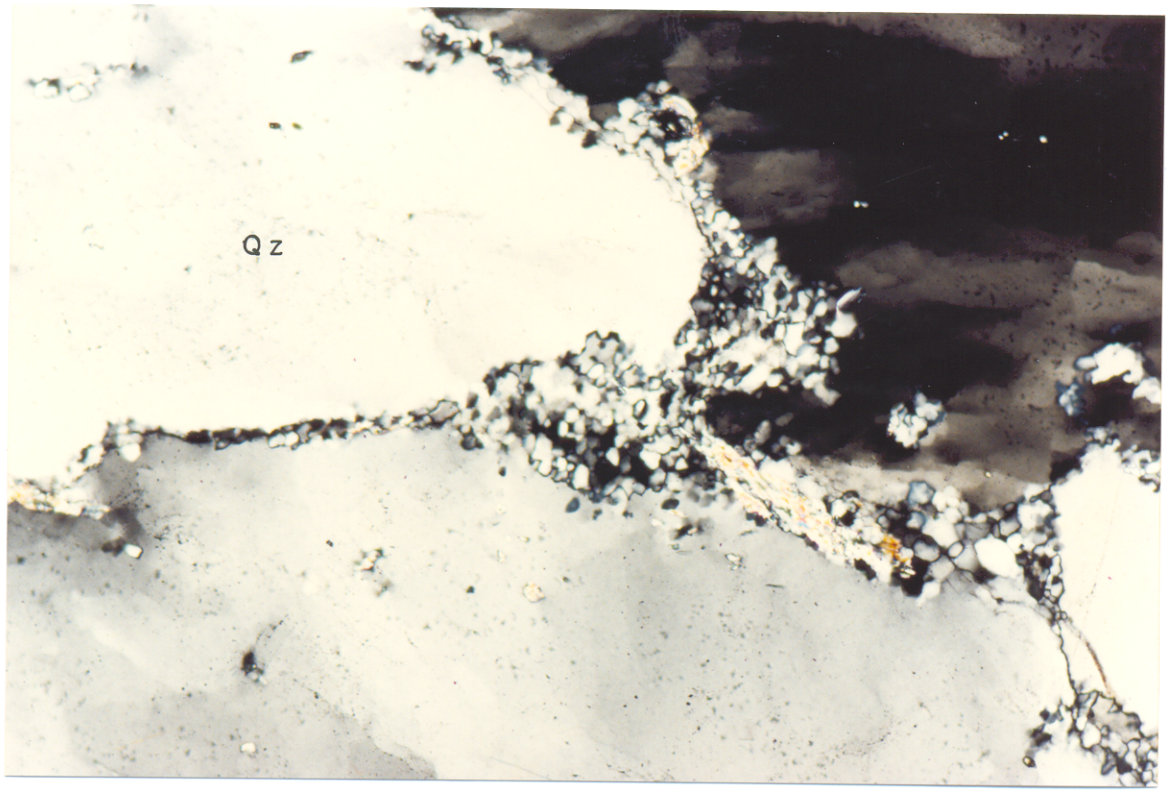


Foto 4.5



Foto 4.6

As rochas encaixantes desses granitos são compostas por quartzo, almandina, cordierita, antofilita, plagioclásio e biotita, e foram descritas por GUIMARÃES (1987) e incluidas por LINDENMAYER (1990) no domínio da auréola de contato metamórfico.

Diabásio

Corpos de diabásio, discordantes em relação aos litotipos mencionados, ocorrem encaixados nas duas falhas que cortam os litotipos da parte central do depósito Salobo 3A e no seu extremo oeste. São rochas de granulação fina, gradando no centro para rochas granulares porfiríticas a subofíticas. Possuem cores cinza-esverdeado e são constituídas por plagioclásio sericitizado e augita. Em menores proporções ocorrem magnetita, ilmenita e pirita.

A datação K/Ar em rocha total revelou idade de 561+/-16 Ma (CORDANI, 1980) numa amostra de granulação média da parte central de um dique, enquanto a rocha de textura fina da borda do dique apresentou idade de 553+/- 32 Ma. Ambas as idades são interpretadas no âmbito do último evento magmático registrado na área.

4.1.5 - Crostas Lateríticas

Completando o contexto litológico dessa área, destacam-se as crostas lateríticas, realçadas nos diversos produtos de sensores remotos pelas superfícies planas, em geral escuras, devido ao baixo retorno da radiação eletromagnética (REM), com contornos irregulares. Ocorrem essencialmente instaladas sobre os xistos, preferencialmente os mais magnetíticos, e formações ferríferas bandadas, caracterizando perfis supergênicos, com acumulações residuais nos locais topograficamente planos, definindo platôs. São representadas por cangas ferruginosas, ou por gossans, dependendo da rocha fonte original

sobre a qual se instalou o perfil de alteração (VEIGA & SCHORSCHER, 1982; TOLEDO-GROKE et al.,1985; SIQUEIRA, 1988; BENEDETTI et al., 1990; SILVA et al., 1991).

No caso do depósito Salobo 3A, o relevo é sempre modificado, pois os xistos são mais facilmente alterados e erodidos que os quartzitos nas mesmas condições de clima tropical, os quais se destacam e sustentam os pontos topograficamente mais elevados da região. No Anexo 2 é bem caracterizada essa situação, destacando-se apenas os quartzitos no nível 520 como testemunho dos litotipos alterados, e os demais correspondentes alterados dos xistos do nível 285 não aparecem nessa cota 520, pelo fato de terem sido erodidos. Essa situação de desmantelamento da superfície geomórfica não permite que seja desenvolvido um perfil supergênico completo no manto de alteração desse depósito. Entretanto, esse assunto é objeto de outra tese de forma que não serão feitas aqui maiores considerações a respeito do mesmo.

4.2 - GEOMETRIA DO DEPÓSITO E CORPOS

4.2.1- Elementos estruturais

Os estudos anteriores abordaram a organização dos diferentes tipos litológicos da seqüência Salobo-Pojuca (HIRATA et al., 1982; DOCEGEO, 1981, 1988), e as estruturas presentes foram interpretadas como decorrentes de dobramentos e redobramentos. Os trabalhos que se sucederam (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991; COSTA et al., 1992) não dão suporte a esse tipo de abordagem, pois o quadro estrutural da região é caracterizado por zonas de cisalhamento, e em particular a estruturação do depósito Salobo 3A é visualizada como uma zona de cisalhamento atrelada a um sistema transcorrente maior. Nessa zona implantou-se um dúplex assimétrico, o qual responde pela organização lito-estrutural e geométrica do depósito, onde se configura um segmento curvo na sua parte central e segmentos retos nas extremidades NW e SE respectivamente (Figuras 3.1, 4.1,

Anexos 1 e 2). A seguir serão apresentados e descritos os elementos estruturais que caracterizam o modelo geométrico e cinemático desse depósito.

4.2.1.1 - Segmento curvo da zona de cisalhamento transcorrente principal

Essa zona de cisalhamento é definida por um conjunto de faixas discretas de deformação concentrada, onde comparecem sistematicamente frações lenticulares de quartzitos formações ferríferas e xistos, e faixas de gnaisses orientadas na direção E-W. Internamente essa zona de cisalhamento é caracterizada por uma foliação milonítica com direção NNW-SSE subvertical, e pequenas variações de mergulho para NNE e SSW (Figura 4.3). Essa foliação pode apresentar-se subparalela ao bandamento composicional, ou à xistosidade, e evoluir na progressão da deformação para uma trama planar fortemente anastomosada. O aleitamento, em escala regional, é caracterizado pela intercalação regular de camadas de quartzitos e xistos nos gnaisses; nas formações ferríferas, em afloramento, o bandamento composicional é formado por bandas de hematita/magnetita alternadas com bandas quartzosas, micáceas e anfibolíticas. A foliação milonítica é realçada por arranjos de frações lenticulares, dos diferentes conjuntos rochosos, orientados preferencialmente; essa feição estrutural pode ser vista facilmente nas partes central e oeste do mapa (Anexo 1). Nas formações ferríferas e nos gnaisses, em escala mesoscópica, o bandamento composicional e a foliação milonítica se confundem ou mostram passagem gradativa entre si. A xistosidade é formada pela orientação preferencial de minerais micáceos e prismáticos e por agregados de quartzo e de feldspato, e acha-se impressa em todos os conjuntos rochosos.

Considerando a penetratividade da foliação milonítica e do processo de budinagem dos corpos rochosos, é possível demonstrar que a taxa de deformação é maior no centro das zonas de cisalhamento. As observações em afloramentos, nos planos X-Y, Y-Z e X-Z, em amostras provenientes da galeria 3A/G3, bem como em cristais de granada, e frações máficas inclusas em gnaisses, permitem deduzir que o processo de deformação envolveu principalmente achatamento e estiramento, proporcionando a formação de tectonitos

LS. A lineação de estiramento é definida por frações de corpos budinados e por barras de quartzo e de feldspato, orientadas preferencialmente na direção NW-SE. Paralelos à lineação de estiramento, aparecem minerais micáceos e prismáticos orientados, definindo a lineação mineral.

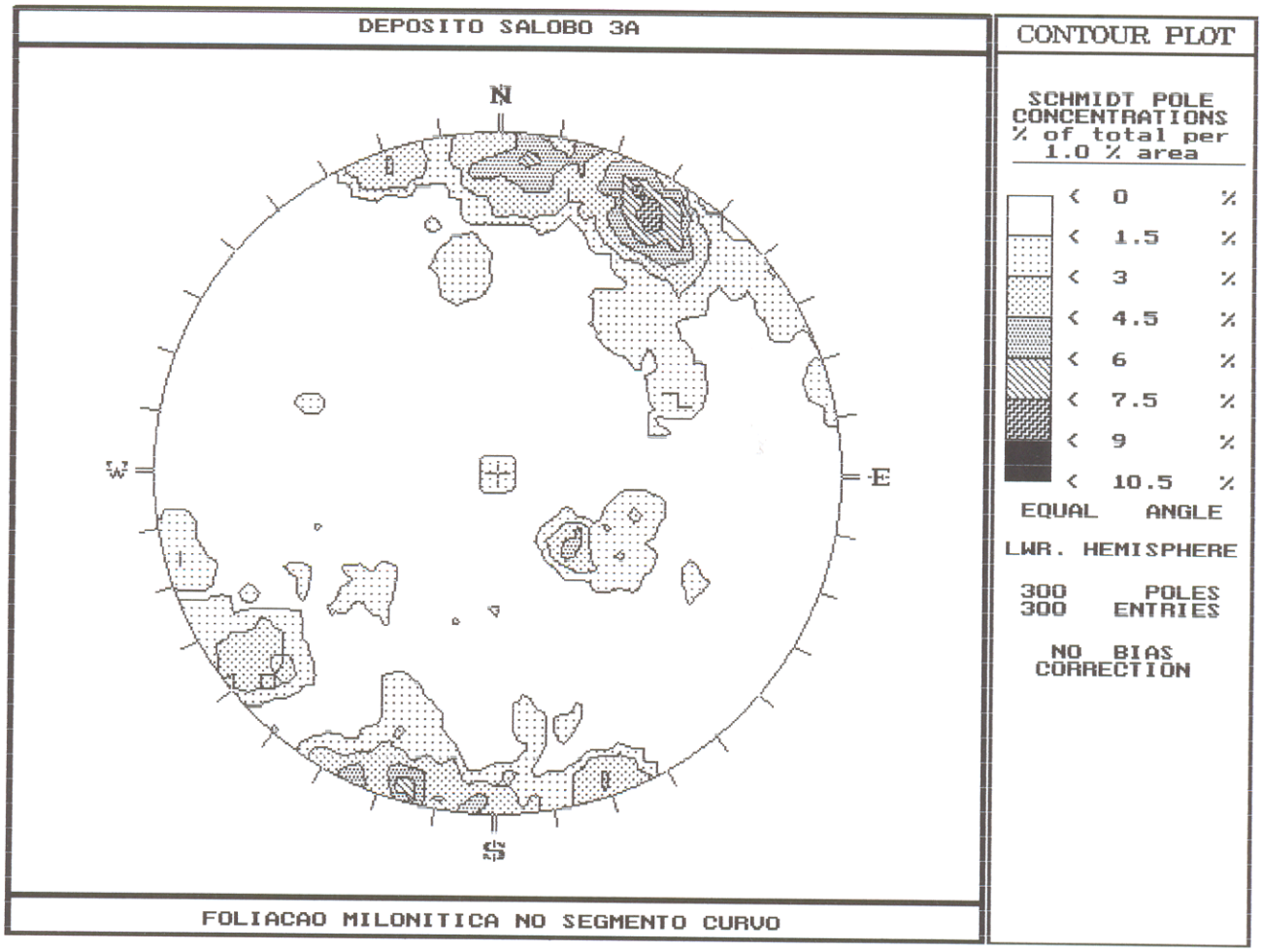


Figura 4.3 -Estereograma de freqüência da foliação milonítica no segmento curvo da área do depósito Salobo 3A (Galeria-G3).

Associadas ao desenvolvimento da foliação milonítica, existem lineações definidas pela orientação preferencial de minerais e pelo estiramento de cristais, de quartzo na direção E-W. Na parte central das faixas de deformação concentrada, a lineação encontra-se desenvolvida de modo penetrativo e as rochas são transformadas em tectonitos L e LS. Tais

feições estruturais podem ser descritas regularmente nos pacotes de quartzitos e xistos. No geral, a lineação tem postura de baixo ângulo, porém na região do segmento curvo no qual se aloja o depósito Salobo 3A as medidas dessa lineação obtidas na galeria G3 apresentam-se segundo 71/128 (Figura 4.4). Este elemento linear destaca-se como importante controlador da terceira dimensão dos corpos litológicos, os quais estão mais alongados ao longo dessa direção X (Anexos 1 e 2). Observa-se também forte estricção, culminando com a segmentação e interdigitação de frações de magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, em função da transposição, conforme ilustrado nos níveis 285 a -300 do Anexo 2.

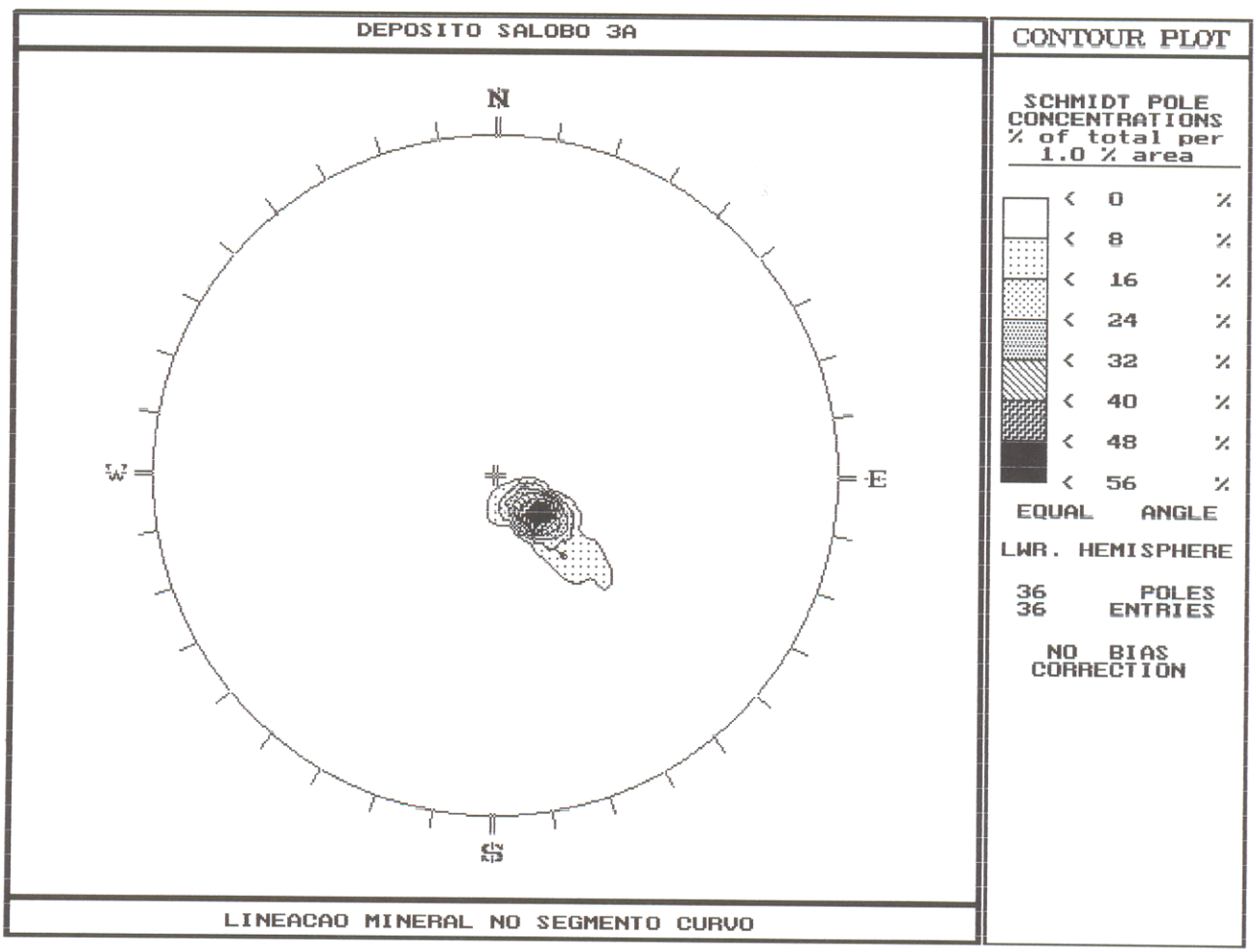


Figura 4.4 -Estereograma de freqüência mostrando a distribuição da lineação de estiramento que controla a terceira dimensão dos corpos geológicos.

Há também, impressa no plano dessa foliação milonítica, uma lineação caracterizada por estrias as quais se apresentam com a mesma orientação geral da lineação mineral, entretanto com uma inclinação mais suave, 21/130 (Figura 4.5).

Dobras intrafoliais milimétricas a centimétricas, desenhadas essencialmente por frações quartzosas isoladas em meio a rochas gnáissicas e formações ferríferas, são observadas em diversos lugares. Ondulações centimétricas a quilométricas, desenhadas pelo bandamento e pela xistosidade são comuns, e devem refletir a presença de corpos lenticulares mais competentes dentro da zona de cisalhamento.

A análise dos indicadores cinemáticos tais como relações S-C, dobras intrafoliais assimétricas, porfiroclastos rotacionados e assimetria de sombras de pressão, proporcionou a definição da movimentação sinistral como predominante. Em geral a lineação mergulha, e pode-se deduzir que a estrutura abordada corresponde a uma zona de cisalhamento oblíqua com movimentação sinistral. A postura inclinada da lineação se deve a existência de uma zona de cisalhamento normal associada ao dúplex instalado na região do depósito Salobo 3A.

Ao longo das zonas de cisalhamento, as rochas experimentaram transformações mineralógicas importantes. Tais aspectos serão aprofundados nos itens 4.3 e 4.4, mas é importante ressaltar aqui que, nas rochas gnáissicas é comum a presença de cristais de plagioclásio e biotita parcial a totalmente cloritizados, bem como faixas formadas por cristais de quartzo com contatos suturados e serrilhados, indicando processos de recristalização.

4.2.1.2 - Segmentos retos da zona de cisalhamento transcorrente principal

A única fonte de informações disponível em rocha sã, para obtenção de dados estruturais desses segmentos que se localizam nas extremidades leste e oeste respectivamente, do depósito Salobo 3A, foi a galeria G1 (LT-00 Anexo 2) do extremo oeste, que já estava em péssimas condições na época da coleta de dados e atualmente encontra-se

parcialmente obstruída. Os elementos estruturais dos segmentos retos dessa zona de cisalhamento são análogos aos definidos para a zona de cisalhamento do segmento curvo, e são definidos por um conjunto de faixas discretas de deformação concentrada, com direção NNW-SSE e E-W, e mergulhos fortes para SW com pequenas variações para NNE e SSW (Figura 4.6).

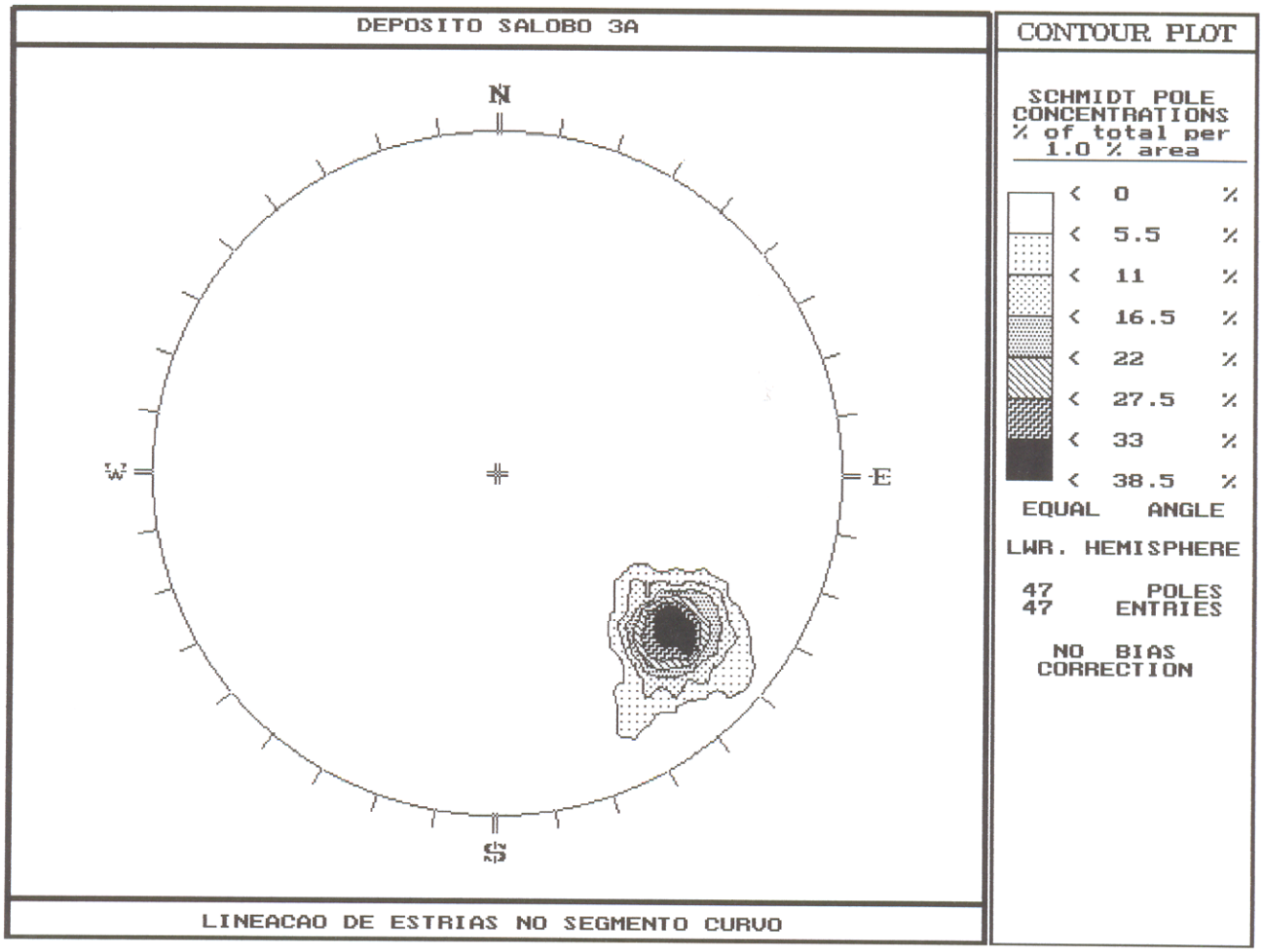


Figura 4.5 -Estereograma de freqüência mostrando a distribuição das estrias no segmento curvo do depósito Salobo 3A.

A foliação pode apresentar-se subparalela ao bandamento composicional, ou à xistosidade, e evoluir na progressão da deformação para uma foliação de transposição. O bandamento composicional é caracterizado pela intercalação regular de camadas de

quartzitos e xistos nos gnaisses em escala regional; nas formações ferríferas o bandamento composicional é formado por bandas de hematita/magnetita alternadas com bandas quartzosas, micáceas e anfibolíticas. A foliação milonítica é composta por arranjos de frações lenticulares, dos diferentes conjuntos rochosos, orientados preferencialmente (Anexo 1). Nessas áreas a lineação de estiramento é subhorizontal.

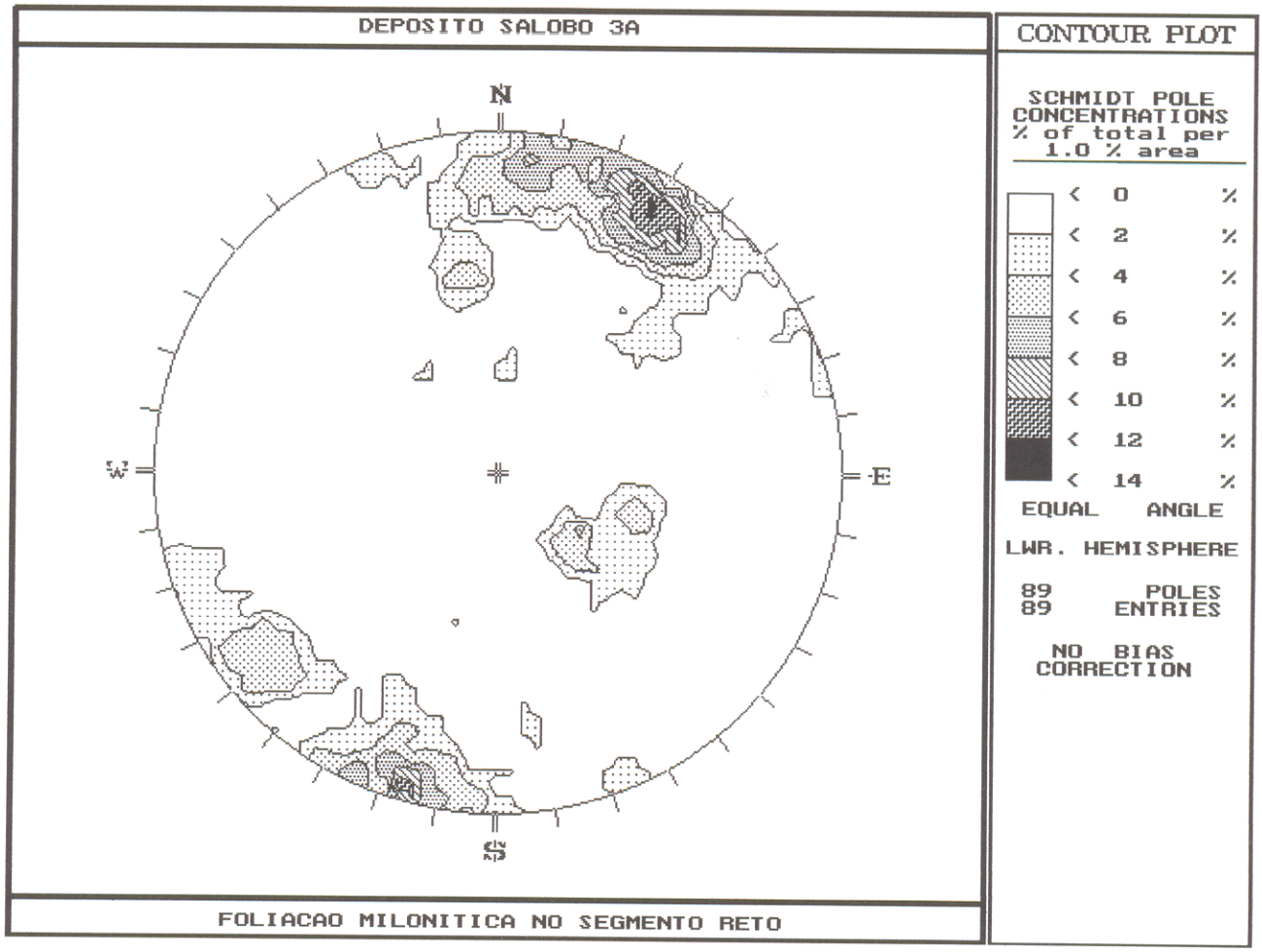


Figura 4.6 -Estereograma de freqüência da foliação milonítica no segmento reto da área do depósito Salobo 3A (Galeria-G1).

A integração dos dados permite uma visão global da macroestrutura, cuja análise conjunta dá suporte à interpretação de um dúplex transtensivo na região do depósito Salobo 3A, ao longo da zona de cisalhamento transcorrente mestra. Admite-se que esse dúplex

evoluiu sob influência de anisotropias antigas existentes no interior do pacote de rochas supracrustais. Na progressão da movimentação direcional, os segmentos de orientação E-W evoluiram para zonas de cisalhamento normais fortemente inclinadas para sul, Figuras 4.3 e 4.6, resultando em um dúplex assimétrico, que pode ter alcançado 500 m de largura, conforme discutido por COSTA et al. (1992).

4.3 - METAMORFISMO

4.3.1 - Introdução

As regras dos mecanismos e química dos fluidos e as transformações minerais inerentes a zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis, sobretudo aquelas que afetam os *greenstone belts* amplamente distribuídos no terrenos do Arqueano-Proterozóico Inferior, a exemplo daqueles do Canadá, Estados Unidos, Austrália e África do Sul, têm sido investigadas por diversos autores, dentre eles BEACH & FYFE (1972), BEACH, (1980), ALLINSON & KERRICH (1981), Kerrich et al. apud KERRICH (1986), BONNEMAISON (1986), BONNEMAISON & MARCOUX (1987), MCCAIG (1988), MURPHY (1989) e DE RONDE et al. (1992). Em terrenos análogos no Brasil, em zonas de distensão onde os valores da pressão de fluidos superam a litostática, OLIVEIRA & LEONARDOS (1990) e PENHA (1993) verificaram que os campos de estabilidade dos minerais hidratados ampliam-se, propiciando a formação de associações minerais dominantemente de fácies xisto verde.

Os referidos autores admitem que as associações da fácies anfibolito tenham sido formadas em zonas de compressão, onde a pressão litostática é maior que a pressão de fluidos, envolvendo aumento de temperatura e reações de desidratação, estabelecendo-se domínios de assembléias mineralógicas em fácies anfibolito lado-a-lado com outros em fácies xisto verde em sítios distensivos, cujo significado deve representar a alternância entre sítios compressivos e distensivos. Situações similares às feitas pelos citados autores são verificadas

nas assembléias metamórficas que caracterizam os litotipos do depósito Salobo 3A, as quais serão abordadas em seguida.

4.3.2 - Transformações minerais e hidrotermais

Gnaisses

Nos gnaisses do Complexo Xingu os cristais de albita An (0,5 - 5) e oligoclásio An(15-20) são os tipos mais comuns de plagioclásio, sendo também freqüente a coexistência de ambos numa mesma amostra. Existem cristais de plagioclásio inalterados, bem como outros totalmente sericitizados, principalmente nas regiões de passagem para as rochas supracrustais, onde sempre se registra alta deformação e forte cominuição dos cristais.

As associações mineralógicas comumente encontradas nessas rochas são formadas por plagioclásio, hornblenda e biotita com pleocroismo marrom-avermelhado, os quais, juntamente com o oligoclásio An(15-20) e as feições migmatíticas, indicam a incidência de um evento metamórfico de fácies anfibolito. Por outro lado, as expressivas transformações de plagioclásio para sericita, de hornblenda para epidoto, e de biotita para clorita em rochas que experimentaram forte cominuição sob regime transtensivo são indicativas de reações de hidratação, bem como hidrotermais em condições térmicas da fácies xisto verde. Portanto, verifica-se com clareza que os gnaisses formaram-se durante um evento termo-tectônico em condições da fácies anfibolito e, em seguida, experimentaram transformações mineralógicas e hidrotermais ao longo das zonas de cisalhamento transtensivas.

Magnetita-fayalita xistos

Os xistos que contêm paragêneses a base de magnetita e fayalita constituem relíquias de exemplares formados em condições térmicas da fácies anfibolito aos 2.7 +/- 0.01 Ga (Rb/Sr TASSINARI et al., 1982), conforme foi discutido por GUIMARÃES (1987). Em contrapartida, as evidências de que essas rochas experimentaram hidrotermalismo e transformações minerais em fácies xisto verde são as seguintes: granada cloritizada; fayalita transformada em grünerita; plagioclásio sericitizado; fluorita (1-5%) concentrada em níveis ou intersticial em relação aos cristais de clorita. Nesses níveis ricos em fluorita a almandina está cominuída, tem as bordas cloritizadas e possui fibras de crescimento perpendiculares às paredes das microfraturas; tipos petrográficos formados essencialmente por clorita, pirosmalita ou greenalita também existem.

Destaca-se ainda que onde os porfiroclastos de almandina estão envolvidos pela fluorita, em geral desenvolve-se uma auréola de clorita entre os dois minerais, e há também pequenas palhetas de clorita ocorrendo como inclusões na fluorita. Tais fatos sugerem que houve reação de hidratação da almandina, através da interação com um fluído provavelmente aquoso, rico em cálcio e flúor, implicando na extração de parte do cálcio disponível para estabilizar-se sob a forma de fluorita (Foto 4.7), bem como para formar a clorita.

A hastingsita, de pleocroismo verde escuro, pode apresentar contatos retos e sinuosos com a biotita, e localmente, pode ocorrer inclusa nesse mineral. Por outro lado, ambas podem estar fraturadas e cominuídas, com as bordas ou núcleos cloritizados indicando que assembléias pretéritas de fácies xisto verde alta a anfibolito foram hidrotermalizadas e transformadas para xisto verde, em zona de alta deformação. Essas rochas contêm dois tipos de magnetita, bem como fluorita, bornita e calcocita, cujas características principais são apresentadas a seguir.

Magnetita[1]

A magnetita[1] é decorrente da recristalização metamórfica e apresenta-se em agregados preservados, os quais podem estar microfraturados e cominuídos onde se acham imersos em faixas de concentração de deformação, porém sem evidências de transformação. Contudo, a matriz interclastos de magnetita[1] é composta por clorita e grünerita, cinza-médio, provenientes da transformação da fayalita (Foto 4.3).

Há também fluorita orientada dentro das faixas cominuídas. Como os minerais da matriz silicatada foram hidrotermalizados e estabilizados em condições térmicas da fácies xisto verde (SIQUEIRA, 1990; RÉQUIA, 1995), pode-se sugerir que a magnetita já era estável nessas condições de temperatura e pressão, tendo apenas se ajustado quanto à forma, pois passam de domínios formados por agregados xenomórficos para domínios porfiroclásticos constituídos por trilhas de cristais estirados, em função da deformação que lhe foi imposta.

Na Foto 4.8 verifica-se uma situação em que a magnetita[1], cinza-claro, apresenta-se parcialmente cominuída, e orientada, e a fayalita cinza-médio mostra-se transformada em grünerita e magnetita[2], mineral este que exibe a forma de finas agulhas, as quais podem se juntar e formar cristais maiores por *annealing* (BARD, 1980; SPRY, 1983).

A fluorita cinza escuro, também destaca-se ao longo dessa trama, e ocorre de modo intersticial em relação aos demais componentes da matriz silicatada. A bornita, lilás a azul e a calcocita branco, ocorrem como agregados intersticiais na magnetita[1], porém são mais freqüentes na matriz representada pela grünerita e magnetita[2]. Esses fatos indicam que os referidos sulfetos são contemporâneos a tardios em relação à fluorita, grünerita e magnetita[2], estando relacionados, portanto, com a deformação e o metamorfismo em fácies xisto verde que afetaram os magnetita-fayalita xistos. Essas feições e relações também são observadas nos biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos e anfibólio xistos.

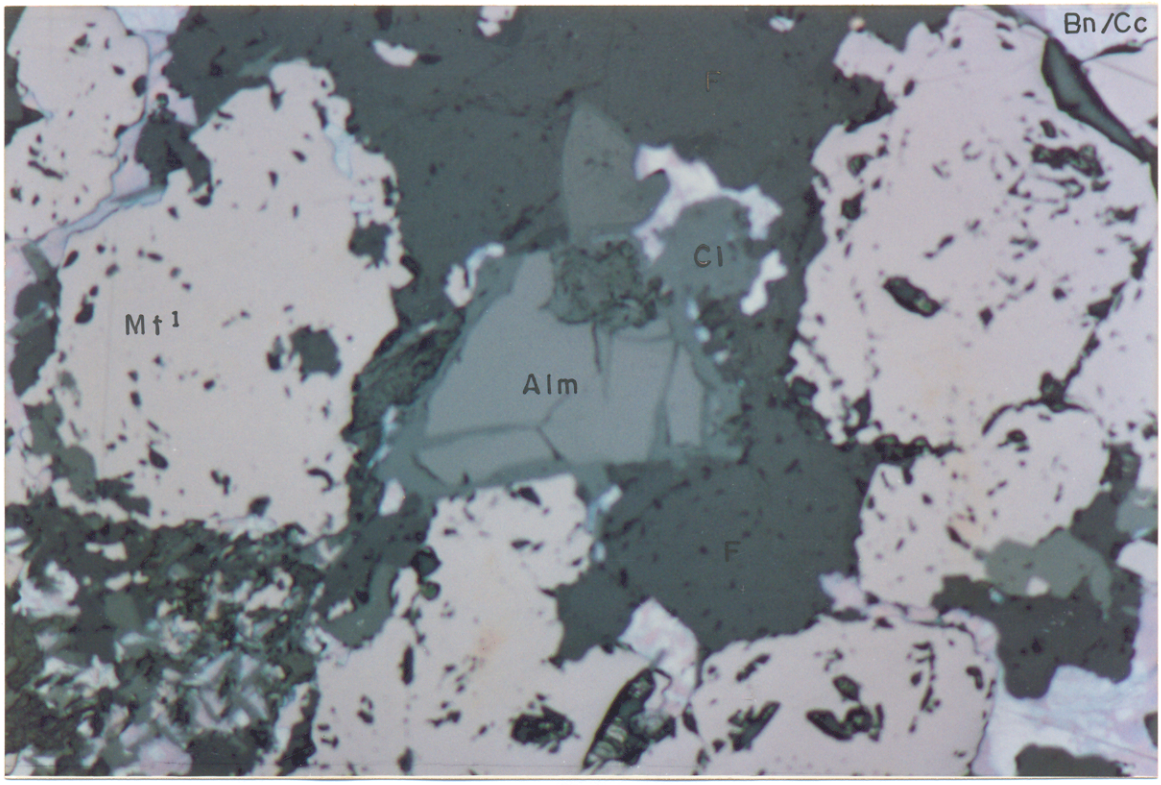


Foto 4.7

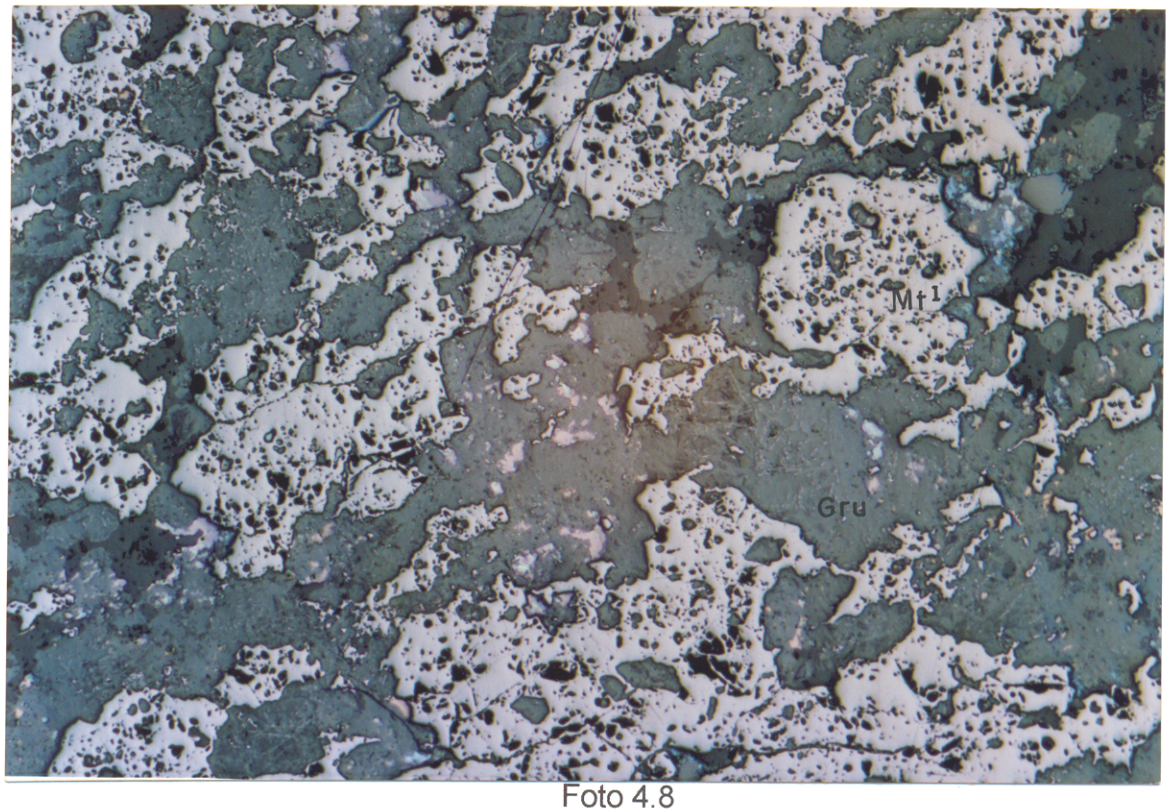


Foto 4.8

Magnetita^2

A magnetita^2 tem hábito acicular (Foto 4.9) e resulta da transformação de fayalita (fayalita ==> grünerita+magnetita^2), indicando que se trata de um mineral matamorfogênico, que pode ter crescido por *annealing*. Nesse caso, a partir da hidratação e conseqüente transformação da fayalita, estabilizaram-se grünerita e magnetita^2 em condições térmicas da fácies xisto verde, provavelmente alta. Os sulfetos bornita e calcocita ocorrem intersticialmente na matriz constituída por clorita e grünerita, verificando-se ainda pequenas agulhas de grünerita como intercalações nos referidos sulfetos. Esse aspecto textural é interpretado como interpenetração mecânica, onde os sulfetos adquirem um comportamento plástico nessas condições de pressão e temperatura, chegando a fluir, migrar e interpenetrar-se com os silicatos presentes na matriz.

Fluorita, bornita e calcocita

A fluorita ocorre orientada segundo a trama principal da rocha, termo esse que tem a conotação de PASCHIER et al. (1993), e pode apresentar-se remobilizada ao longo de vênulas, conforme ilustrado na Foto 4.10 Verifica-se, entretanto, sua preferência pelos magnetita-fayalita xistos ou biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, nos quais se destacam fayalita, grünerita, almandina e biotita na matriz silicatada. Constata-se que a fluorita ocorre alojada ao longo da trama formada pela grünerita, que se formou a partir da fayalita, porém corroendo parcialmente suas bordas, ou da trama composta por cristais de granada e clorita, indicando tratar-se de um mineral sin a tarditectônico com relação à deformação e o metamorfismo da fácies xisto verde.

As temperaturas mínimas de cristalização da fluorita obtidas através de medidas em inclusões fluidas aquosas na fluorita situam-se entre 140°C e 300°C (Figura 4.7). Tais resultados são corroborados pelas observações petrográficas, as quais indicam que houve cristalização de fluorita desde um estágio dúctil (quente, 200°C<T<Fusão - BARD,1980) a eminentemente rúptil (frio, T<200°C - BARD, op. cit.).

A Foto 4.11 ilustra as relações entre os óxidos e sulfetos, na qual se observa a bornita, calcocita, fluorita e clorita, ao longo de uma vênula, bem como preenchendo feição tipo estrela na magnetita[1].

Os referidos sulfetos apresentam-se amoldando, por serem mais plásticos na época de sua cristalização, às faces retas da magnetita[1] cinza-claro, ou corroendo-a parcialmente, bem como bordejando os cristais de fluorita ou como inclusões. Tais feições indicam que as mineralizações sulfetadas são sin a pós-estabilização da fluorita, estão relacionadas com o evento termotectônico da fácies xisto verde e alojaram-se em sítios dilatacionais (ver item 4.4).

O intercrescimento mimerquítico da bornita e calcocita é devido à exsolução em mais baixas temperaturas (FIGUEIREDO et al., 1994). Essas temperaturas são compatíveis com o gradiente térmico de 300-340°C, indiretamente fornecido pela faixa de variação de temperatura mínima de cristalização da fluorita (Figura 4.7) e pela clorita (RÉQUIA, 1995).

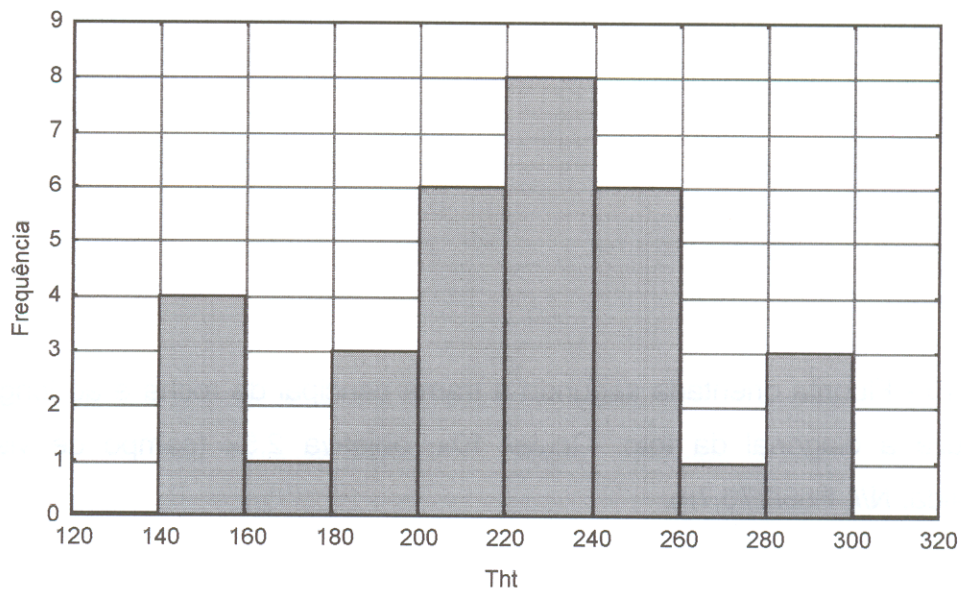


Figura 4.7 Histograma mostrando a faixa de variação da temperatura de homogeneização total (Tht) da fluorita.

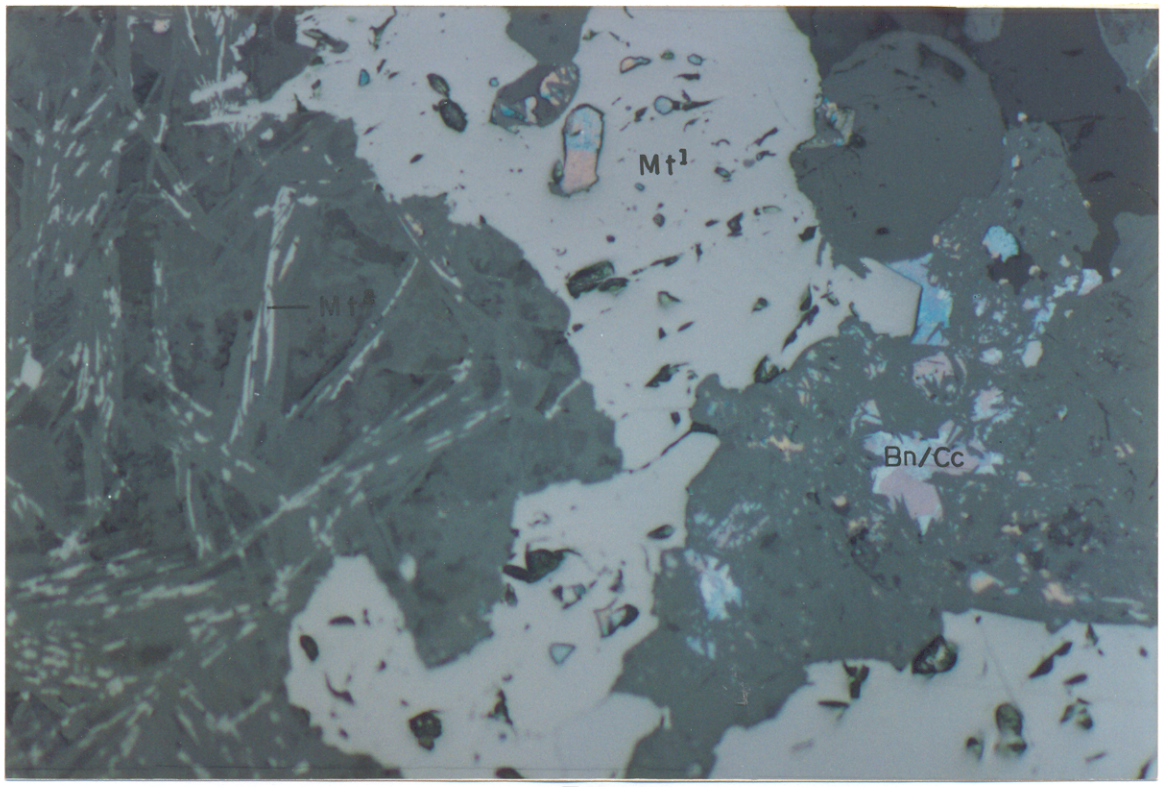


Foto 4.9

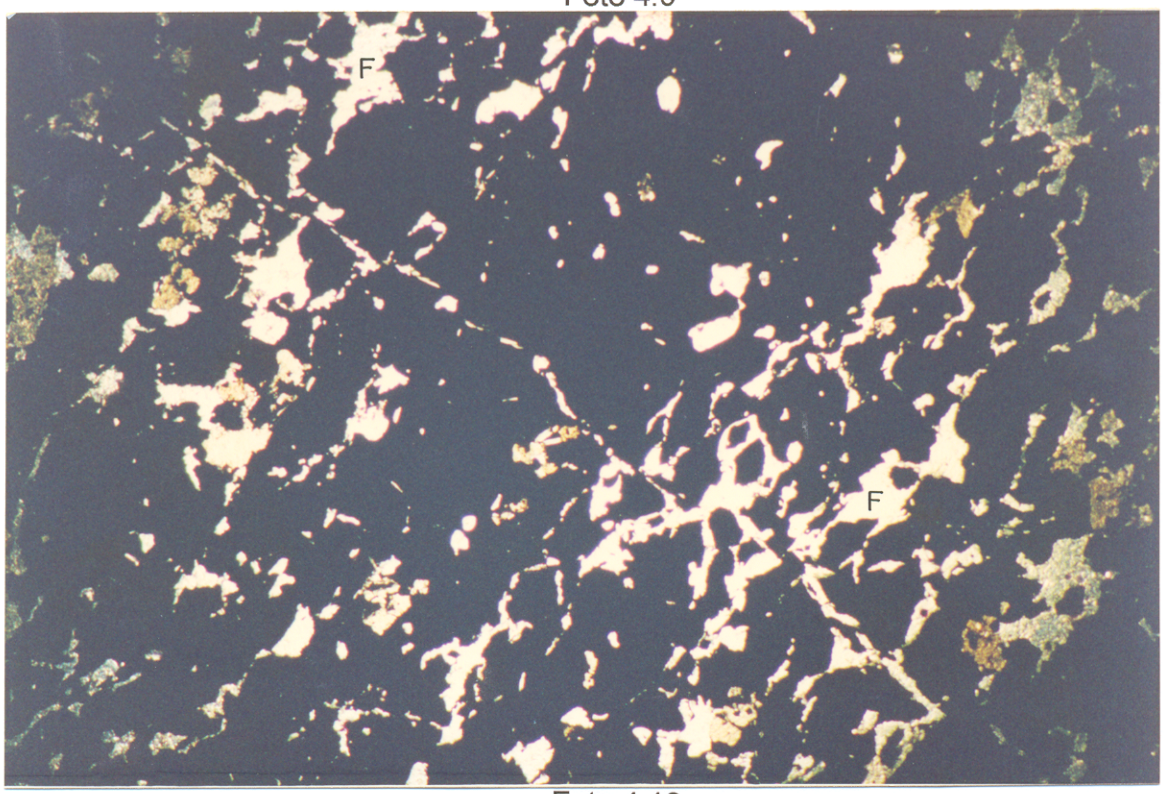


Foto 4.10

Biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos

Almandina com auréola de clorita

Na parte central da Foto 4.12 visualiza-se a relação entre a fluorita e um porfiroclasto de almandina com uma auréola de clorita. Essa feição sugere que durante a deformação houve condições propícias à circulação de fluidos interagindo com a almandina. Desse modo, entende-se que os referidos fluidos desestabilizaram a almandina, transformando-a em clorita. O aumento relativo de clorita e quartzo nessas rochas como produto da transformação das assembléias estabilizadas em condições térmicas da fácies anfibolito, é sugestivo de que ocorreram reações de hidratação e oxidação nesses xistos.

Grünerita na auréola de fayalita e interação com fluorita

Na interface porfiroclastos de fayalita-fluorita desenvolve-se uma auréola de grünerita (Foto 4.13), podendo existir também cristais aciculares de grünerita dentro da fluorita ou na interface entre este mineral e a fayalita, resultante da interação do fluido rico em flúor com a fayalita. Essas reações estão intimamente relacionadas com o evento termotectônico de fácies xisto verde sobreposto as paragêneses de fácies anfibolito.

Biotita xistos e anfibólio xistos

Nesses xistos, caracterizados por associações mineralógicas representadas por (magnetita)-biotita-quartzo-almandina-plagioclásio, quartzo-almandina-biotita-plagioclásio, (magnetita)-biotita-quartzo-grünerita-almandina-plagioclásio, a clorita pode substituir completamente as bordas da granada (Foto 4.14) e, em alguns locais, ocorre como palhetas perpendiculares às paredes das microfraturas. Tais feições indicam a grande disponibilidade de fluídos, que responderam pelas transformações hidrotermais em fácies xisto verde. Ocorrem também palhetas de biotita redistribuídas em faixas alongadas, hidrotermalizadas e parcial ou totalmente transformada em clorita.

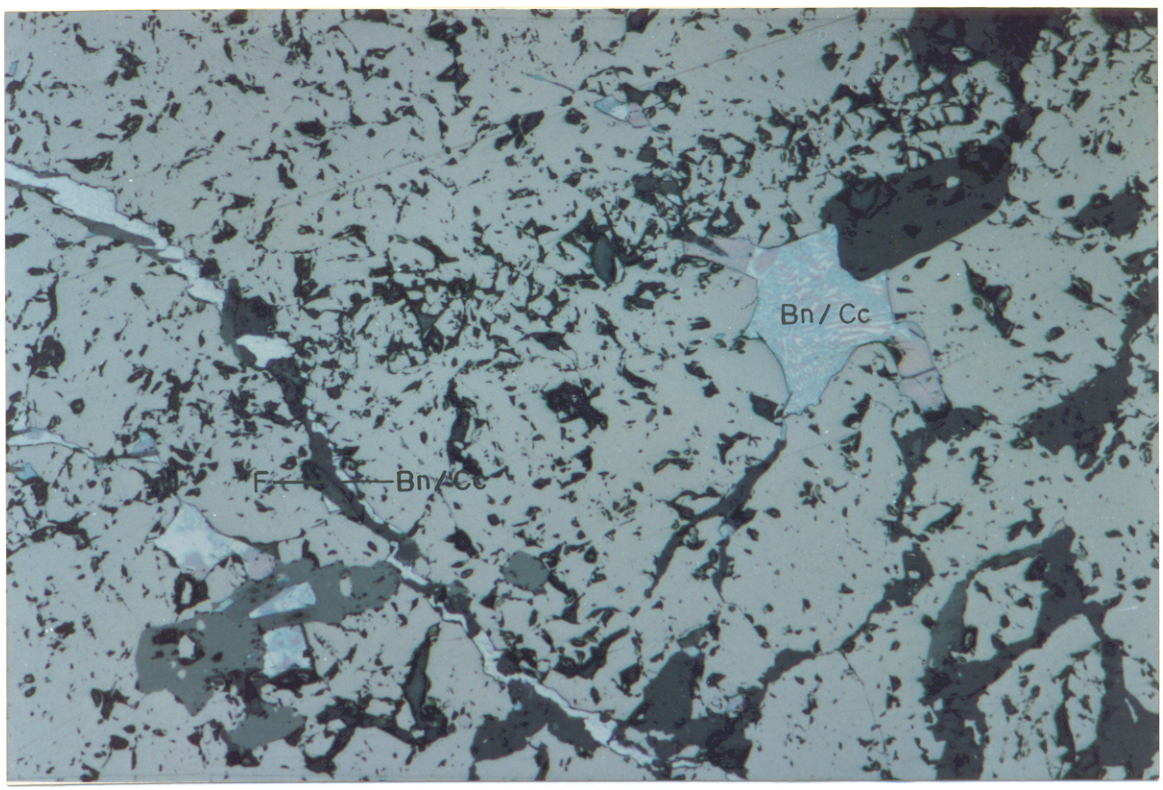


Foto 4.11

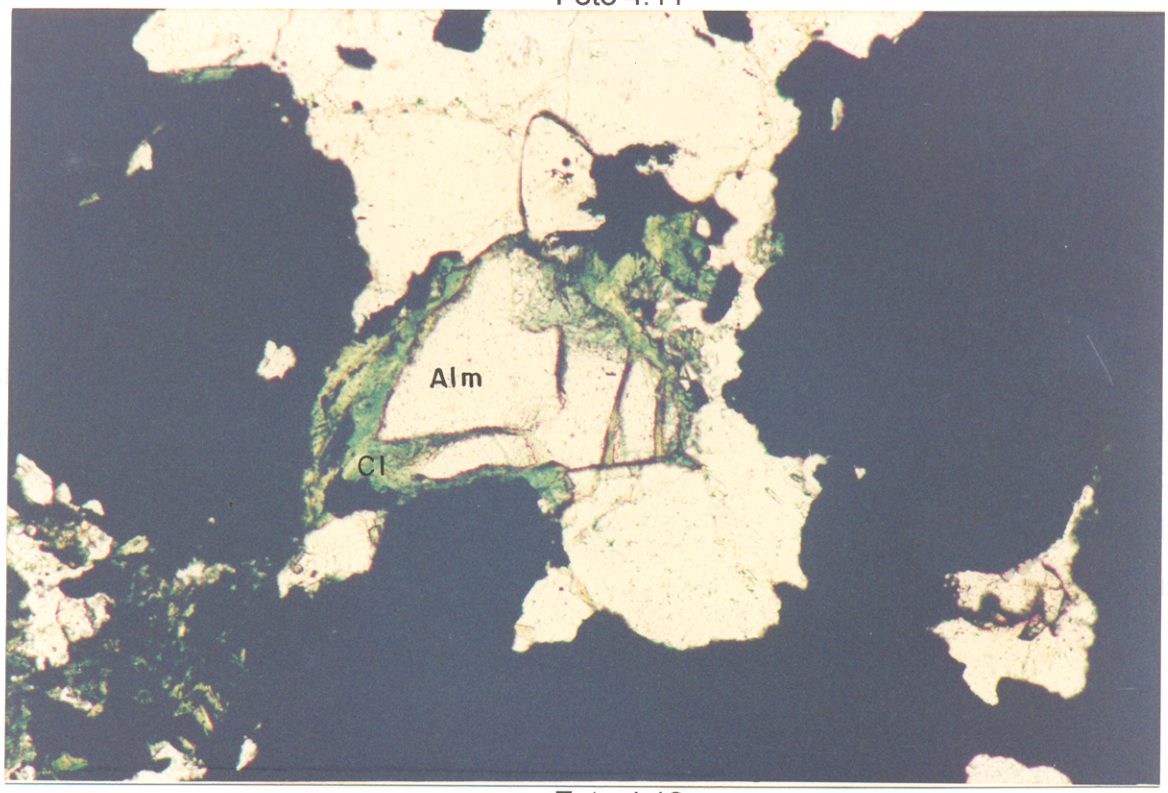


Foto 4.12

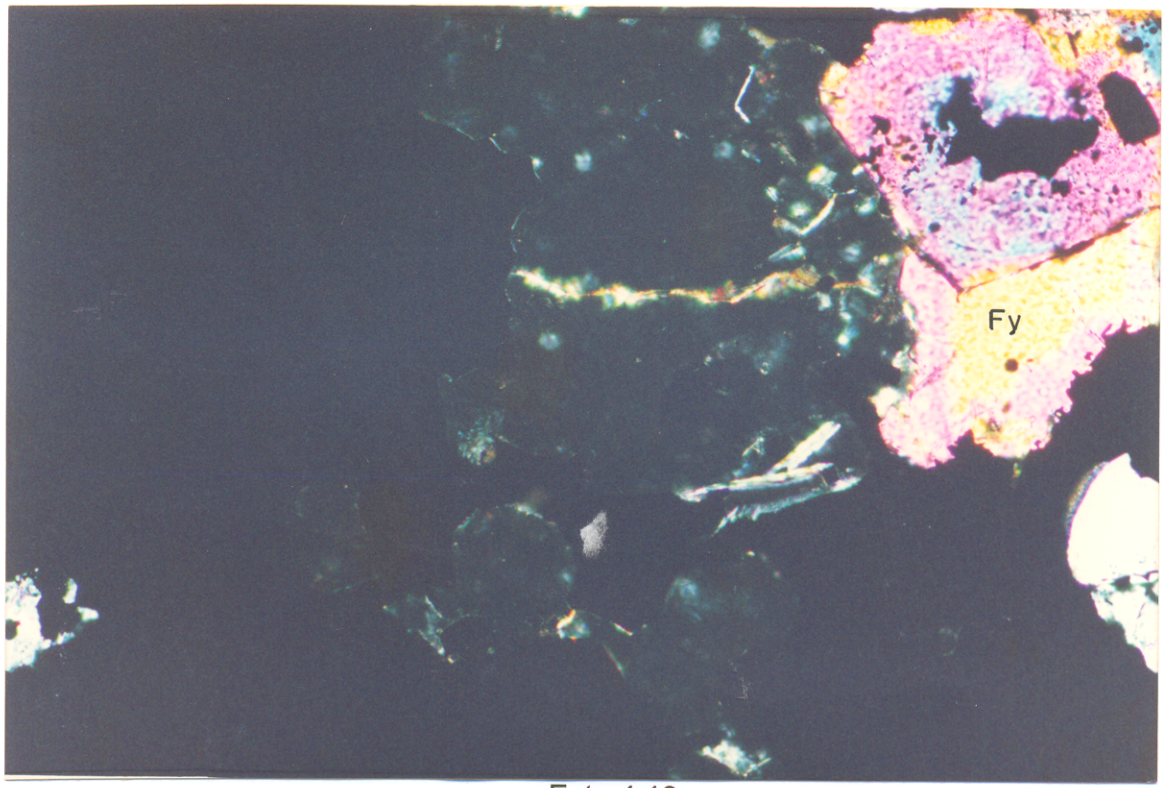


Foto 4.13

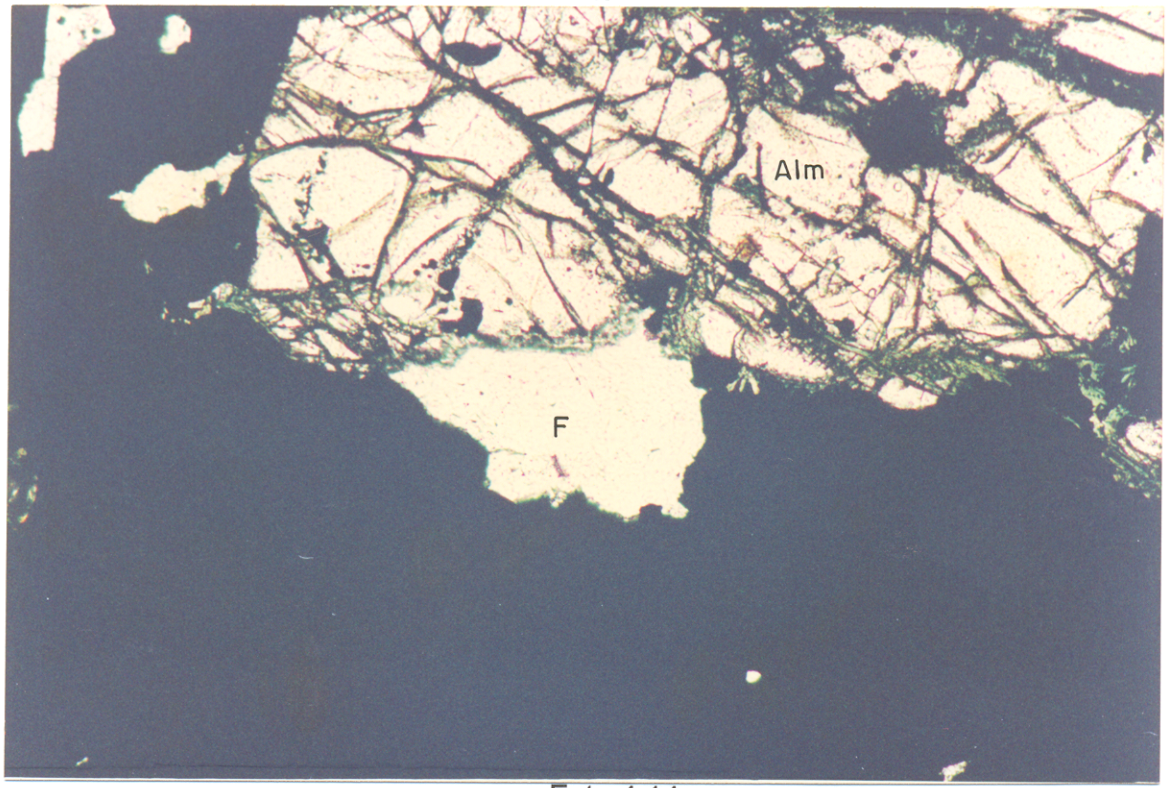


Foto 4.14

Há cristais de almandina parcialmente transformados nas bordas contrastando com àqueles fraturados que se acham totalmente cloritizados. Tal situação se deve ao fato das fraturas funcionarem como canais de acesso para percolação de fluidos.

Nos biotita-hastingsita-quartzo-almandina xistos tanto os cristais de hastingsita como os de biotita podem estar fraturados e cominuídos, com as bordas ou núcleos cloritizados, indicando que assembléias da fácies xisto verde alta a anfibolito foram hidrotermalizadas e transformadas para xisto verde, em zona de alta concentração de deformação.

Nos anfibólio xistos os cristais de almandina e biotita apresentam transformações similares às descritas para os biotita xistos e a substituição da grünerita por biotita deve estar ligada a processos hidrotermais que acompanharam o desenvolvimento da foliação milonítica.

Formações ferríferas bandadas (bifs)

As formações ferríferas bandadas (bifs) em alguns locais exibem pseudomorfos de hematita preservando a forma da magnetita. A grünerita apresenta-se como finas agulhas fibro-radiadas e o quartzo comparece em faixas milimétricas, alternadas com faixas compostas pelos demais minerais. Tratam-se de rochas com textura granoblástica heterogranular, caracterizadas por feições de recuperação/recristalização e com os contatos entre os cristais variando desde poligonizados até suturados. A hastingsita com plecroísmo verde-intenso, é outra variedade de anfibólio presente nessas rochas, porém em proporções subordinadas; no geral, são cristais hipidiomórficos. A presença de hastingsita nessas rochas indica que as associações minerais mencionadas foram estabilizadas em condições térmicas da fácies anfibolito.

Quartzitos

Nos quartzitos, o quartzo apresenta-se estirado e com extinção ondulante, é anédrico, tem bordas denteadas ou sinuosas e possuem feições de recuperação/recristalização, com as texturas em moldura (Foto 4.15), as quais se destacam nas faixas protomiloníticas e miloníticas. Essas feições são características de deformações plásticas quentes (200<T<fusão; BARD, 1980). A biotita e/ou muscovita também apresentam-se cominuídas, e transformadas em clorita caracterizando transformações em fácies xisto verde.

As relações texturais verificadas entre os componentes mineralógicos dos xistos, estão sumarizadas na Figura 4.8, as quais juntas com as observações feitas no item 4.4, dão suporte à proposição de um quadro evolutivo da sucessão mineral do depósito (Tabela 4.1).

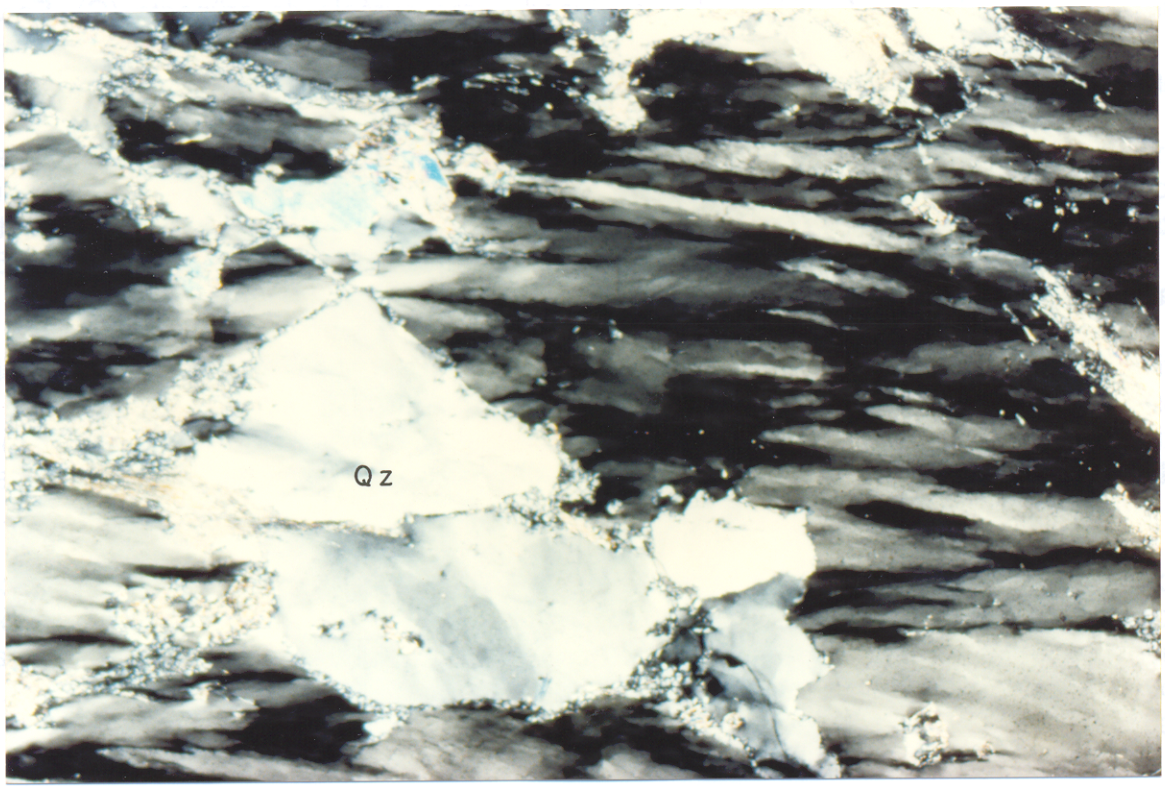
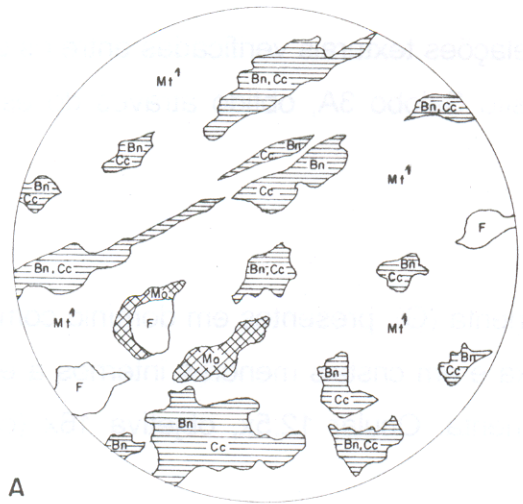
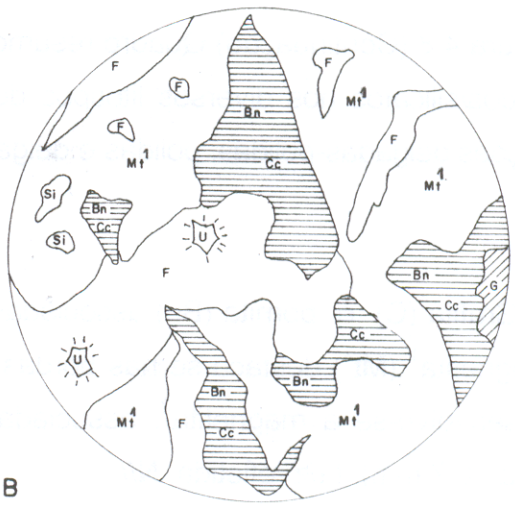


Foto 4.15


Mt
Bn, Cc
Bn
Cc
F
Mo

A


F
Bn
Cc
Mt
Si
U
G

B


F
Fy
G
Mt

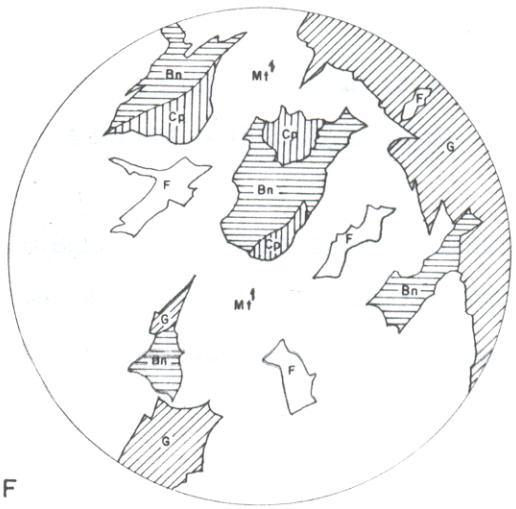
C


Bn
Cc
F
Mt
Bn, Cc
Si
G
Au

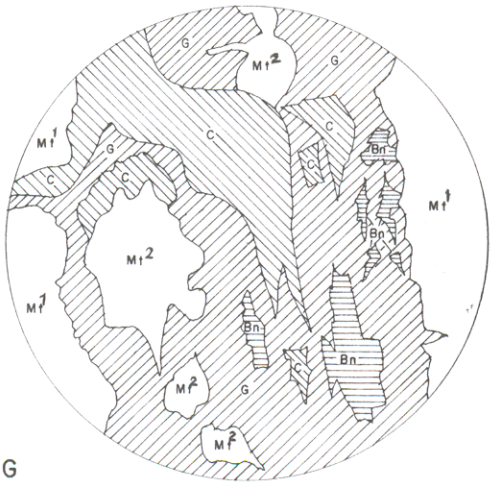
D


F
G
Cp
Mt

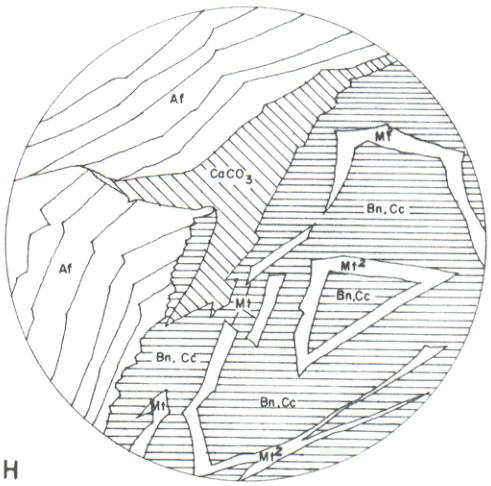
E


Bn
Mt
Cp
F
G

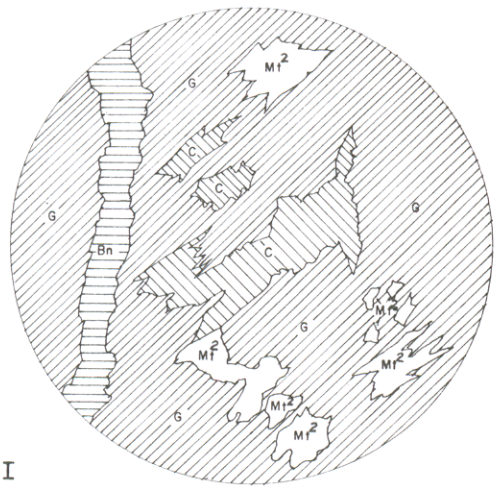
F


G
Mt2
G
Mt1
C
C
G
C
C
Bn
Mt1
Mt2
Bn
Mt1
Bn
Bn
Mt2
G
Mt2

G


Af
Mt1
CaCO3
Bn, Cc
Af
Mt2
Bn,Cc
Mt
Bn, Cc
Mt
Bn,Cc
Mt2

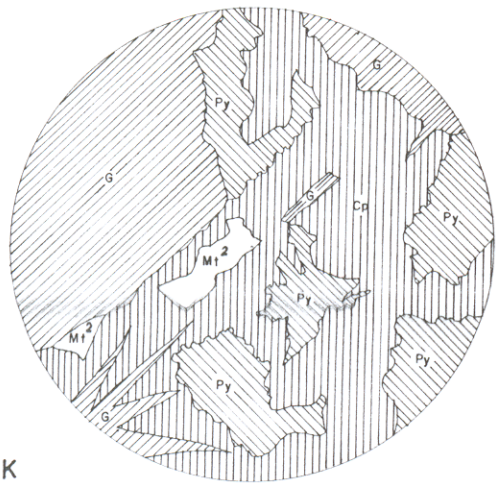
H


Mt2
G
C
C
G
G
Bn
C
G
Mt2
Mt2
Mt2
G
Mt2
Mt2

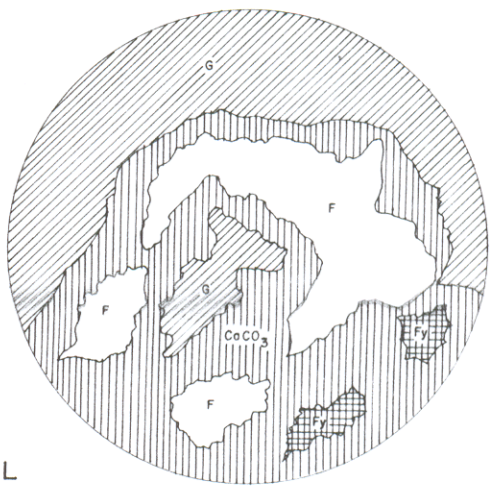
I


F
Fy
G
F
Fy
Fy
Fy
Fy
F
G
F
Fy
Fy

J


G
Py
G
G
Cp
Py
Mt2
Py
Mt2
Py
Py
G

K


G
F
F
G
CaCO3
Fy
F
Fy

L

Rochas intrusivas

"Old Salobo Granite" (OSG)

Como esses granitóides não proporcionaram modificações nas rochas encaixantes, entende-se que esses corpos já estavam frios quando alcançaram os níveis das rochas supracrustais. Assim, a ausência de efeitos de metamorfismo de contato, associado com a presença de veios pegmatíticos na zona de contato, indicam que o OSG foi posicionado provavelmente em condições mesozonais (Hughes apud LINDENMAYER, 1990), não tendo tido qualquer participação nas transformações em fácies anfibolito e xisto verde registradas no Grupo Salobo.

"Young Salobo Granite" (YSG)

As rochas encaixantes desses granitos YSG são compostas por quartzo, almandina, cordierita, antofilita, plagioclásio e biotita, e foram descritas por GUIMARÃES (1987), e interpretadas por LINDENMAYER (op. cit.) como representando a auréola de contato metamórfico. WINTER (1994) não encontrou evidências de metamorfismo termal nas rochas cortadas pelo granito anorogênico Pojuca (DOCEGEO, 1988) e, interpretou-o como relativamente seco.

Comparando o YSG do Salobo 3A, que não tem expressão volumétrica, pois ocorre como diques e *sills* centimétricos a métricos, nem impõe metamorfismo termal nas suas encaixantes, com o granito anorogênico Pojuca, os quais são cronocorrelatos (CORDANI, 1980; MACHADO et al., 1988) e relativamente secos (WINTER, op. cit.), verifica-se uma forte analogia entre ambos e não há evidências de que eles foram responsáveis pelas transformações em fácies xisto verde verificadas nas rochas do Complexo Xingu e do Grupo Salobo.

4.3.3 - Considerações sobre os eventos metamórficos

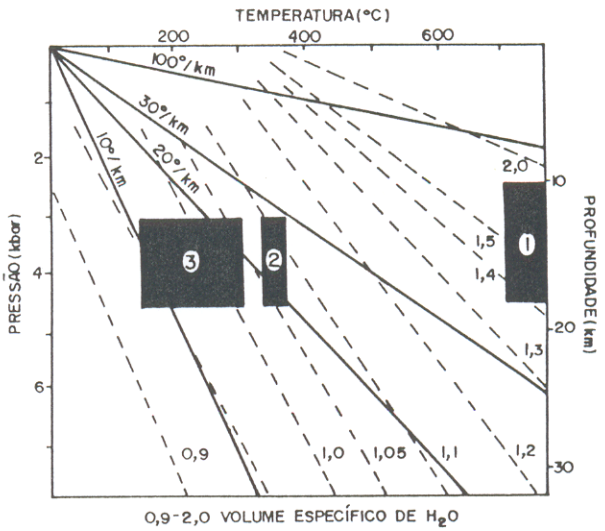
As associações mineralógicas descritas nas rochas do Complexo Xingu e do Grupo Salobo permitem deduzir um evento metamórfico da fácies anfibolito. Na progressão da deformação as unidades litológicas experimentaram transformações minerais e as assembléias mineralógicas foram reequilibradas em condições térmicas da fácies xisto verde.

Utilizando como suporte as condições de pressão e temperatura caracterizadas por GUIMARÃES (1987), LINDENMAYER (1990) e RÉQUIA (1995) verifica-se que o pico do metamorfismo de fácies anfibolito coincide com pressões da ordem de 2,1-4,5 kb e temperaturas iguais ou superiores a 650°C (LINDENMAYER, op. cit.; RÉQUIA, op. cit.) Figura 4.9A1 Por outro lado, as transformações minerais e a estabilzação das assembléias mineralógicas na fácies xisto verde, bem como a deposição das mineralizações de cobre e ouro ocorreram em condições de pressão da ordem de 3,2-4,6 kb e temperaturas da ordem de 334-366°C (RÉQUIA op. cit.) Figura 4.9A2.

Esses fatos permitem esboçar para a área uma trajetória de metamorfismo que configura uma lupa de sentido anti-horário (BUCHER & FREY, 1994.) Figura 4.9B, onde as assembléias mineralógicas foram estabilizadas em condições térmicas da fácies anfibolito, em virtude do metamorfismo progressivo de baixa pressão e alta temperatura, seguido por um evento metamórfico de fácies xisto verde de pressão intermediária e baixa temperatura, com expressivas transformações hidrotermais associadas. De acordo com BUCHER & FREY (op. cit.), trajetórias de metamorfismo anti-horárias têm sido reportadas em terrenos onde o evento de aquecimento a partir de plútons graníticos precedeu o espessamento crustal, mas também podem ser registradas em terrenos que experimentaram uma fase inicial de extensão crustal.

Espessamento crustal e soerguimento têm sido observados em diversas zonas de cisalhamento transpressivas (HARDENING & LOWELL, 1979; SANDERSON & MARCHINI, 1984; Burgeman apud BORONKAY & DOUTOS, 1994, dentre outros). Em analogia com essas regiões, poder-se-ia associar o espessamento crustal e o metamorfismo progressivo de

(A)



(B)

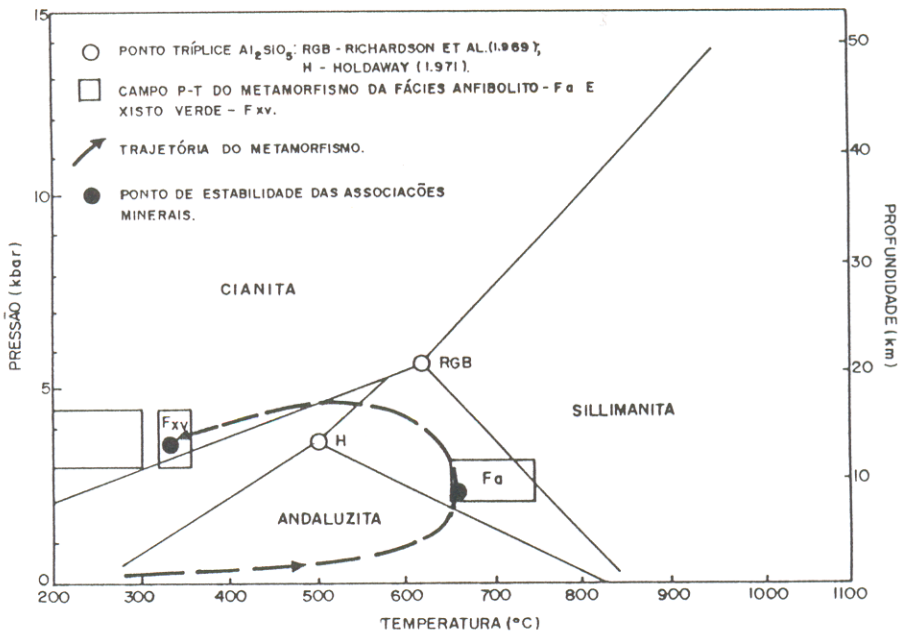


Figura 4.9 A - Condições P-T nas quais foram depositadas as mineralizações de Cu, Au e a fluorita. Áreas escuras, campo das transformações em fácies anfibolito (1), campos de deposição das mineralizações sulfetadas de Cu/Au (2) e fluorita (3). B - Condições P-T-t nas quais ocorreram o metamorfismo progressivo na fácies anfibolito e as transformações minerais na fácies xisto verde, com a trajetória do metamorfismo seguindo uma lupa de sentido anti-horário (BUCHER & FREY, 1994).

fácies anfibolito da região do Salobo ao pulso termotectônico transpressivo (COSTA & SIQUEIRA, 1991).

Já a transtensão conforme definido por HARLAND (1971), produz adelgaçamento crustal e subsidência, de modo que o intenso hidrotermalismo e transformações minerais da fácies xisto verde verificado na região, poderiam estar relacionados com um adelgaçamento crustal (HARLAND, op. cit.), em consonância com o movimento que gerou o dúplex Salobo-Mirim.

4.4 - MINERALIZAÇÕES

4.4.1 - Histórico sobre a descoberta e evolução do conhecimento

O depósito de Cu(Au,Mo,Ag) do Salobo 3A foi descoberto em 1977, através de um programa de reconhecimento geológico-geoquímico desenvolvido na bacia do Igarapé Salobo, visando à investigação de anomalias geofísicas reveladas por levantamentos aéromagnéticos executados na região de Carajás em 1973 e 1974.

Em seguida, diversos trabalhos foram executados, tanto por empresas (DOCEGEO, 1981; CVRD/GICOR, 1988), que permitiram avaliações e quantificações de recursos minerais e estudos tecnológicos visando o aproveitamento econômico, como por grupos de pesquisadores/instituições voltados para a elaboração de teses e estudos específicos. Dentre os trabalhos de pesquisa destacam-se os de VIANA et al. (1982), que sumarizaram as informações geológicas e tecnológicas obtidas até aquela época, considerando uma evolução polifásica por dobramentos para a área; TOLEDO-GROKE et al. (1985), que contribuíram para o entendimento da evolução do perfil de alteração supergênica que capeia o depósito; GUIMARÃES (1987), que fez a caracterização petrográfica e petrológica do depósito, notadamente através dos minerais transparentes, e tecem

considerações a respeito das mineralizações; SIQUEIRA (1990), que estudou a evolução lito-estrutural da região, relacionando as mineralizações às zonas de cisalhamento; LINDENMAYER (1990), que fez a caracterização geoquímica, sobretudo dos minerais transparentes e estudou o metamorfismo; COSTA & SIQUEIRA (1991), que abordaram a cinemática ao longo do lineamento no qual insere-se o Salobo 3A, relacionando a evolução da mineralização a um contexto de zonas de cisalhamento; SILVA et al. (1991), que realizaram estudos do perfil de alteração, dando ênfase às mineralizações de cobre e ouro; COSTA et al. (1992), que se detiveram na caracterização da zona de cisalhamento Salobo e suas relações com as mineralizações do depósito ; RÉQUIA (1995), que direcionou esforços no sentido de entender os fluidos e as suas relações com as mineralizações. Estes trabalhos, dentre outros, contribuíram para a evolução do conhecimento geológico da região.

4.4.2 - Tipos de mineralizações e onde estão concentradas

Os corpos de minério nos quais se alojam as mineralizações sulfetadas ocorrem sob a forma de lentes e faixas num pacote de rochas supracrustais encravado em gnaisses e com imbricações internas realçadas pela alternância de magnetita-fayalta xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos, anfibólio xistos e clorita xistos em diferentes cotas, a exemplo dos níveis 285, 00 e -300 (Anexo 2). A imbricação interna é definida por zonas de cisalhamento, ao longo das quais as rochas estão fortemente hidrotermalizadas e transformadas (Anexo 1 e Figura 4.1). Na área do depósito Salobo 3A existem rochas metassedimentares pouco mineralizadas e pobres em ferro, as quais são representadas por biotita e anfibólio xistos, destacando-se como os litotipos de maior freqüência e expressão volumétrica no depósito (Figura 4.2), e xistos magnetíticos nos quais a magnetita pode alcançar percentuais variando entre 30-70%. Esses xistos perfazem a menor expressão volumétrica, mas são os principais hospedeiros das mineralizações sulfetadas de Cu, Au, Ag e Mo. Em menores proporções ocorrem rochas vulcânicas de composição intermediária a básica e francamente estéreis.

Capeando o depósito existe um perfil de rochas alteradas, com espessura variando entre 30-100 m, cujos teores de Cu, Au, Ag e Mo têm correspondência direta com aqueles determinados nas rochas situadas imediatamente abaixo. Nesse perfil de alteração existe, do topo para base, um material argiloso ou ferruginoso sem nenhuma característica da rocha original, denominado de saprolito argiloso ou ferruginoso (sap), respectivamente. Na porção intermediária entre esse horizonte saprolítico e a rocha sã existe um material que ainda preserva as características da rocha que o originou, denominado de zona de transição (Zt). Porém, conforme já mencionado no item 4.1.3, esse perfil de alteração é objeto de outro estudo em nível de doutoramento na UFPa, de modo que as descrições aqui apresentadas referem-se às observações feitas em rochas que não foram afetados pelos processos supergênicos.

Os magnetita-fayalita xistos, conforme descrito nos capítulos 3 e 4, têm grande expressão na porção central do depósito e ocorrem como lentes orientadas na direção N70W, subverticalizadas (Figuras 4.1, 4.3 e Anexo 2) e com dimensões variando de centimetros a dezenas de metros. Verifica-se ainda ocorrência dessas rochas fora dessa faixa central e intercaladas tectonicamente com xistos constituídos essencialmente por biotita, almandina e grünerita. Seus contatos com os demais tipos litológicos são tectônicos e marcados por forte cominuição. Tratam-se de rochas de aspecto desde maciço, onde se destaca a presença da magnetita (30-70%), até foliado ou xistoso à medida em que aumentam as proporções relativas de fayalita, grünerita, biotita e almandina em relação à magnetita. Os constituintes mineralógicos subordinados são fluorita, que pode variar entre 1-5% em alguns locais, clorita e silicatos hidratados de ferro (pirosmalita e greenalita).

Biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos de granulação média a grossa também são encontrados com ampla distribuição na faixa central do depósito, e têm ocorrência restrita como lentes centimétricas a métricas nas demais porções. Seus componentes mineralógicos essenciais são biotita e almandina essencialmente, com a magnetita podendo variar entre 10-30%; em percentuais menores ocorrem fayalita, grünerita, quartzo e plagioclásio, com ampla variação na proporção relativa.

Biotita-almandina xistos de granulação média a grossa e foliados representam os termos petrográficos mais abundantes e são compostos principalmente por biotita e almandina; quartzo, grünerita e plagioclásio ocorrem em proporções variadas, e eventualmente fayalita. A magnetita comparece em quantidades inferiores a 10%.

Almandina-grünerita xistos ocorrem preferencialmente na parte inferior da faixa central e nas demais porções formam lentes centimétricas a métricas intercaladas com biotita-almandina xistos. São rochas de granulação grossa e constituídas de grünerita e almandina. Magnetita, biotita e quartzo ocorrem em proporções individuais menores que 10%.

Formações ferríferas bandadas (bifs) ocorrem na interface xistos-quartzitos, constituem corpos lenticulares e são formadas por quartzo microcristalino, magnetita (hematita) e grünerita, distribuídos em bandas milimétricas e alternadas.

A passagem do pacote de rochas supracrustais para as rochas gnáissicas, a norte e a sul, é marcada por xistos de granulação fina, fortemente laminados e constituídos de plagioclásio, clorita, quartzo e anfibólio; granada e biotita são acessórios. Entretanto, há maior predomínio dessas rochas na interface entre o pacote de xistos e os gnaisses situados na base do pacote, sugerindo que nessa área existe uma zona de cisalhamento que pode alcançar centenas de metros de espessura.

Todos os tipos litológicos apresentam-se afetados por deformação heterogênea, que responde pelas faixas com diferentes graus de cominuição dos componentes mineralógicos; nas faixas de deformação alta os porfiroclastos, a exemplo de almandina e/ou biotita, são redistribuídos em agregados ao longo de trilhas que chegam a definir um bandamento mineralógico. Nessas faixas de extrema cominuição de minerais existem estruturas de dilatação, que são classificadas como armadilhas que hospedam as mineralizações.

As mineralizações de bornita, calcocita, calcopirita e subordinadamente covelita ocorrem preferencialmente ao longo das faixas de concentração de deformação, e

apresentam-se com granulações desde finas a grossas, mas os sulfetos bornita, calcocita, calcopirita e covelita têm no geral granulação fina; essa variação se deve à atuação do processo de deformação heterogênea no maciço, em analogia ao que foi observado por COX & ETHERIDGE (1983) e MITRA (1984) nas zonas de cisalhamento, o qual promove transformação e redistribuição das mineralizações.

No depósito Salobo 3A verifica-se que existe uma correlação positiva entre as mineralizações de cobre e ouro (Figura 4.10), e há também íntima associação entre as mineralizações de ouro e os termos mais ricos em magnetita. Essa relação é bastante consistente, com a estabilização de um patamar em valores da ordem de 2 g/t Au (Figura 4.11) nos magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos, anfibólio xistos e clorita xistos, configurando uma anisotropia zonal (GUERRA, 1988). Constata-se, portanto, um aumento relativo das mineralizações em direção aos litotipos mais ricos em magnetita.

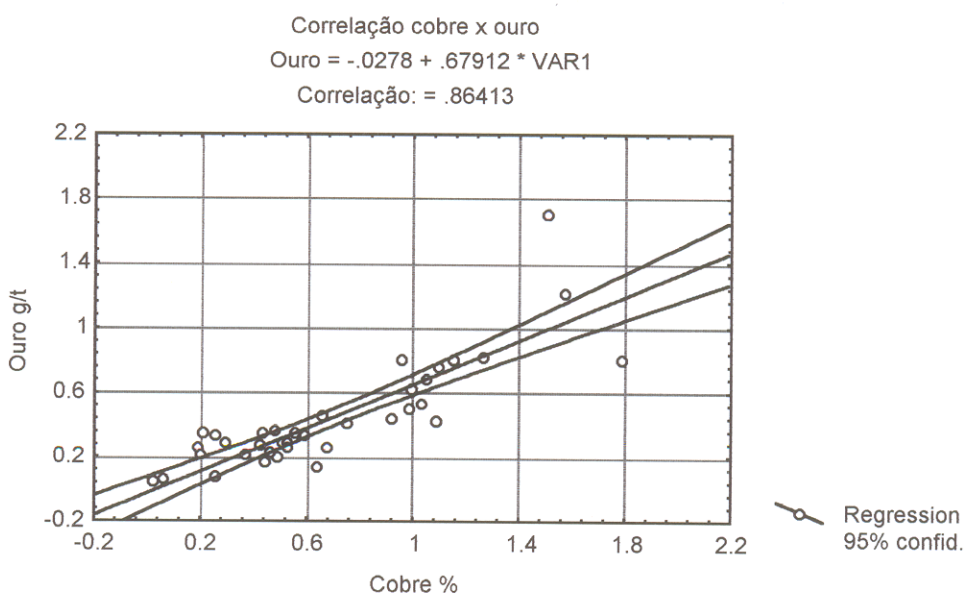


Figura 4.10 Histograma mostrando a correlação positiva do cobre com o ouro. (Fonte de dados: SIQUEIRA & TAKAI, 1994)

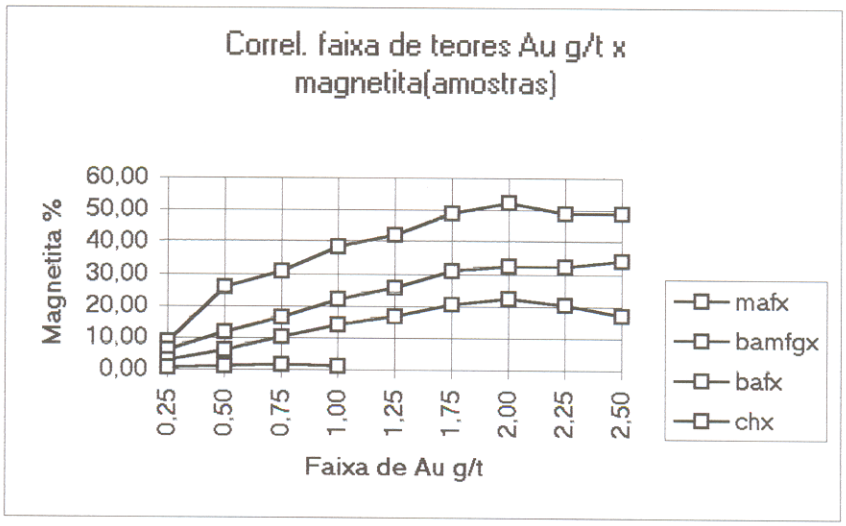


Figura 4.11 Histograma mostrando a relação entre a magnetita e as faixas de teores de Au g/t, nos magnetita-fayalita xistos (mafx), biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos (bamfgx), biotita e anfibólio xistos (bafx) e clorita xistos (chx). (Fonte de dados: SIQUEIRA & TAKAI, 1994).

Essa relação está ilustrada nas Figuras 4.2, 4.10 e 4.11, onde as mineralizações sulfetadas de cobre e ouro ocorrem preferencialmente associadas aos litotipos mais magnetíticos, apresentam-se relacionadas e estão alojadas em feições estruturais ao longo de zonas de deformação concentrada. As principais relações entre as mineralizações sulfetadas e os litotipos são as seguintes:

.bornita-calcocita x (almandina)-(biotita)-magnetita-grünerita xistos;
.calcopirita-bornita x (almandina)-(biotita)-magnetita-fayalita(grünerita) xistos;
.calcopirita >> bornita x magnetita-fayalita-(grünerita) xistos.

Bornita e calcocita compõem as paragêneses mais comuns e de maior expressão volumétrica.

4.4.3 - Forma de ocorrência

Os minerais de minério apresentam as seguintes formas de ocorrência:

Bornita

A bornita ocorre em geral nas microfraturas dos minerais da matriz óxido-silicatada; ocupa clivagens de biotita (Foto 4.16) e anfibólios, onde constitui níveis milimétricos a centimétricos de sulfeto, preenche descontinuidades tipo R, R', P, T; aloja-se ao longo de arranjos S-C e preenche clivagens e estruturas de dilatação em cristais de magnetita, almandina, fayalita, biotita, cummingtonita/grünerita e clorita (Foto 4.17). Apresenta-se também como cristais individuais preenchendo microfraturas e substituída parcialmente por calcocita, ou constitui intercrescimentos complexos e mirmequíticos. Inclusões criptocristalinas de calcopirita na bornita ocorrem com baixa freqüência e há também ocorrências eventuais de bornita disseminada na matriz óxido/silicatada.

Calcocita

A calcocita ocorre em microfraturas tipo R, R', P, T; aparece ao longo das interações S-C da matriz silicatada, preenche fraturas em faixas cominuídas (Foto 4.18) e ocupa feições romboédricas em sítios distensionais na magnetita e na matriz silicatada, cloritizada. Ocorre também como pontuações de 0,1 a 2,0 mm disseminadas, e pode formar intercrescimentos complexos com digenita, bornita e menos freqüente com covelita.

Calcopirita

A calcopirita apresenta-se xenomórfica e forma agregados com a bornita, que pode substituí-la a partir das bordas ou formar inclusões. Ocorre em vênulas milimétricas preenchendo fraturas dos silicatos e da magnetita, ou como pontuações de 0,1 - 3 mm disseminadas na matriz. Em alguns locais da galeria 3A/G3 e em testemunhos de sondagem

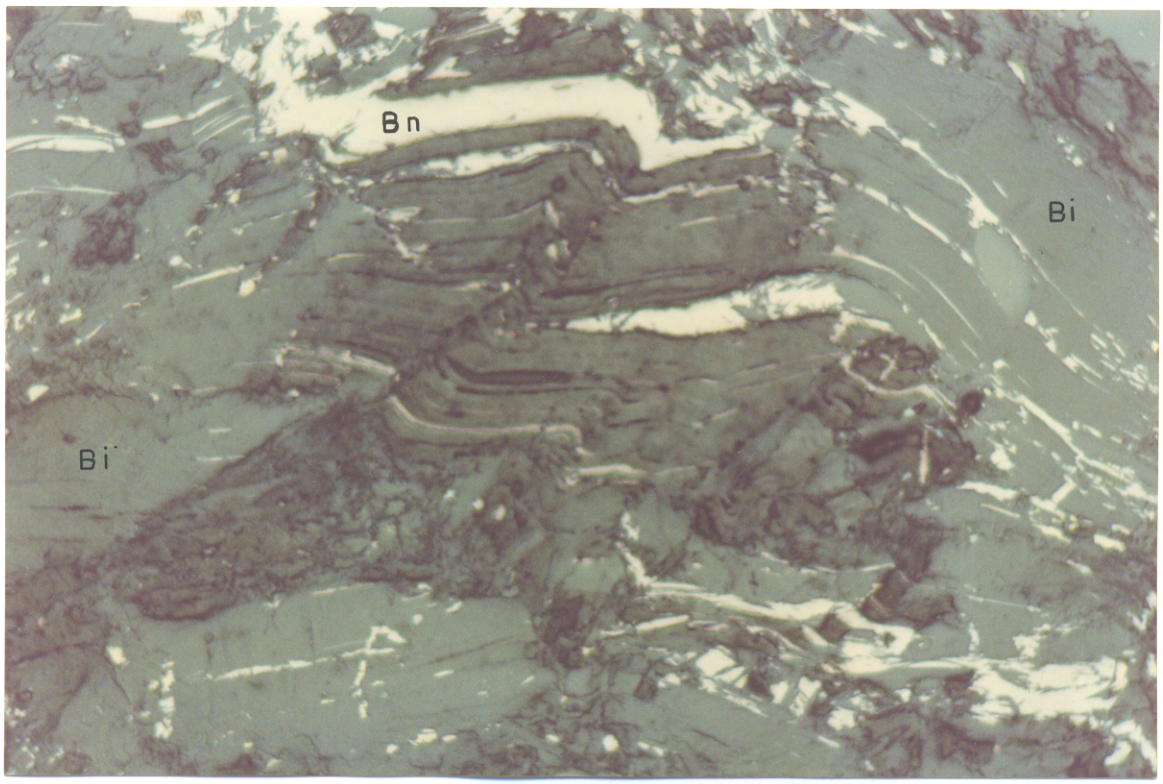


Foto 4.16

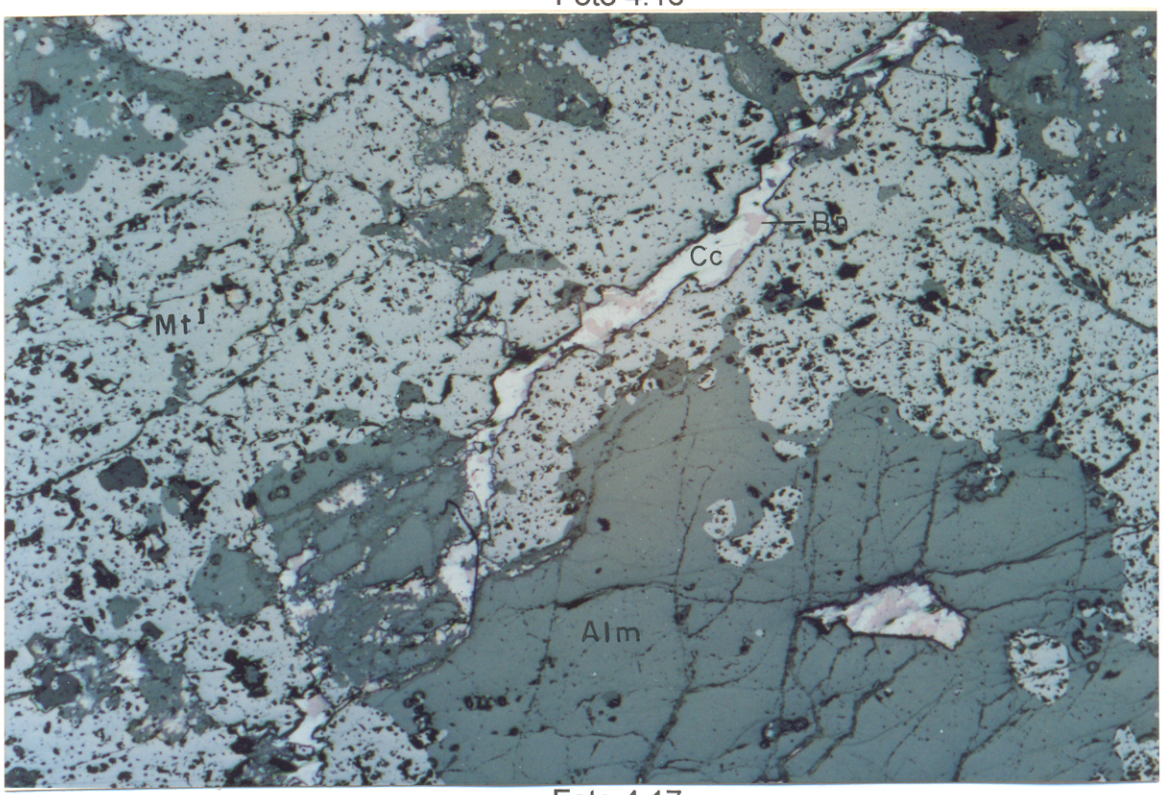


Foto 4.17

existem concentrações de calcopirita em faixas milimétricas cominuídas e alternadas com magnetita e/ou silicatos, notadamente fayalita. Na Foto 4.19 a calcopirita, amarelo-claro, aloja-se em fraturas da magnetita[1], cinza-médio, bem como ao longo de faixas cominuídas. Nessas faixas a magnetita[1] apresenta-se redistribuída em trilhas de porfiroclastos que se alternam com a calcopirita e a matriz silicatada, conferindo um aspecto bandado à rocha.

A calcopirita apresenta uma nítida associação com litotipos mais ricos em fayalita e magnetita. Entre as LT's 800 SE e 1300 SE (Anexo 2), de NW para SE, ocorre um aumento na abundância relativa de calcopirita, principalmente na parte inferior da seqüência, fato esse relacionado a uma maior predominância de lentes de rochas constituídas essencialmente por magnetita e fayalita. Embora exista um certo zoneamento relacionado com o modo de ocorrência dos referidos litotipos, verifica-se que a calcopirita distribui-se generalizadamente no depósito tanto na vertical como na horizontal.

Calcopirita, bornita e grafita

A calcopirita amarelo-claro e a bornita bege-rosado apresentam-se intercaladas com a grafita marrom-médio (Foto 4.20). Tal feição pode ser interpretada como decorrente de interpenetração mecânica ou como uma textura em *sandwich*, devido à cristalização sincrônica de sulfetos e a grafita. Verifica-se ainda que a massa de grafite apresenta-se dobrada, ao passo que a calcopirita exibe microfraturas. Essa resposta diferente dos dois minerais à deformação pode significar que a calcopirita alcançou comportamento rígido enquanto a grafite ainda estava em estado plástico.

Calcopirita, pirita e pirrotita

A calcopirita amarelo-médio pode ocorrer também como mineralização venular subordinada, corroendo a pirita amarelo-claro, destaca-se ainda nessa forma de ocorrência a presença de pirrotita cinza-escuro (Foto 4.21). Trata-se de um tipo de mineralização sem expressão volumétrica no âmbito do depósito e está relacionada geralmente com vênulas de antofilita e clorita.

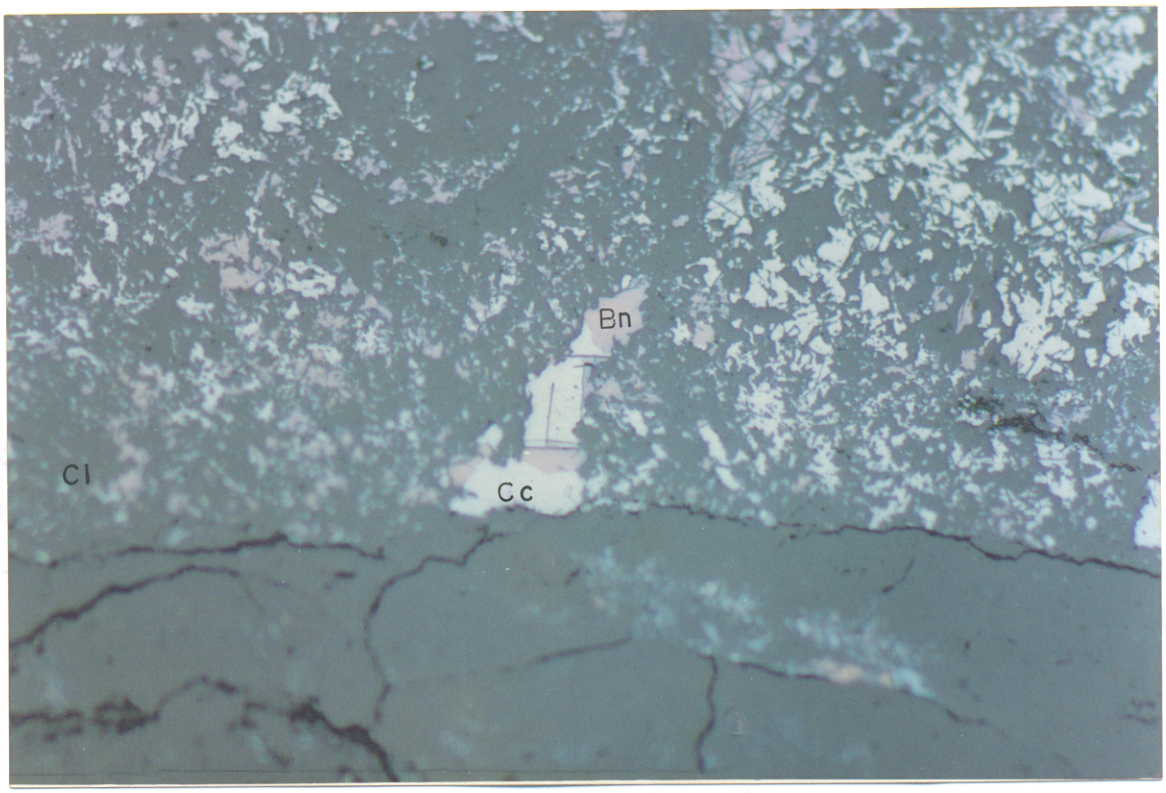


Foto 4.18

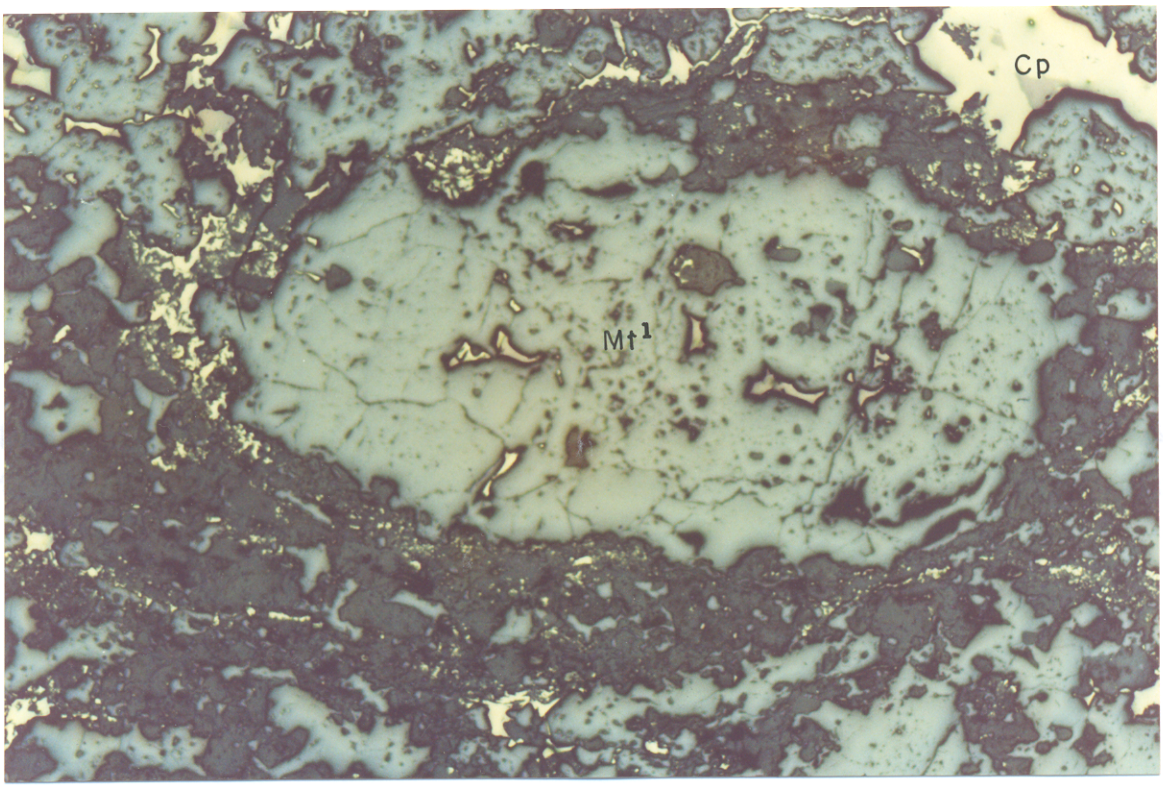


Foto 4.19

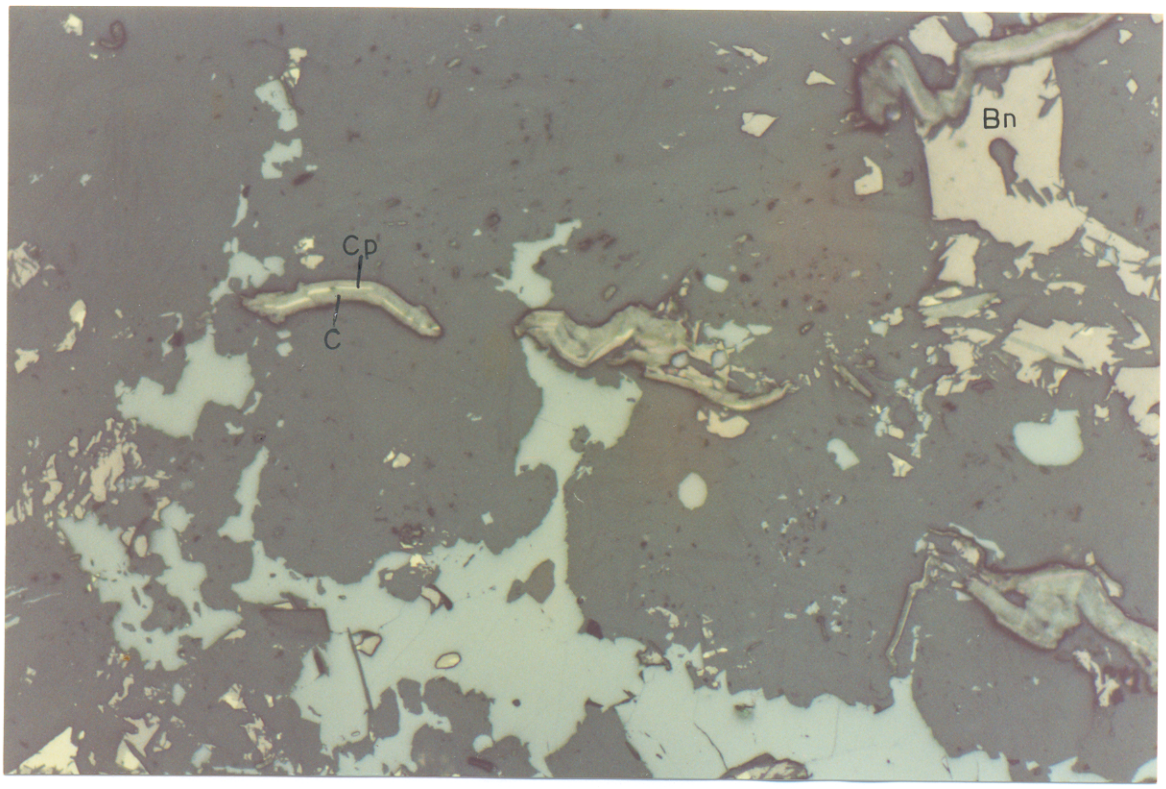


Foto 4.20

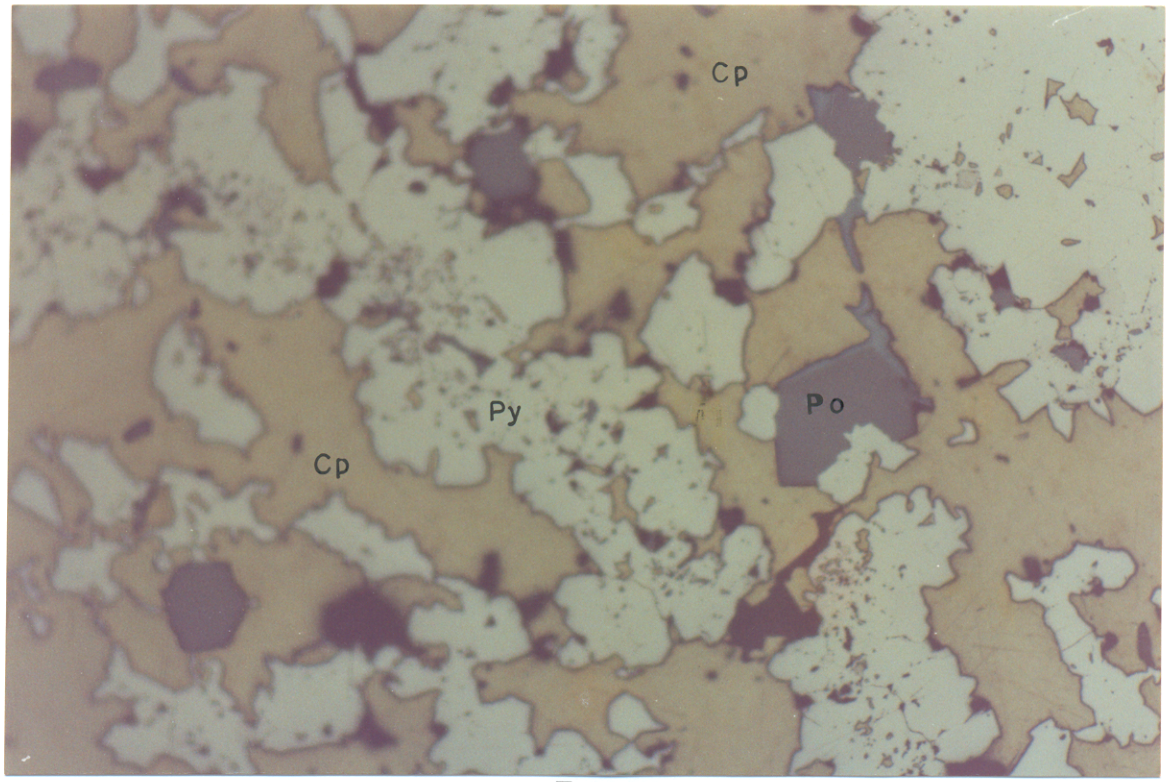


Foto 4.21

Calcopirita e hematita

Outro tipo de mineralização venular bastante subordinada no depósito, é de *hematita lamelar cinza-médio associada com calcopirita amarelo e bornita rosa-amarronzado*. Observa-se ainda como inclusões na bornita alguns pontos azulados de covelita, o que deve representar oxidação localizada (Foto 4.22).

Covelita

A covelita ocorre eventualmente associada à bornita, formando intercrescimentos complexos. Essas feições localizadas de substituição da bornita pela covelita são verificadas geralmente quando há transformações de fayalita em grünerita+magnetita^2, bem como nas proximidades de domínios ricos em fluorita. Esses fatos devem refletir um ambiente marcado por incipiente oxidação.

Bornita, calcocita e covelita

A bornita e a calcocita ocorrem associadas à magnetita^1 e esses sulfetos corroem parcialmente as bordas, ou estão limitados pelas faces retas dos cristais de magnetita^1 (Foto 4.23). Deduz-se, nesse caso, que a magnetita^1 já apresentava comportamento rígido quando houve a cristalização dos sulfetos. A bornita pode apresentar oxidação localizada e transformação para covelita (azul). Na porção superior direita da Foto 4.23 ocorrem cristais de magnetita^2 aciculares, que devem ter crescido por *annealing* (SPRY, 1983), decorrentes da transformação fayalita ==> grünerita+magnetita^2.

A bornita e calcocita ocorrem associadas à clorita e fluorita, ou interclastos em relação a almandina e a magnetita^1 cinza-claro (Foto 4.24). Essas relações petrográficas e estruturais definidas nas seções polidas e delgadas polidas permitem deduzir que, tanto as mineralizações sulfetadas (bornita, calcocita, calcopirita, cobaltita, saflorita e ouro) como a fluorita (item 4.4), foram concentradas/reconcentradas no decorrer do evento deformacional em fácies xisto verde.

Bornita e calcocita na paragênese de fácies anfibolito retrabalhada

A hastingsita apresenta-se como porfiroclastos cominuídos e transformados em clorita nas microfraturas (Foto 4.25), com a bornita rosa alojando-se nos espaços interclastos gerados durante o desenvolvimento de zonas de concentração de deformação. Há casos também de bornita e calcocita alojadas interclastos de hastingsita cloritizados, bem como nas fraturas das partes centrais das faixas. Verifica-se ainda nessas porções um agregado cristalino de bornita e calcocita crescido provavelmente em função de *annealing* dos referidos sulfetos na progressão da deformação (Foto 4.26). À medida que se afasta da parte central da vênula para a borda nessa faixa de concentração de deformação, a bornita e calcocita apresentam-se em cristais menores, indicando que tais sulfetos cresceram em estágios progressivos da deformação.

Bornita e calcocita venular na magnetita[1]

A bornita rosa e calcocita branco também apresentam-se na forma de vênulas preenchendo fraturas na magnetita[1] cinza-claro. No caso da Foto 4.27, a magnetita[1] encontrava-se rígida durante a cristalização da bornita e calcocita, conforme indicado pelos contatos retos observados entre tais sulfetos e a magnetita, os quais amoldam-se a forma deste mineral. Os referidos sulfetos devem ter sido exsolvidos em condições de temperatura da ordem de 335°C (CRAIG & SCOTT, 1974), fato esse evidenciado pelos inetercrescimentos mirmequíticos observados entre a bornita e a calcocita. Destaca-se ainda que a magnetita acha-se parcialmente corroída pelos sulfetos. A almandina cinza-médio, que também apresentava-se estabilizada, experimentou fraturamento hidráulico em alguns locais e intensa cloritização, fato demonstrado através das fibras de crescimento perpendiculares as microfraturas e os porfiroclastos de almandina envolvidos por agregados de bornita e calcocita. Os referidos sulfetos, que por sua vez são contemporâneos à cloritização, cristalizaram ao longo das microfraturas abertas nos porfiroclastos que experimentaram distensão e fraturamento hidráulico no decorrer da deformação progressiva.

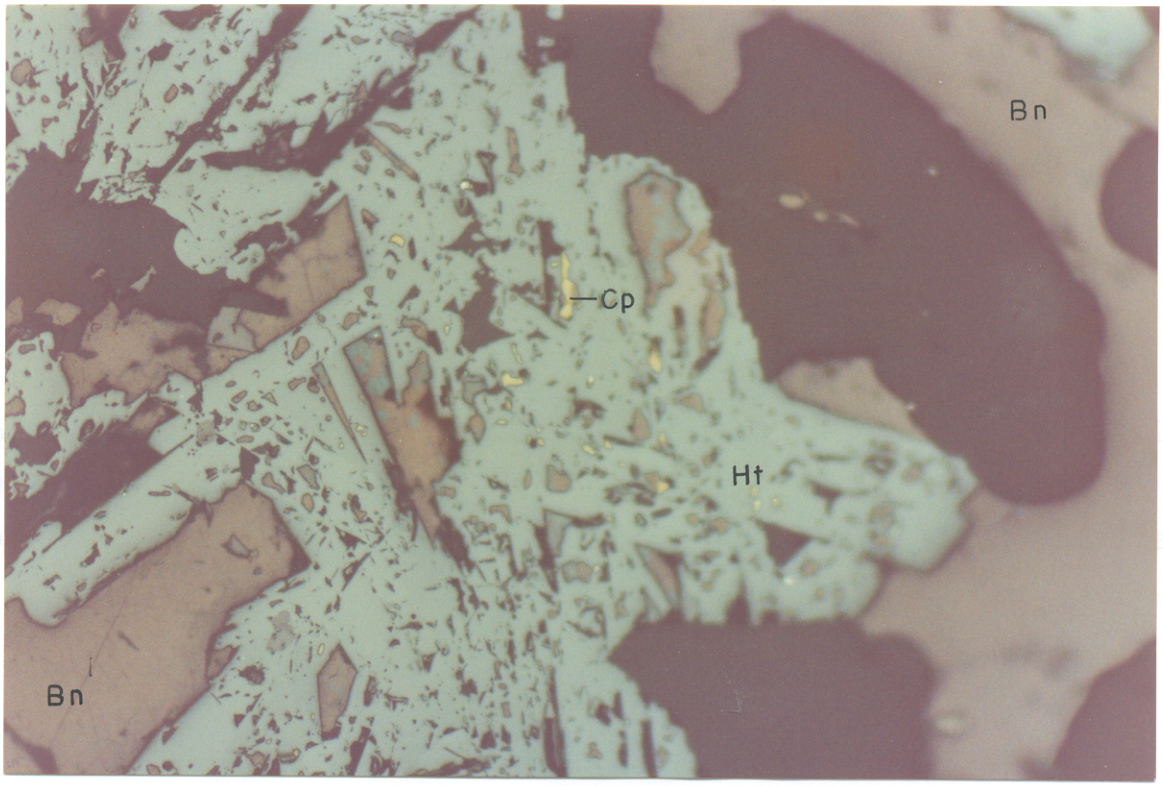


Foto 4.22

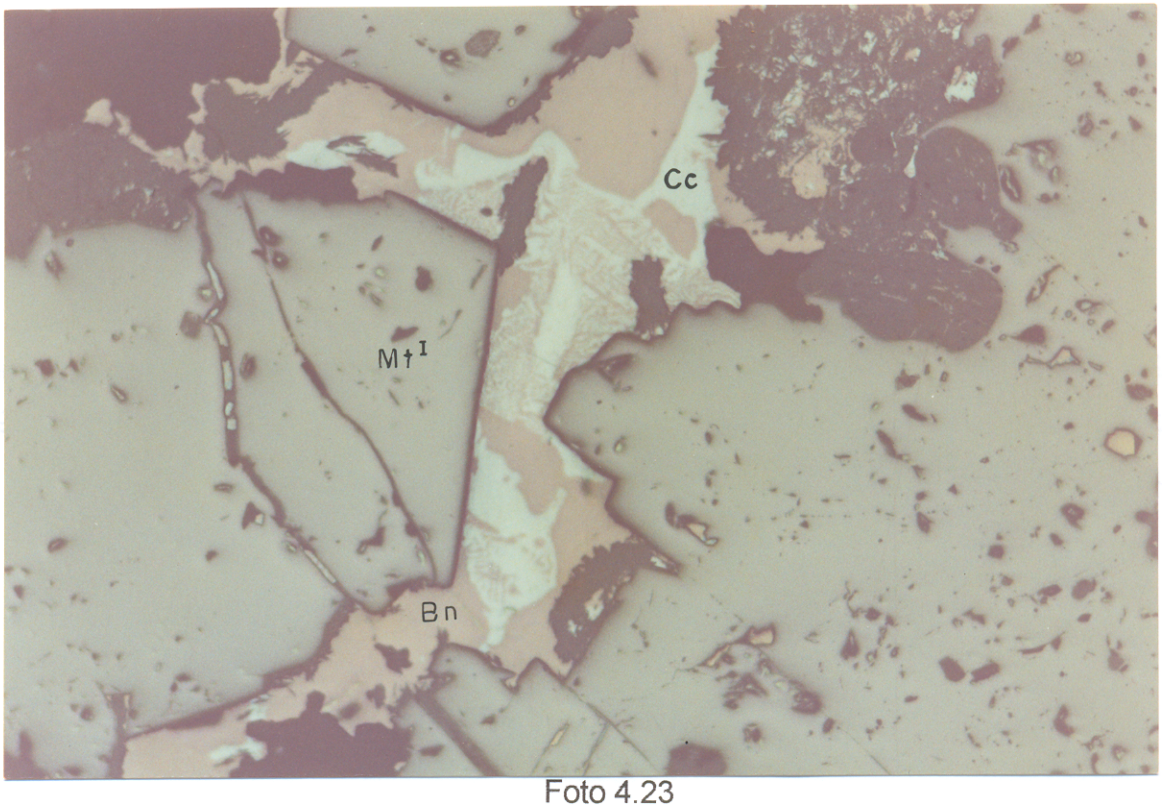


Foto 4.23

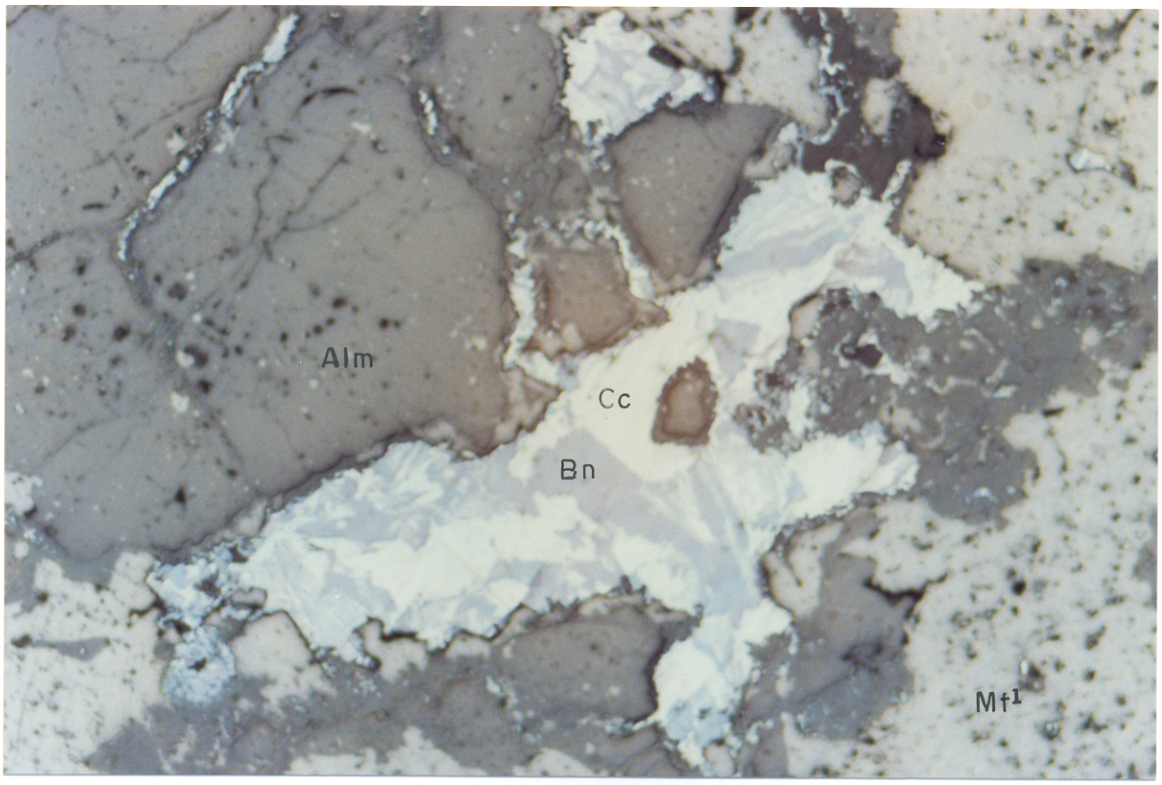


Foto 4.24

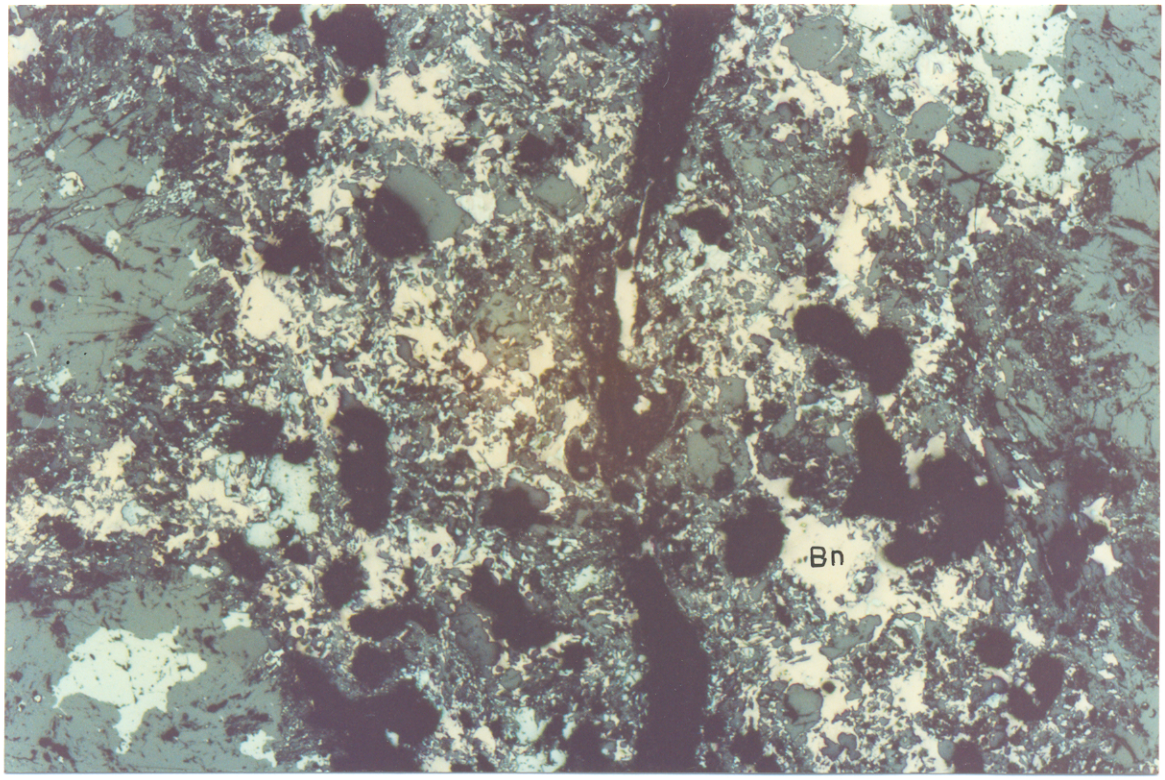


Foto 4.25

Cobaltita e saflorita

A saflorita bege apresenta-se bordejada pela cobaltita branco e ambas estão associadas à calcopirita. Esses sulfetos ocorrem preenchendo microfraturas na magnetita[1] e intergranular em relação à fayalita, magnetita, almandina, biotita e grünerita (Foto 4.28).

Ouro

O ouro ocorre livre na magnetita[1], como microinclusões na cobaltita/saflorita (Foto 4.29) e calcocita/digenita ou no contato desses cristais, e associado preferencialmente aos magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, que são os litotipos com maiores conteúdos relativos de magnetita do depósito. Há ainda finos cristais de ouro com tamanhos variados associados aos silicatos, bem como em microfraturas.

A presença de ouro rosado rico em cobre, diferente do ouro em cor do ouro amarelo, pode evidenciar duas gerações de mineralização ou apenas mudanças químicas devido à remobilização. E.R.P. Silva (informação verbal) detectou, em análise por microssonda, numa partícula de ouro proveniente do minério sulfetado, remobilizado em um veio preenchido por carbonato, uma possível feição de sobrecrescimento onde o centro da partícula apresentava teores baixos em cobre e prata, e altos em ouro. Em direção à borda aumenta o cobre e o ouro e diminui a prata. Esses fatos indicam que o ouro e o cobre coexistiram durante a evolução do processo deformativo, o qual teve significativa participação na formação dessas mineralizações. Há também ouro livre com alto teor de cobre associado a vênulas cloritizadas e/ou carbonatadas, devido à remobilização pelo hidrotermalismo.

Molibdenita

A molibdenita apresenta-se como palhetas milimétricas nos xistos magnetíticos e aluminosos, e na matriz silicatada dos biotita xistos e anfibólio xistos. Em geral preenche microfraturas, sendo observada com maior freqüência onde predominam os minerais cloritizados.

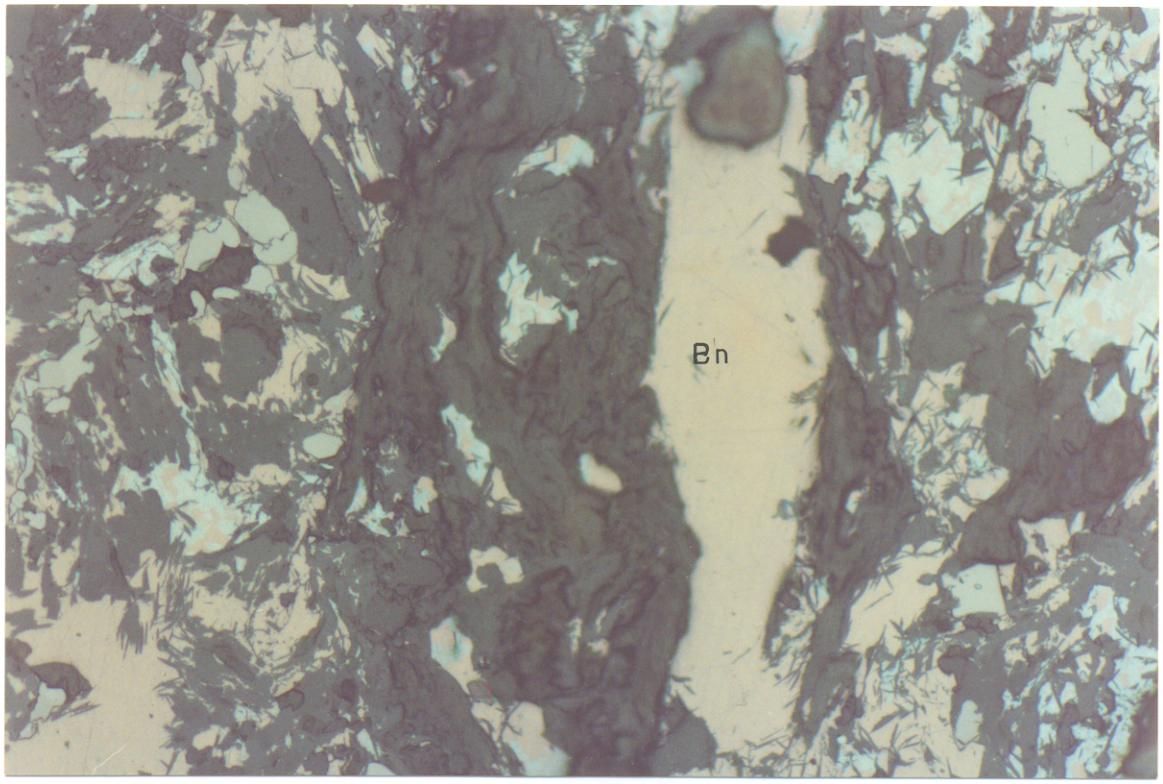


Foto 4.26

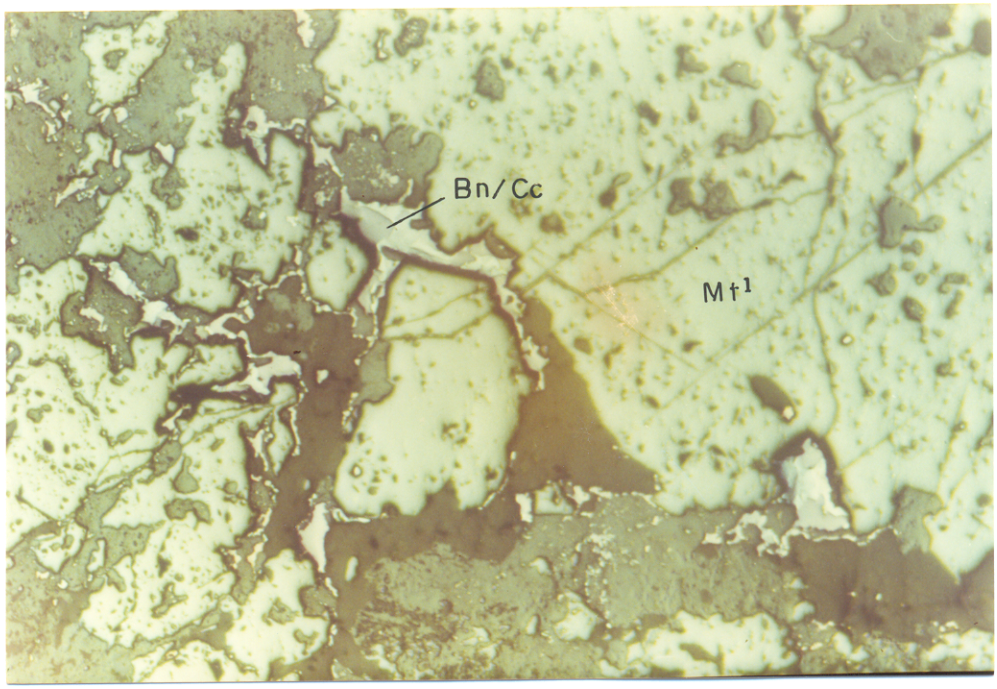


Foto 4.27

Fluorita

A fluorita ocorre como massas irregulares, em geral intercristalinas na magnetita[1], preenchendo feições romboédricas deste mineral e microfraturas da almandina, notadamente nos magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos. Eventualmente a fluorita pode ser encontrada nos biotita e anfibólio xistos também hospedada como fase mineral, onde se destacam frações lenticulares dos magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos. Entretanto, nas análises químicas de amostras provenientes dos biotita xistos e anfibólio xistos, em que não se verifica a presença da fluorita como fase mineral, são detectadas concentrações de flúor em nível de ppm, indicando a presença do referido elemento associado à estrutura dos silicatos (SIQUEIRA & TAKAI,1994).

Grafita

A grafita destaca-se como massas amorfas disseminadas, ou em aglomerados exibindo relações intercristalinas na matriz óxido-silicática, e também preenchendo microfraturas. Pode ocorrer ainda interfoliada com a biotita e anfibólios, bem como com os sulfetos calcopirita, calcocita e bornita por interpenetração mecânica.

Em síntese, os sulfetos de cobre ocorrem nas seguintes formas: nas interações S-C, em regiões de sombras de pressão, em feições estruturas mesoscópicas preenchendo fraturas R, R', P, T e Y=D, eventualmente disseminados; associados a concentrações locais de magnetita e/ou granada, preenchendo microfraturas nesses minerais; em clivagens de anfibólios e biotita, arranjos esses que chegam a constituir níveis milimétricos a centimétricos de sulfeto maciço. Tais feições são indicativas de que a referida mineralização foi remobilizada ou mobilizada para as zonas de cisalhamento durante a evolução da zona de cisalhamento Salobo, pois as concentrações dos sulfetos, em nível de depósito com significado econômico, estão intimamente relacionadas com feições estruturais desenvolvidas no decorrer do processo deformativo.

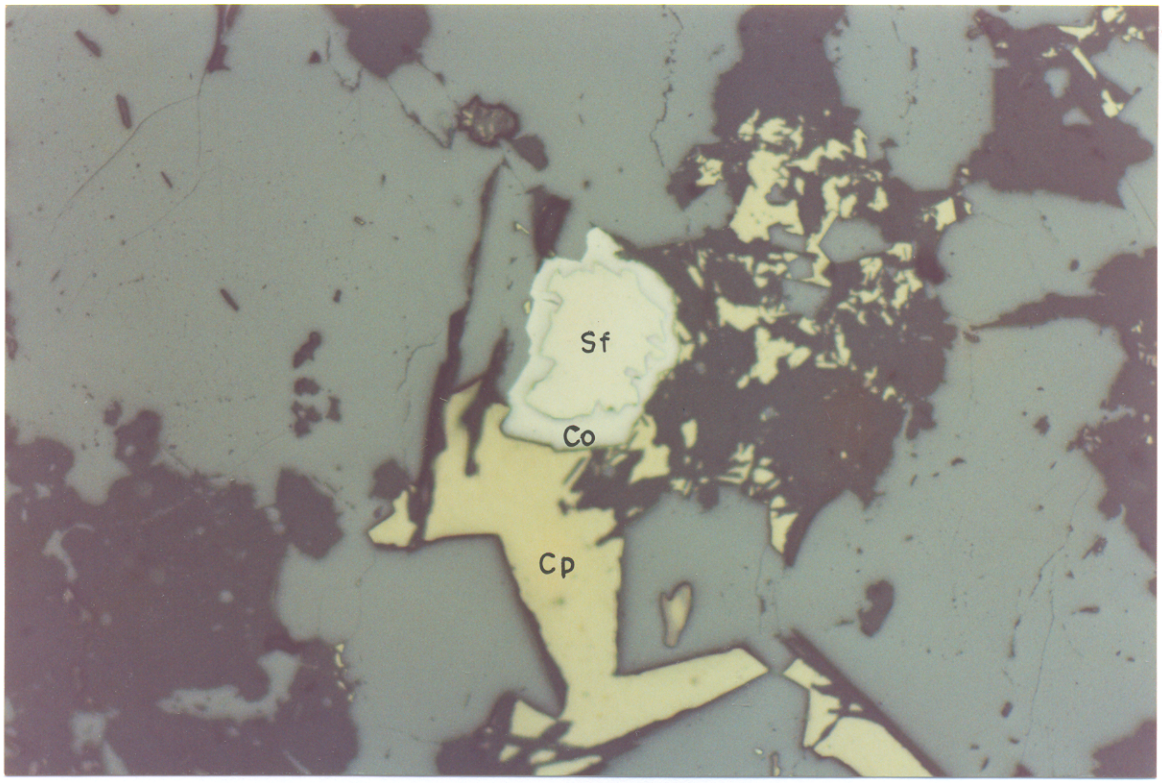


Foto 4.28

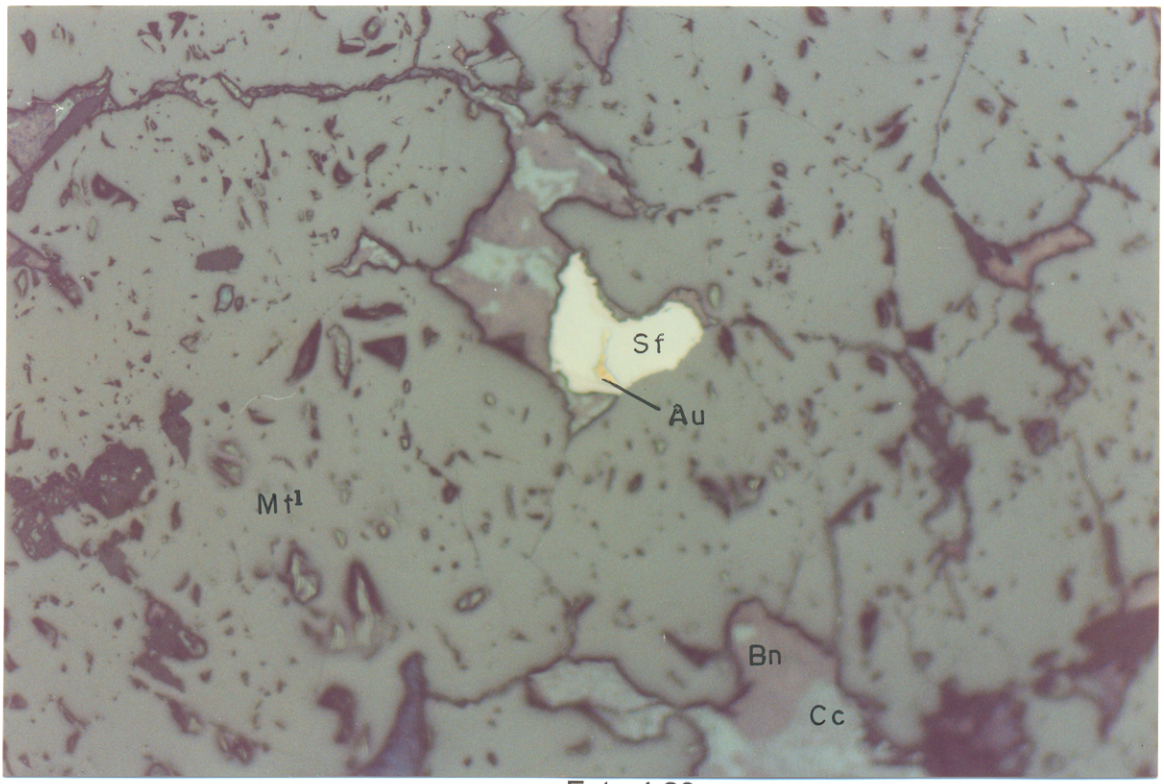


Foto 4.29

4.4.4 - Descrição das armadilhas que alojam as mineralizações

Diversos autores, dentre eles ZALAN (1986); SIBSON (1987); MURPHY (1989); ALLEN & ALLEN (1990), demonstraram que mudanças na direção de uma zona de cisalhamento transcorrente propiciam o desenvolvimento de áreas potencialmente favoráveis para acumulação de mineralizações. ZALAN (op. cit.) demonstrou a relação entre significativos campos de petróleo e as armadilhas desenvolvidas ao longo de falhas transcorrentes. HODGSON (1988) caracterizou importantes mineralizações de ouro em terrenos arqueanos, as quais estão controladas por feições estruturais dilatacionais, denominadas de *tension gashes*, e associadas a zonas de alta concentração de deformação.

As mineralizações sulfetadas do Salobo 3A encontram-se alojadas num segmento curvo transtensivo ao longo da zona de cisalhamento transcorrente principal do dúplex Salobo-Mirim, conforme mostrado na Figura 4.1 e Anexos 1, 2. Nessa área desenvolveram-se feições estruturais similares às caracterizadas por HODGSON (op. cit.), as quais controlaram a deposição das mineralizações sulfetadas. As características dessas armadilhas estruturais são abordadas a seguir.

Faixas cataclásticas

Faixas cataclásticas podem ser visualizadas na matriz óxido/silicatada representada por fayalita, almandina, biotita, grünerita, clorita e magnetita, sobretudo na parte central da zona de cisalhamento. São faixas que se expressam em diferentes escalas, existindo estruturas microscópicas e mesoscópicas. Suas orientações são diversificadas, chegando a configurar um arranjo final anastomosado, pois representam os domínios rúpteis das zonas de cisalhamento. A Foto 4.30 ilustra um exemplo dessas faixas cataclásticas, onde um porfiroclasto de almandina apresenta-se cominuído e cloritizado com as microfraturas preenchidas por mineralizações de bornita e calcocita.

Estruturas *pull-apart* simples e compostas

Essas estruturas romboédricas simples e compostas de dimensões milimétricas acham-se desenvolvidas nos minerais da matriz óxido-silicatada e em agregados de cristais. Em alguns casos verifica-se que se tratam de feições decorrentes da interação de descontinuidades, assemelhando-se a estruturas *pull-apart* do sistema transcorrente. No entanto, há situações onde não se consegue definir as descontinuidades adjacentes, sobretudo onde há coalescência de romboedros formando estruturas compostas. De qualquer modo, os dois casos são interpretados como estruturas transtensivas que alojaram mineralizações de sulfetos. Bons exemplos desses arranjos são mostrados na Foto 4.31, onde se verifica na parte central, pelo menos três estruturas romboédricas ao longo de uma faixa de descontinuidades *en échelon*. No lado direito da Foto destaca-se uma estrutura composta, e outras alongadas. Todas essas estruturas hospedam mineralizações sulfetadas e de fluorita.

Feições tipo estrela

Estruturas romboédricas transtensivas, no geral retangulares ou quadradas, mas com pontas irregulares nos seus vértices, são freqüentes no depósito. Tratam-se de fato de feições dilatacionais com os vértices alongados que lembram a forma de uma estrela. Em alguns exemplos parece que as estruturas foram desenvolvidas a partir da interação de descontinuidades e outras assemelham-se a feições *pull-apart* deformadas por pressão de fluidos que gerou novas fraturas (fraturamento hidráulico). Independente do mecanismo de deformação dominante, todas essas estruturas hospedam as mineralizações de sulfetos. Uma desses estruturas acha-se ilustrada na parte superior da Foto 4.32, onde ocorrem mineralizações de bornita e calcocita, além de fluorita.

Cordões de sigmóides transtensivos (tension gashes)

Feixes de estruturas sigmoidais definindo cordões paralelos ou conjugados são freqüentes no depósito. No geral tratam-se de estruturas alongadas e assimétricas, dispostas

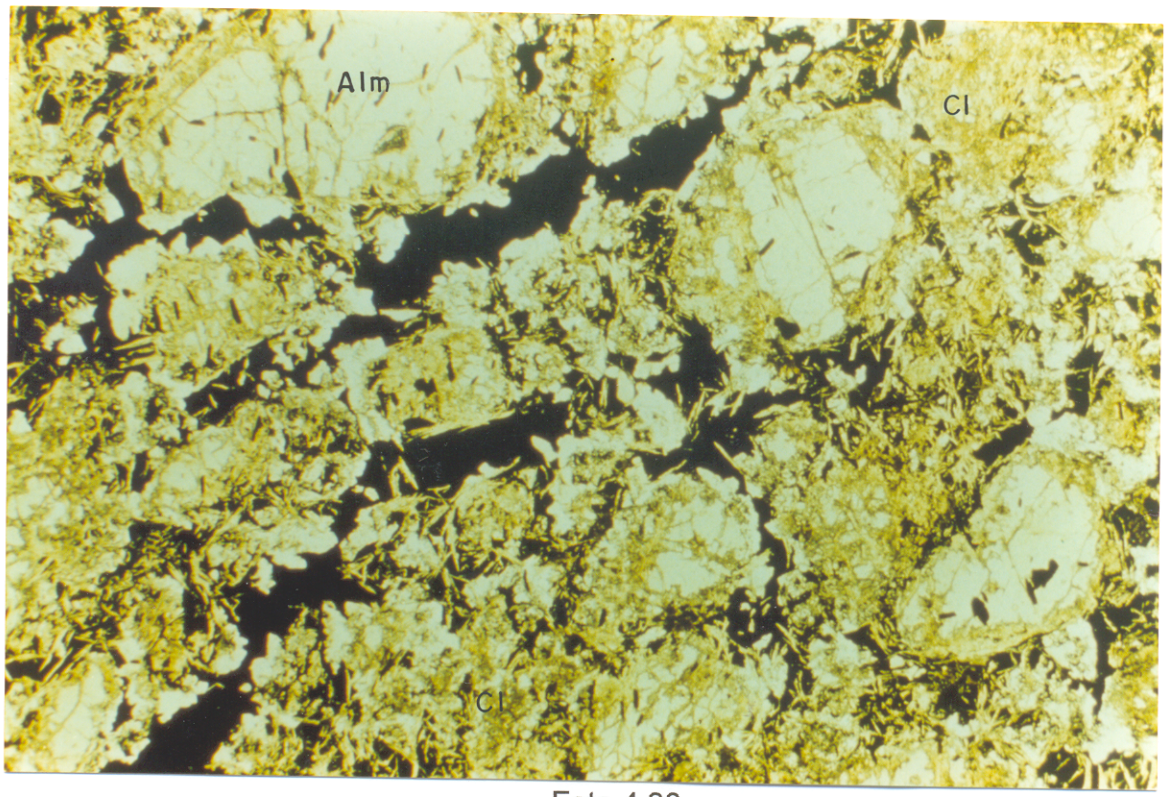


Foto 4.30

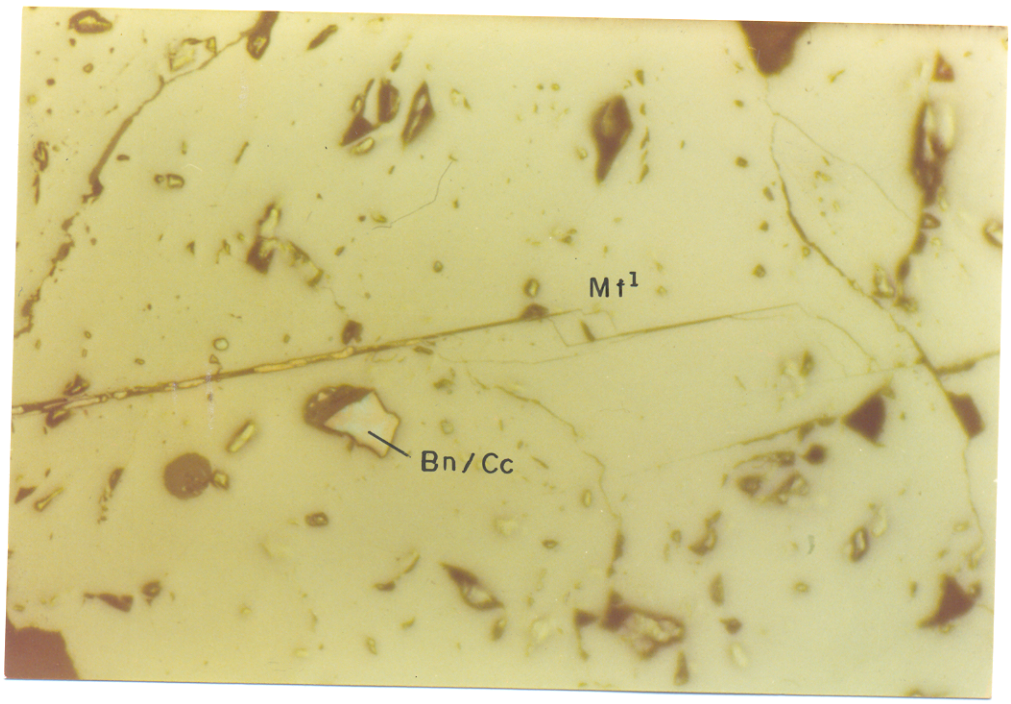


Foto 4.31

em arranjo *en échelon* e sem ligação direta com uma descontinuidade maior. Muitas delas podem ser classificadas como fraturas tipo *tension gashes* simples ou conjugadas, que se ampliam progressivamente devido à pressão interna dos fluidos. Na Foto 4.33 são vistos vários exemplos de cordões de estruturas sigmoidais, com destaque para um arranjo de *tension gashes* acima; nesse local existem também estruturas *pull- apart* associadas.

Sombra de pressão

Sombras de pressão simétricas e assimétricas e de dimensões variadas são freqüentes nos extremos dos porfiroclastos de biotita (SIQUEIRA, 1990) e de almandina. Elas podem ser constituídas tanto por agregados de cristais de quartzo como por massas de sulfetos. A Foto 4.34 ilustra uma região de sombra de pressão na extremidade de um porfiroclasto de almandina, onde se acham alojados bornita e calcocita.

4.5 - INTEGRAÇÃO

Com base nas observações microtectônica e petrográficas foi possível apresentar um quadro-resumo (Figura 4.12) das estruturas que alojam as mineralizações e uma tabela da sucessão mineral (Tabela 4.1). As armadilhas estruturais descritas ocorrem na parte central da zona de cisalhamento Salobo, interpretada como uma zona normal oblíqua, que coincide com um segmento curvo da zona transcorrente principal do dúplex Salobo-Mirim. As feições texturais e as transformações minerais apresentadas (ver itens 4.3 e 4.4) também foram descritas nessa mesma área e têm íntima relação com o desenvolvimento das estruturas.

Dessa relação verifica-se que (a) ocorreu estabilização da magnetita[1], almandina, biotita, plagioclásio e fayalita em condições térmicas de fácies xisto verde alto a anfibolito; (b) que durante a geração das armadilhas estruturais formaram-se a magnetita[2], hematita, grünerita, clorita e fluorita, houve transformações e recristalização de quartzo e a

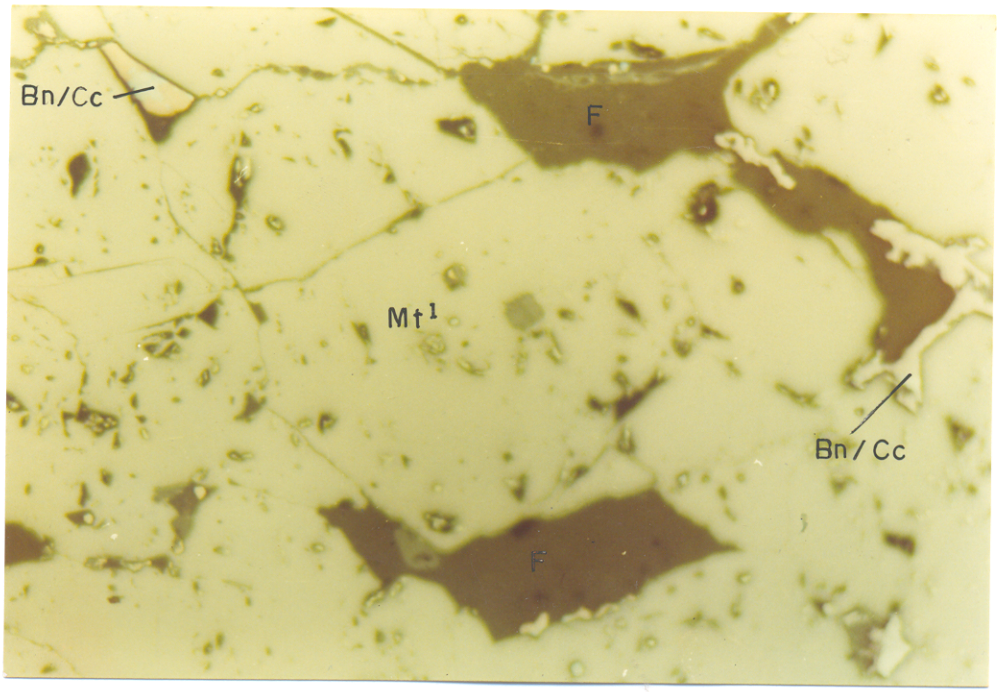


Foto 4.32

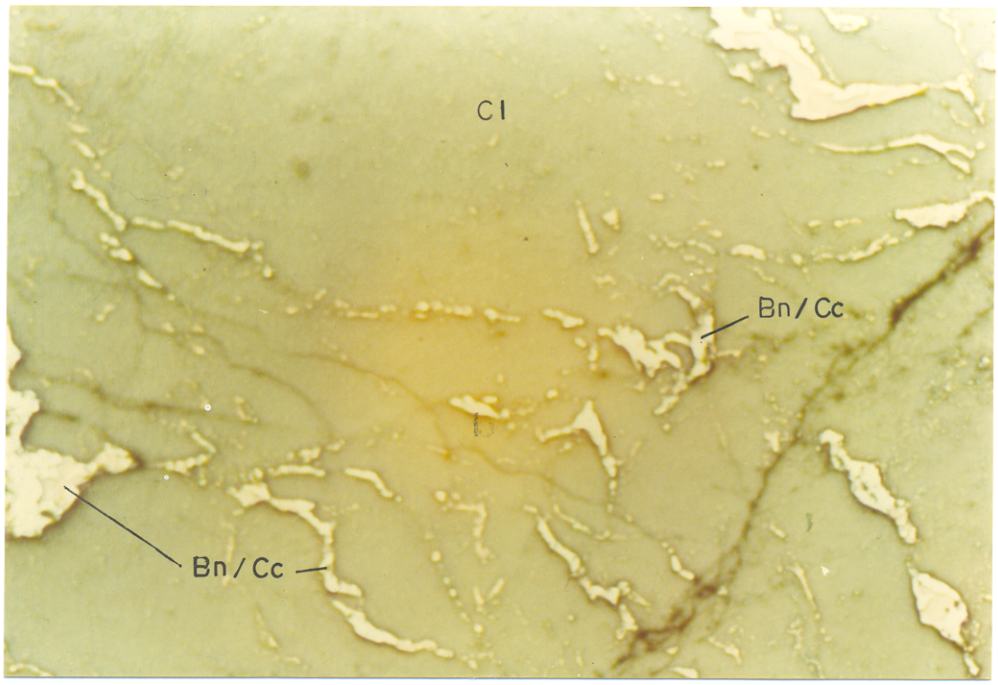


Foto 4.33

reconcentração/concentração de bornita, calcocita, calcopirita, ouro, molibdenita, grafite, cobaltita e saflorita, em condições térmicas de fácies xisto verde.

Nesse contexto, destaca-se o papel das zonas de cisalhamento que se projetaram no interior da seqüência de rochas supracrustais ao longo das quais se formaram, na progressão da deformação, instabilidades que funcionaram como condutos de percolação de quantidades significativas de fluidos. Tais fluidos, conforme será abordado adiante, respondem pelas transformações hidrotermais e pelo transporte e deposição das mineralizações. Nesse ambiente deu-se a mobilização dos sulfetos, que foram finalmente estabilizados em condições térmicas da fácies xisto verde (Figura 4.9A2) e depositadas, com a evolução do processo deformativo, em sítios favoráveis sob o controle estrutural e litológico.

A integração dos dados permite considerar o depósito Salobo 3A como decorrente da atuação de um conjunto de processos (estruturais, petrológicos) ligados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento e que incidiram em uma área formada por rochas caracterizadas por assembléias minerais em fácies anfibolito. Exemplos similares foram discutidos por SIBSON et al. (1975); BEACH (1980); SIBSON (1987, 1989); ROBERTS (1988), DE RONDE et al. (1992) e VALENTA (1994).

4.6 - RELAÇÕES ENTRE OS DEPÓSITOS SALOBO 3A, MIRIM E POJUCA

Conforme apresentado nos itens anteriores, as mineralizações de cobre e ouro do depósito Salobo 3A estão alojadas preferencialmente em magnetita-fayalita xistos e biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, respectivamente com os teores dos metais decrescentes. Esses tipos petrográficos acham-se imbricados entre biotita xistos/anfibólio xistos e formações ferríferas bandadas (bifs), que conjuntamente definem um arranjo lenticularizado ao longo de uma faixa com cerca de 2,5 km de comprimento por 200-500 m de largura, e com postura geral subverticalizada a fortemente inclinada para SW, entre quartzitos a sul e corpos de gnaisses a norte (Figuras 3.1, 4.1 e Anexos 1, 2). Todos os tipos litológicos

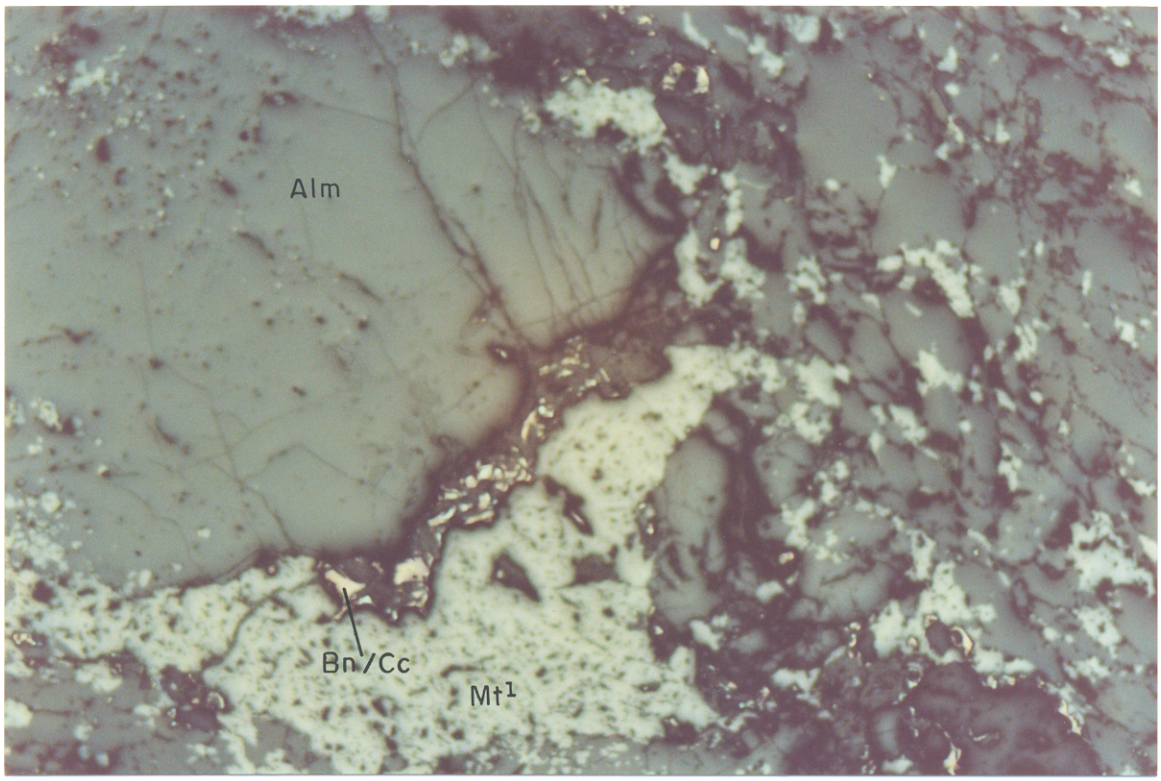


Foto 4.34

apresentam assembléias minerais estabilizadas em fácies anfibolito, com expressivas transformações mineralógicas em fácies xisto verde, que acompanharam um pulso de movimentação transtensiva; durante essa movimentação direcional, que responde também pela formação do dúplex Salobo-Mirim, houve a deposição das mineralizações em armadilhas estruturais dilatacionais. A concentração/reconcentração dos metais resultaram em depósito economicamente importante no cenário da Serra dos Carajás.

O depósito de zinco e cobre do Igarapé Mirim, localizado a cerca de 5 km a NE do depósito Salobo 3A (Figura 3.1 e Anexo 1), está alojado numa seqüência de rochas bandadas, confinada entre dois pacotes de rochas metavulcânicas geometricamente sobrepostas a almandina-biotita-xistos (CVRD/DOCEGEO, 1987). Esse conjunto litológico orienta-se na direção NW-SE, está inclinado para SW, e situa-se estruturalmente abaixo do depósito de cobre Salobo 3A. É oportuno lembrar que se essa distribuição espacial dos depósitos refletisse um empilhamento estratigráfico, significaria que o topo estava invertido (SAWKINS, 1984). Essa seqüência também é caracterizada por assembléias minerais da

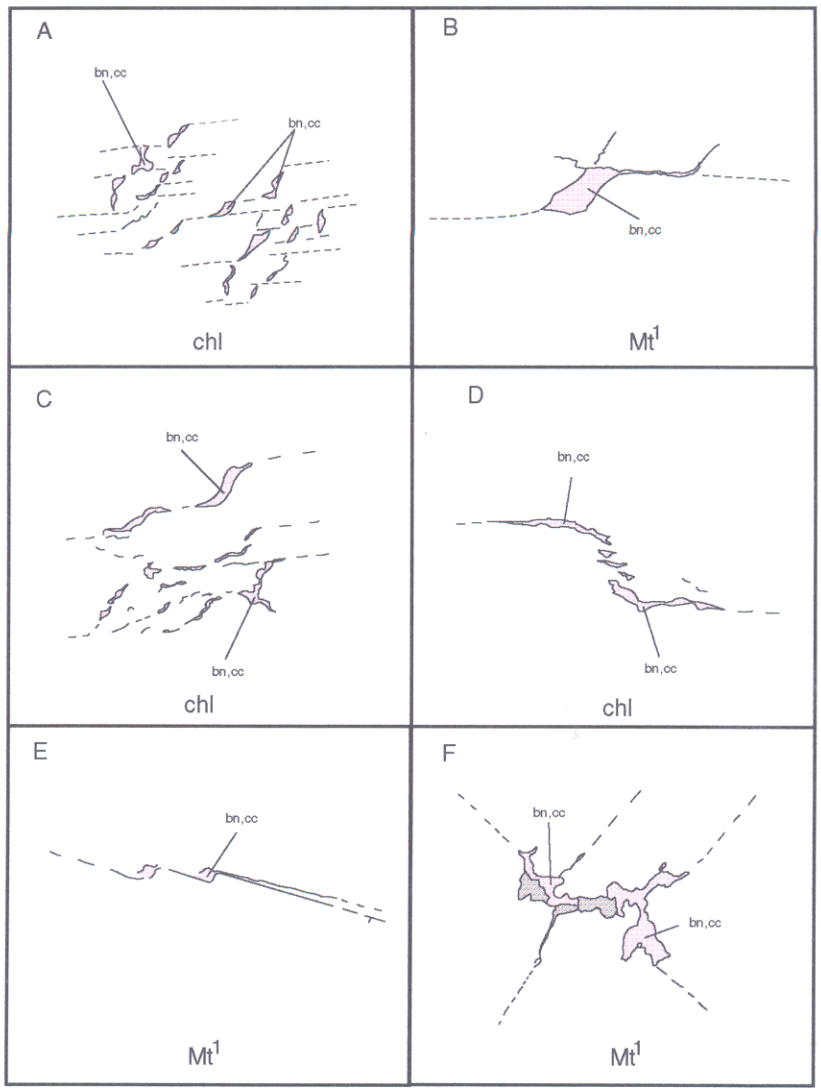
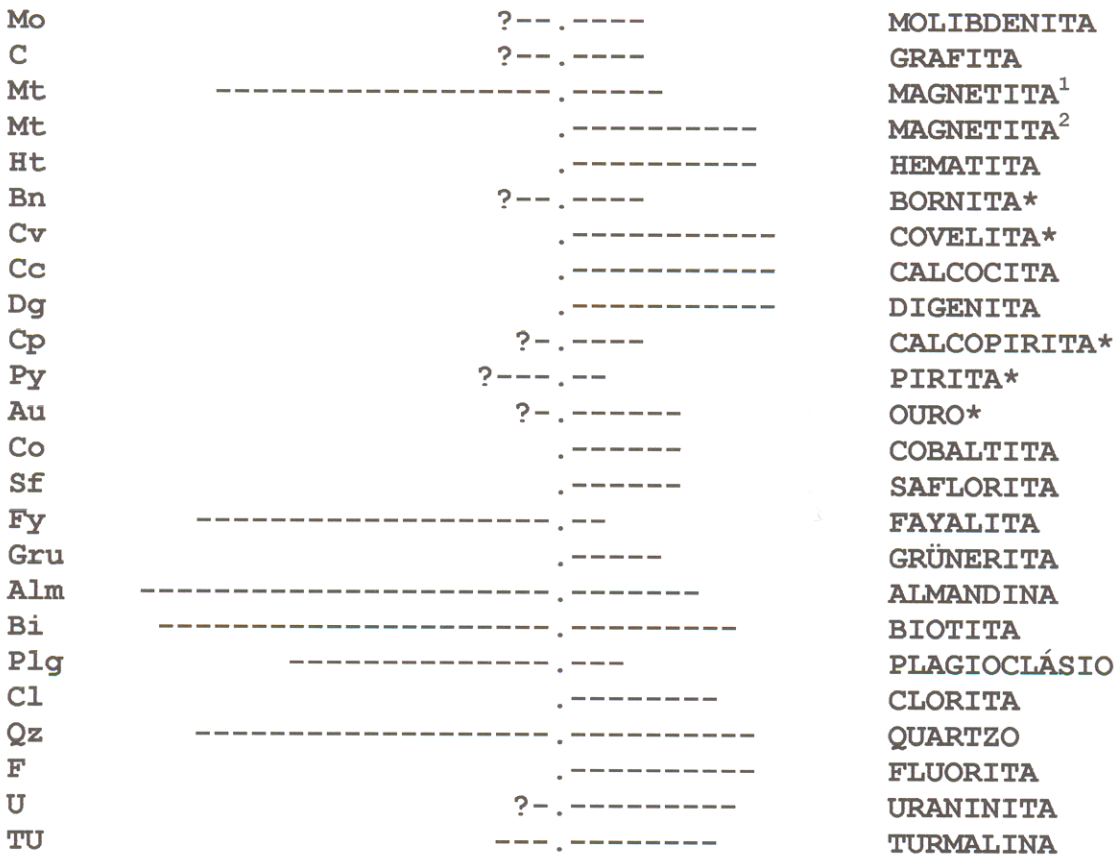


Figura 4.12 Quadro ilustrativo das principais feições estruturais que alojam as mineralizações sulfetadas de cobre e ouro do depósito Salobo. A, C e D - Diferentes situações de cordões de sigmóides implantados em matriz clorítica. Ocular 10x, objetivas 2.5x, 10x e 20x (campos de visão 9,6 mm, 1,40 mm e 0,7 mm respectivamente). Luz refletida, N//. B - Estrutura *pull- apart* desenvolvida em matriz de magnetita[1]. Ocular 10x, objetiva 20x (campo de visão 0,7 mm). Luz refletida, N//). E - Estrutura *pull- apart* composta desenvolvida em matriz constituída por magnetita[1]. Ocular 10x, objetiva 2.5x (campo de visão 9,6 mm). Luz refletida, N//. F - Feições tipo estrela desenvolvidas em matriz constituída por magnetita[1]. Ocular 10x, objetiva 10x (campo de visão 1,4 mm). Luz refletida, N//).

Tabela 4.1 - Quadro resumo da sucessão mineral do depósito conforme as transformações mineralógicas e as relações texturais.



*(Fe,Cu,S,O,Au)é o sistema proposto para evolução da mineralização conforme CABRI (1973)e paragêneses do depósito.

fácies anfibolito, as quais experimentaram significativas transformações hidrotermais em fácies xisto verde. As mineralizações de zinco e cobre estão associadas com estruturas dúctil-rúpteis provavelmente ao longo de uma das zonas de cisalhamento secundárias do dúplex Salobo-Mirim.

O depósito de cobre e zinco do Pojuca está situado a cerca de 12 km a SE do Salobo 3A e associa-se a unidades litológicas de direção E-W e NE-SW e subverticalizados. A Formação Corpo Quatro (DOCEGEO, 1988), que aloja as mineralizações, é composto por uma seqüência de rochas vulcânicas e sedimentares intercaladas. Apresenta os tipos litológicos mais magnetíticos na base e os detríticos no topo (DOCEGEO op. cit.; WINTER, 1994). Essa seqüência foi submetida a metamorfismo progressivo da fácies xisto verde alto a anfibolito, seguido por dois estágios pouco espaçados de metassomatismo sódico-cálcico, durante a deposição das mineralizações sulfetadas, decorrente de percolação de fluidos após o pico de metamorfismo. A interação fluido rocha resultou nas transformações dos cristais de granada e hornblenda das rochas com fragmentos e na deposição dos minerais de minério calcopirita, esfalerita, molibdenita, ouro e as fases hospedeiras de níquel (WINTER, op. cit.). O metamorfismo retrógrado prosseguiu após a deposição da mineralização de metais base do Corpo Quatro, com o desenvolvimento local das assembléias da zona da clorita. Esse depósito encontra-se ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil vinculada ao dúplex transpressivo da Serra dos Carajás (ARAÚJO et al., 1988; COSTA et al., 1995).

No âmbito do quadro geológico regional, verifica-se que esses depósitos encontram-se em estruturas diferentes. O depósito de Cu/Au Salobo 3A relaciona-se com a zona de cisalhamento principal do dúplex Salobo-Mirim, o depósito de Cu/Zn Igarapé Mirim ocorre em uma zona de cisalhamento secundária do referido dúplex, e o depósito de Cu/Zn Pojuca vincula-se a uma zona de cisalhamento dúctil na borda norte do dúplex Carajás. Contudo, os depósitos do Salobo e Mirim desenvolveram-se em áreas transtensivas.

Dentre os aspectos comuns entre esses depósitos, destacam-se (a) suas relações íntimas com zonas de cisalhamento implantadas na interface unidades gnáissicas-pacotes de rochas supracrustais com contribuições vulcânicas e sedimentares; (b) a presença de feixes

de zonas de deformação concentrada no interior dos pacotes de rochas supracrustais fortemente percoladas por fluidos; (c) a existência de assembléias minerais de fácies anfibolito afetadas por processos hidrotermais em condições térmicas da fácies xisto verde; e (d) a associação das mineralizações com faixas estreitas de rochas que experimentaram forte cominuição.

Embora os três depósitos estejam relacionados a estruturas diferentes do quadro tectônico regional, verifica-se que seus desenvolvimentos devem-se à atuação conjunta de processos que incidiram em zonas de cisalhamento. Portanto, é possível que as armadilhas estruturais semelhantes às do depósito Salobo 3A também existam nos depósitos Pojuca e Mirim.

5 - DISCUSSÃO

As zonas de cisalhamento constituem as estruturas principais dos cinturões distensivos, compressivos e transcorrentes (HASUI & COSTA, 1991) e em vários terrenos pré-cambrianos abrigam importantes depósitos de ouro e sulfetos. Tais fatos despertaram enorme interesse na comunidade científica e tais zonas passaram a ser investigadas com enfoques diversos.

De acordo com SIBSON et al. (1975), o mecanismo envolvendo alternância de processos de dilatação (deformação) e difusão de fluidos explica o fluxo intermitente de fluidos hidrotermais dentro e próximo das zonas de falha. Esse modelo implica que o falhamento sísmico atua como um mecanismo de bombeamento sísmico, de modo que os terremotos são capazes de mobilizar quantidades significativas de fluidos mineralizantes de um ambiente para outro na crosta. Para que se forme um depósito metalífero hidrotermal venular através desse mecanismo, é muito importante que a falha intercepte uma região de rocha fonte favorável, tal como uma pilha de rocha vulcânica ou sedimentos em processo de litificação ou metamorfismo, ou um plúton granítico (SIBSON et al., op. cit.). Portanto, situações metalogenéticas potenciais são estabelecidas onde uma zona de dilatação coincide com uma das fontes referidas. Essa concepção pode ser aplicada genericamente para zonas de cisalhamento dúctil onde a maioria dos depósitos minerais resultou da atuação simultânea de processos deformacionais, hidrotermais e metamórficos.

Mineralizações controladas por estruturas têm sido referidas em vários tipos de depósitos (KERRICH & ALLINSON, 1978; ROBERTSON & BROWN, 1986; COX et al., 1987; MAUER, 1987; GLEN, 1987; SIBSON, 1987; dentre outros). O'DRISCOLL (1986) mostrou que diversos depósitos minerais da Austrália estavam relacionados a extensos lineamentos denominados "corredores ou avenidas metalogenéticas", ao longo dos quais incidiram processos de magmatismo, deposição, deformação, metamorfismo e mineralizações; nessas "avenidas" estão alojados depósitos de ouro (Kalgoorlie, Telfer, Bendigo, Cobar, Olimpic Dam), cobre (Mount Isa, Wallroo-Montanas, Olimpic Dam,

Kanmantoo, Cobar), chumbo e zinco (Broken Hill, Mount Isa), urânio (East Aligator River, Olimpic Dam), manganês (Groote Alyandt) e diamante (Argyle).

As seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belts* de todos os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos são caracterizados por numerosos depósitos de cobre, e de cobre e ouro em veios, e aqueles da Província Superior no Canadá são os maiores produtores de ouro dentre os escudos arqueanos (Hodgson & McGeehan apud ROBERTS, 1988). Nesses terrenos não é fortuita a coincidência das minas alinhadas ao longo de extensos lineamentos, tais como as falhas Destor-Porcupine e Kirkland-Cadillack no Canadá (Figura 5.1), que são apontadas como decorrentes da atuação de regimes extensionais.

As minas de ouro das regiões de Abitibi e Red Lake (Figuras 5.1 e 5.2) na Província Superior, de acordo com ROBERTS (op. cit.) estão relacionadas com unidades litológicas que foram submetidas a transformações dentro das zonas de cisalhamento. Os depósitos auríferos vinculam-se a zonas de cisalhamento subverticais e desenvolvidas em condições dúctil e rúptil, cuja terceira dimensão dos corpos mineralizados é paralela à lineação de estiramento (Figura 5.3).

No geral a mineralização ocorre em veios que preenchem fraturas ou aloja-se nas rochas adjacentes alteradas por metassomatismo. Nas minas Campbell e A.W.White do distrito Red Lake (Andrews et al. apud ROBERTS, 1988) e nos depósitos Golden Mile de Kaargolie (PHILIPS, 1986) os veios de quartzo são componentes menores, e as zonas mineralizadas são formadas por rochas máficas silicificadas contendo pirita disseminada e arsenopirita, substituída e formando *stringers* na máfica hospedeira.

No Escudo Fenoscandiano ocorrem diversos depósitos mesotermais de ouro e cobre em *greenstone belts* proterozóicos (GÁAL & SUNBLAD, 1990); (Bjorlyle et al. apud ETTNER el al., 1994). Esses depósitos, além de outros exemplos alojados em *greenstone belts* proterozóicos, tais como os depósitos australianos Telfer e Tenant Creek (Goellnicht et al.; Nguyen et al.; Wedekind et al. apud ETTNER et al., op.cit.), tendem a ser ricos em metal base.

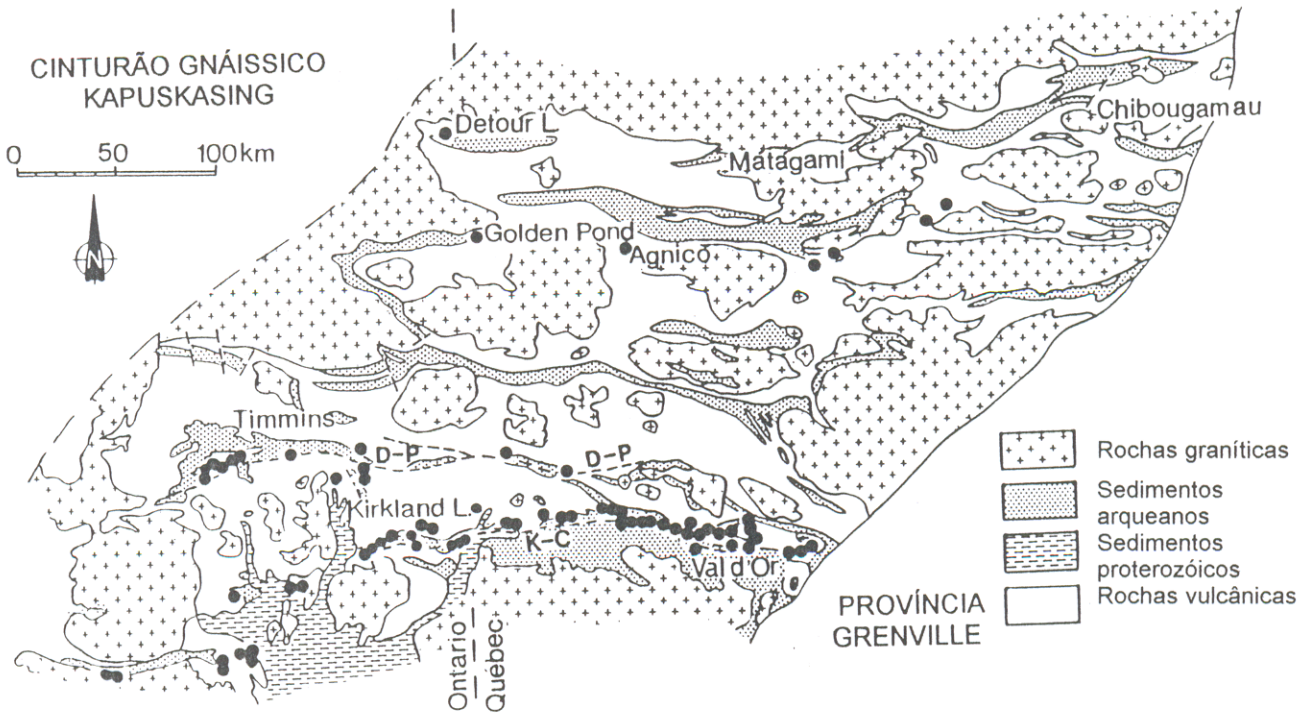


Figura 5.1 - Distribuição dos depósitos de ouro no *greenstone belt* Abitibi. D-P Falha Destor-Porcupine; K-C Falha Kirkland Lake-Cadillac. (Fonte: Goodwin & Ridler apud ROBERTS, 1988).

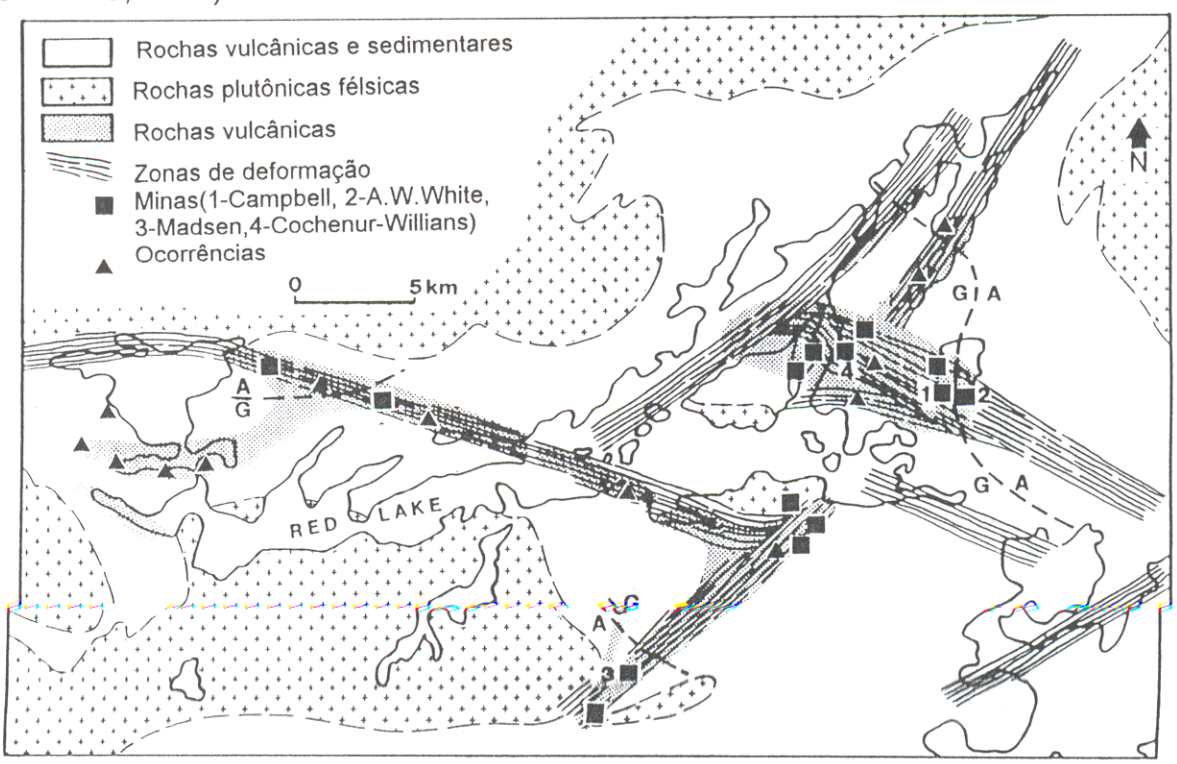


Figura 5.2 - Relações entre os depósitos de ouro e as zonas de deformação/alteração regional dos principais plútons do distrito Red Lake. (Fonte:Goodwin & Ridler apud ROBERTS,1.988).

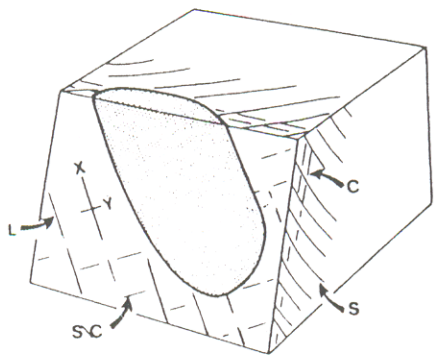


Figura 5.3 - Relação entre as tramas estruturais (eixos do elipsóide de deformação finita) e os corpos de minério. Os corpos de minério são paralelos ao eixo X do elipsóide finito, isto é, a lineação de estiramento. (Fonte: ROBERTS, 1988).

Por outro lado, os depósitos de ouro tipo do veio arqueanos têm menor conteúdo de metal base (Groves & Foster; Hodgson & McGeehan apud ETTNER et al., 1994).

O depósito Bidjovagge de ouro e cobre, situado na parte norte da Noruega, no Escudo Fenoscandiano, aloja-se numa zona de cisalhamento que afeta o *greenstone belt* Kautokeino (Figura 5.4) do Proterozóico Inferior (ETTNER, op. cit.). Essa zona de cisalhamento contém mineralizações situadas em corpos lenticulares ao longo de uma faixa com cerca de 2.5 km de extensão. A mineralização foi subdividida em dois grupos, um rico em ouro e outro em cobre. O rico em ouro está alojado em estruturas dúctil-rúpteis, enquanto a rica em cobre ocorre em estruturas rúpteis e se superpõem à trama dúctil. Essas feições são indicativas de que o depósito de ouro formou-se num estágio de transição dúctil-rúptil, enquanto o depósito de cobre formou-se em condições rúpteis. A mineralização de ouro ocorre finamente disseminada como ouro nativo e telureto de ouro, num felsito albítico cisalhado e microbrechado, estando os mais altos teores relacionados com as zonas de oxidação. A mineralização de Cu ocorre como calcopirita e bornita subordinada, alojada em veios compostos por carbonato de granulação grossa (ankerita, calcita), além de albita, actinolita, quartzo, pirita, telureto e ouro nativo subordinados.

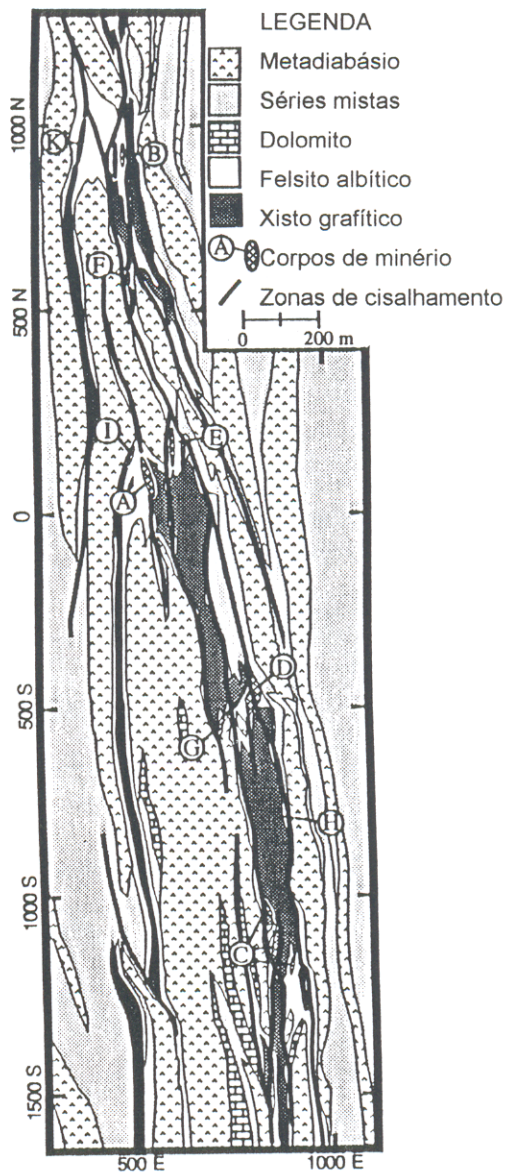


Figura 5.4 - Mapa geológico da antiforma Bidjovagge com a localização das lentes individuais de minério ao longo das zonas de cisalhamento no limbo este da antiforma. (Fonte: Nielsen & Bjorlike apud ETTNER et al., 1994).

A produção de ouro do distrito Mining (Figura 5.5) é proveniente principalmente de veios alojados ao longo de falhas e zonas de cisalhamento com direções NW-SE, NE-SW, e N-S (WOODWARD, 1993). As rochas hospedeiras são gnaisses e anfibolitos, diques de diabásio proterozóicos e rochas graníticas do Cretáceo Superior do batólito Tobaaco Root. As estruturas com direções E-W a WNW-ESE são caracterizadas essencialmente por rejeito reverso e sinistral, e correspondem a falhas antitétcas de rejeito oblíquo em relação à movimentação sinistral da falha Mammooth, que é a principal

estrutura do distrito. As falhas de direção NE-SW são interpretadas como reversas e de cavalgamento. A grande maioria da produção de ouro tem sido da região da falha Boss Tweed (Figura 5.6) e das minas Mammooth, desenvolvidas em veios de direção W-E a WNW-ESE, alojados em zonas de cisalhamento implantadas em rochas metamórficas. O desenvolvimento dessas estruturas é entendido através de um movimento anterior à colocação dos corpos do Proterozóico Médio, o qual gerou a falha Mammooth e os milonitos, seguido por um movimento ligado à orogenia Laramide que resultou na fragmentação dos cataclasitos e milonitos e na formação de estruturas permeadas por soluções mineralizantes.

Os veios maiores e com mais altos teores do distrito orientam-se aproximadamente paralelos à direção de compressão máxima da orogenia Laramide e, portanto, podem estar alojados em fraturas de extensão. Ondulações locais na superfície das falhas também afetaram a mineralização, visto que as zonas de minério são mais espessas onde os ângulos de mergulho da capa são menores, ou onde há mudança de orientação. Além desses controles, as acumulações mais expressivas estão alojadas num leque extensional imbricado da zona de falha Boss Tweed. As mineralizações de calcopirita, chumbo, zinco, macknawita, pirrotita, hessita, tetraedita, teluretos de prata e ouro são interpretadas como tendo sido depositadas no Cretáceo Superior, sin ou pós-colocação do batólito Tobacco Root, e seus plútons satélites. Os minerais de minério são encontrados principalmente em fraturas da pirita ou substituindo-a, sugerindo portanto que é necessária a presença da pirita e a abertura das fraturas, que facilitaram a percolação dos fluidos mineralizantes. A fonte do ouro é desconhecida, porém há sugestões de que as rochas ígneas ou as metamórficas, por lixiviação, podem ter funcionado como fonte para o referido metal.

Na região de Stawell, no oeste da Austrália (MAPANI & WILSON, 1994), predominam sedimentos turbidíticos e metassedimentos vulcanoclásticos subaquosos, os quais são afetados por dois sistemas de zonas de cisalhamento que hospedam a mineralização de ouro na mina Magdalena. Os limites da estrutura Scotchmans, em Stawell, são definidos por falhas mestras discretas ao longo das quais stão alojados veios de quartzo laminados,

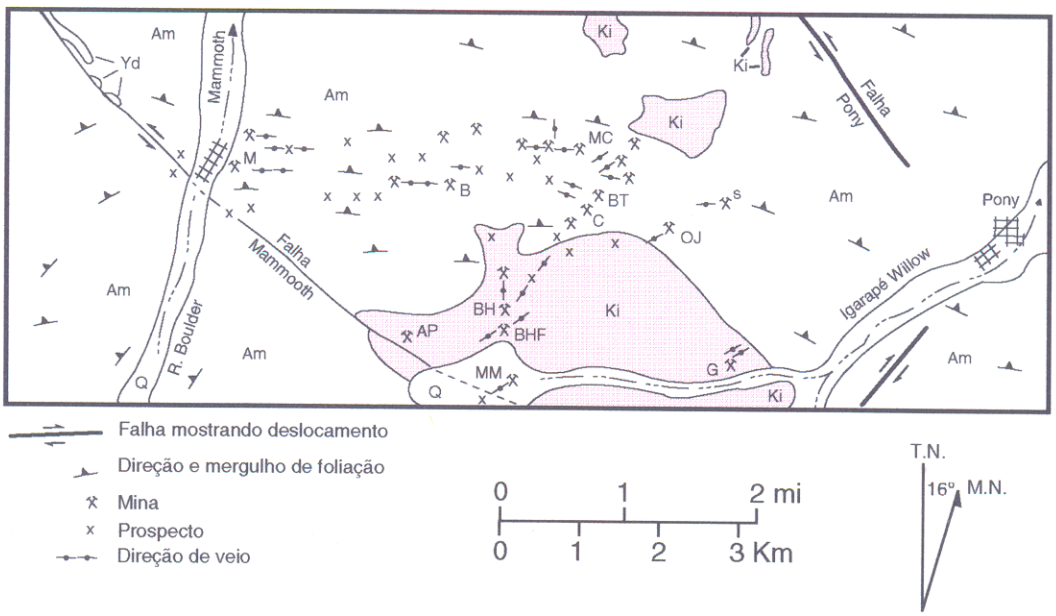


Figura 5.5 - Mapa geológico esquemático do distrito mineiro Pony. Am=rochas metamórficas Arqueanas, AP=Mina Atlantic-Pacific, B=Mina Bozeman, BH=Mina Ben Harrison, BHF=Mina Ben Harrison Fraction, BT=Mina Boos Tweed, C=Mina Clipper, G=Mina Garnet, Ki=Intrusões Cretáceas, M=Mina Mammooth, MG=Mina Mountain Cliff, MM=Mina Mountain Meadow, OJ=Mina Old Joe, Q=Quaternário, S=Mina Strawberry, Yd=diabásio Proterozóico. (Fonte: Vitalino & Cordua apud WOODWARD,1993).

portadores de ouro. A capa e a lapa dessa zona de falha são interconectadas por um arranjo irregular de falhas secundárias, as quais configuram estruturas tipo dúplex (Figura 5.7, seção C-D), contendo estrias, zonas de foliação de cisalhamento rotacionadas e tramas S-C. Nos locais onde as zonas subsidiárias interagem com a falha principal os teores de ouro aumentam de 4-5g/t para 10g/t. A microtrama nos veios de quartzo indica sucessivos eventos no decorrer do processo evolutivo e as assembléias mineralógicas, formadas por pirrotita, pirita, calcopirita e galena, são deformadas junto como os micaxistos grafitosos hospedeiros, porém não contêm ouro. Essas assembléias são afetadas por zonas de cisalhamento e falhas subsidiárias são preenchidas por arsenopirita, pirita, quartzo e calcopirita subordinada. Tal assembléia mineralógica é hospedeira da mineralização de ouro, a qual ocorre como inclusões na pirita e arsenopirita, ou preenchendo fraturas.

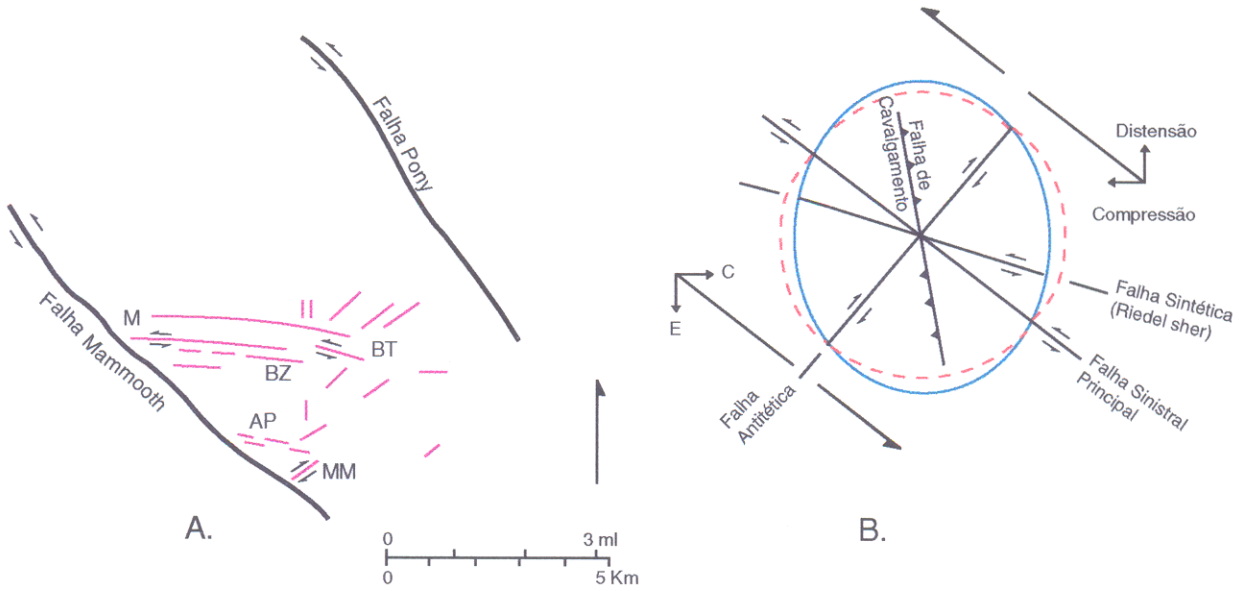


Figura 5.6A - Mapa esquemático mostrando as falhas Mammooth e Pony. AP=Atlantic-Pacific, BT=zona de cisalhamento Boss Tweed, BZ= veio Bozeman, M=sistema de veios Mammooth, MM=veios Mountain Meadow. B- Diagrama esquemático mostrando o elipsóide de deformação e as estruturas subsidiárias associadas com a falha principal sinistral. (Fonte:Vitalino & Cordua apud WOODWARD,1993).

O depósito de ouro venular Contact Lake está situado na parte norte de Saskatchewan, Canadá, no domínio proterozóico La Range do orógeno Transhudson, com idade 1.9-1.7 Ga (FAYEK & KYSER, 1995). O depósito está relacionado com uma zona de cisalhamento reversa de alto ângulo, a qual corta as fácies graníticas e granodioríticas do plúton composto Littlle Deer Lake (Figura 5.8). Com base na mineralogia, aspectos texturais e relações de interseção foram identificados 4 estágios distintos de formação de veios na zona de cisalhamento (Figura 5.9). Os veios do estágio I incluindo feldspato-quartzo+/-biotita, não contêm ouro, e ocorrem como manchas ou cordões de 3-100 cm de espessura e vários metros de comprimento. Os veios do estágio II (quartzo-biotita) também não têm ouro, apresentam espessuras da ordem de 1-100 cm e são envolvidos por uma auréola de alteração com espessura inferior a 1 m, constituída de epidoto e biotita. Os veios do estágio III, formados por quartzo, muscovita, pirita e ouro, têm espessuras

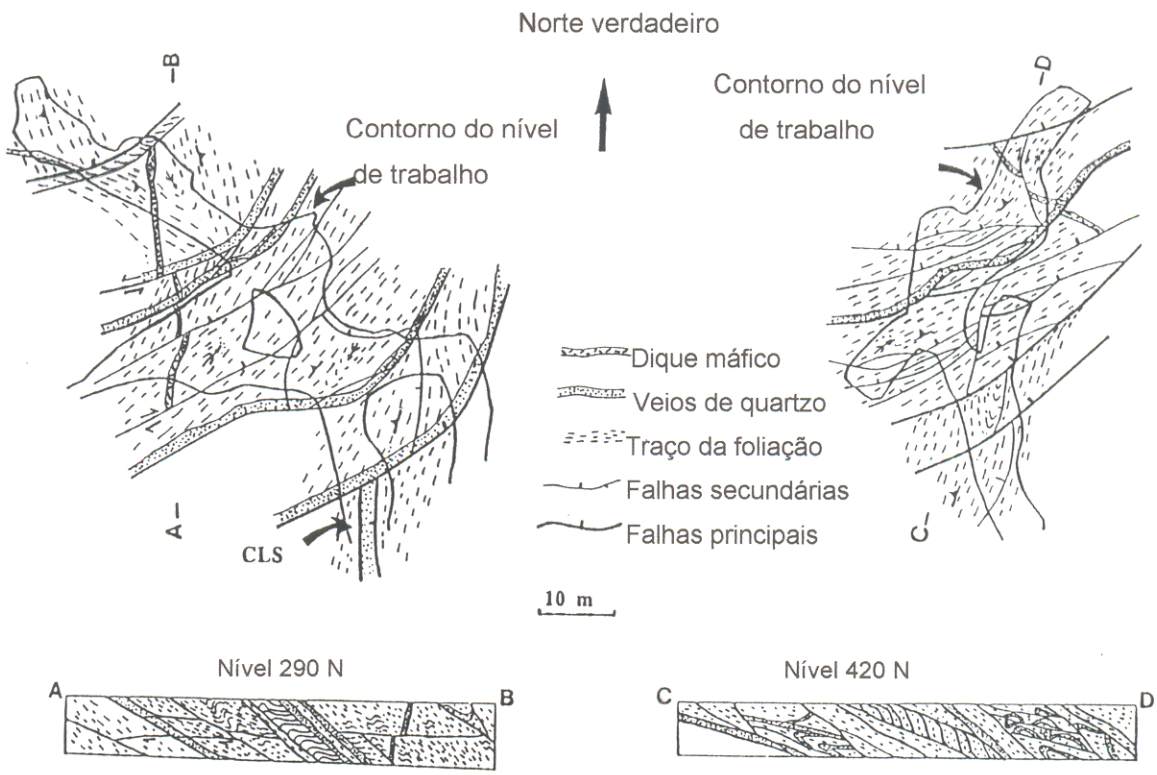


Figura 5.7 - Vista em planta dos níveis 290 N e 420 N mostrando a distribuição das falhas nas quais estão alojados os veios de quartzo portadores de ouro. As linhas mais grossas delimitam as bordas da zona de falha principal Scotchmans. Os movimentos principais das falhas são reversos e direcionados para sul. A geometria dos dúplexes é evidenciada pelas falhas subsidiárias no nível 420. As seções verticais, A-B e C-D, dos respectivos níveis, mostram a geometria e morfologia das falhas. (Fonte:MAPANI & WILSON, 1994).

variando entre 1-100 cm, ocorrem preenchendo fraturas de tensão, e têm um halo de alteração com espessura inferior a 1 m, constituído por muscovita e pirita; essa geração de veio sobrepõe-se a do estágio II. Os veios de quartzo do estágio IV ocorrem como microfraturas, têm espessura inferior a 1 cm e comprimentos de 1-15 cm, cortam os veios dos outros estágios e são constituídos por quartzo-muscovita-calcopirita-esfalerita-galena-ouro+/-albita-clorita+/-pirrotira-pirita+/-bismutinita e bismuto nativo.

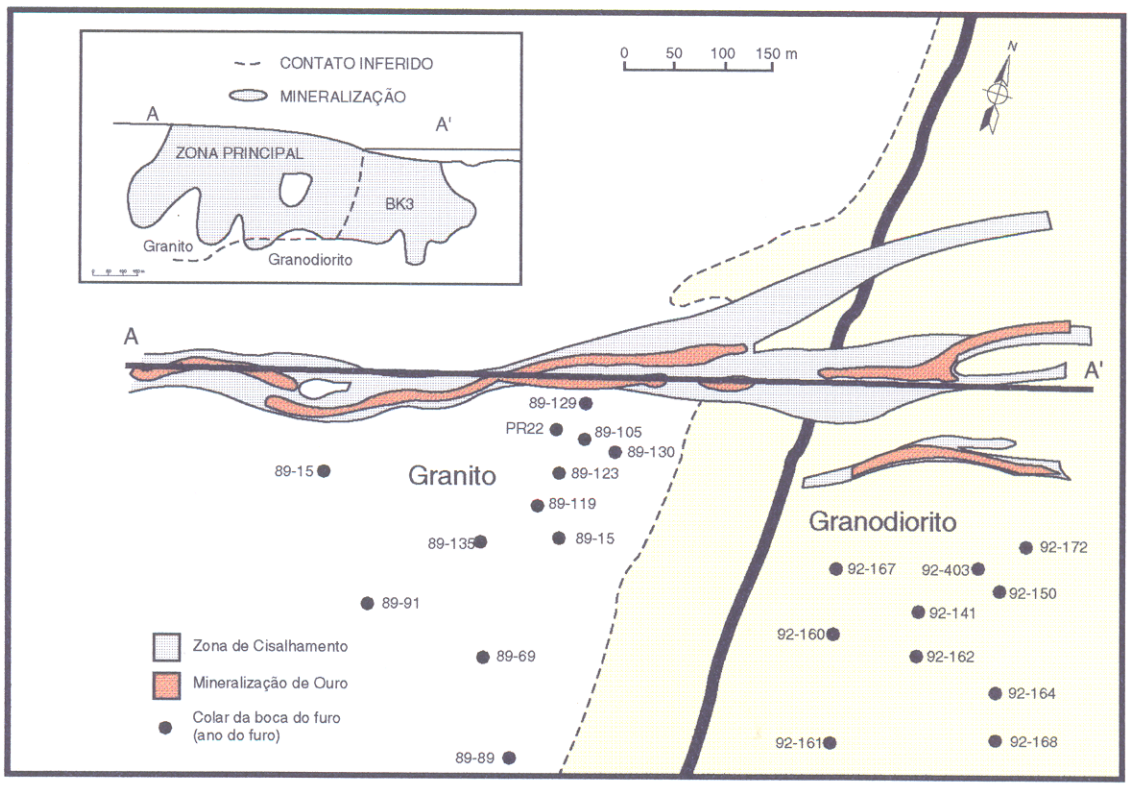


Figura 5.8 - Mapa esquemático e seção longitudinal mostrando a extensão da mineralização de ouro na zona de cisalhamento Contact Lake. Também são mostradas as localizações de alguns furos de sondagem. (Fonte: FAYEK & KYSER, 1995).

Rochas carbonáticas do Cambro-Ordoviciano nas *nappes* externas apalachianos do Quebéc alojam depósitos de cobre dos tipos veio e brecha. Na metade do século 19 chegaram a ser os maiores produtores mundiais, tendo se destacado na época o depósito do Vale Acton (Figura 5.10) (Goudge apud PARADIS & FAURE, 1994); outra importante mina da área foi implantada no depósito de Upton. Ambos depósitos relacionam-se com falhas de expressão regional, as quais cortam as rochas carbonáticas (Figura 5.10). As mineralizações alojam-se em calcários maciços recristalizados, com uma textura granular secundária, os quais formam uma sucessão monótona de camadas com espessura variando entre 10 cm e 15 m (média 30 cm). Onde os calcários estão mineralizados verifica-se descoloração, aspecto brechóide e dolomitização parcial.

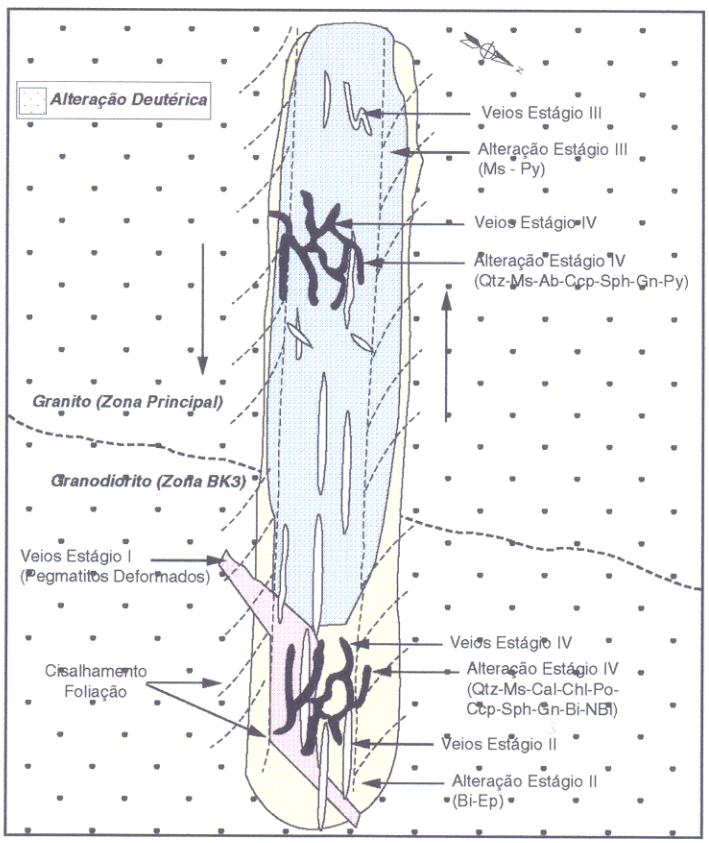


Figura 5.9 - Mapa esquemático da zona de cisalhamento Contact Lake ilustrando os vários tipos de veios e a alteração associada. Ab=albita, Bi=bismutinita, Cal=calcocita, Ccp=calcopitrita, Chl=clorita, Ep=epidoto, Gn=galena, Ms=muscovita, Nbi=bismuto nativo, Po=pirrotita, Py=pirita, Qtz=quartzo, Sph=esfalerita. (Fonte: FAYAEK & KYSER, 1995).

A deformação das áreas Upton-Acton é polifásica (D1,D2,D3) e as estruturas são representadas por falhas, dobras, e xistosidade. Foram distinguidos dois eventos compressivos principais, respondendo por cavalgamentos e falhas transcorrentes sinistrais, além de um evento compressivo final. Relações de interseção podem ser observadas entre os vários conjuntos de veios calcíferos não mineralizados e os veios portadores das mineralizações de cobre (Figura 5.11). Os veios não mineralizados V1 (NE-SW), apresentam arranjo *en échelon* (Figura 5.11) de baixo ângulo e foram formados devido ao desenvolvimento de cavalgamentos ($\sigma 3$ vertical) (Figura 5.12), ao passo que os veios mineralizados V2 (WNW-ESE) subverticalizados estão relacionados com falhas

transcorrentes sinistrais (σ3 horizontal). Os veios V3, localmente observados e não mineralizados, estão relacionados espacialmente com a compressão final e cortam os veios mineralizados desenvolvidos em D2.

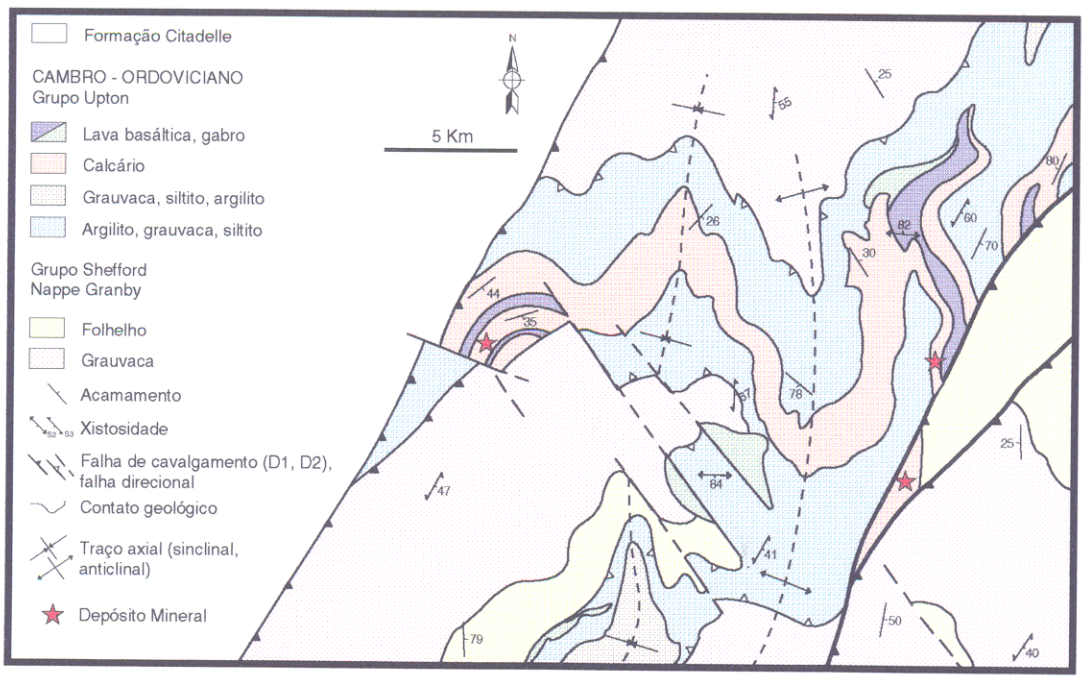


Figura 5.10 - Mapa geológico do Vale Upton-Acton e localização dos depósitos de cobre. (Fonte: PARADIS & FAURE, 1994).

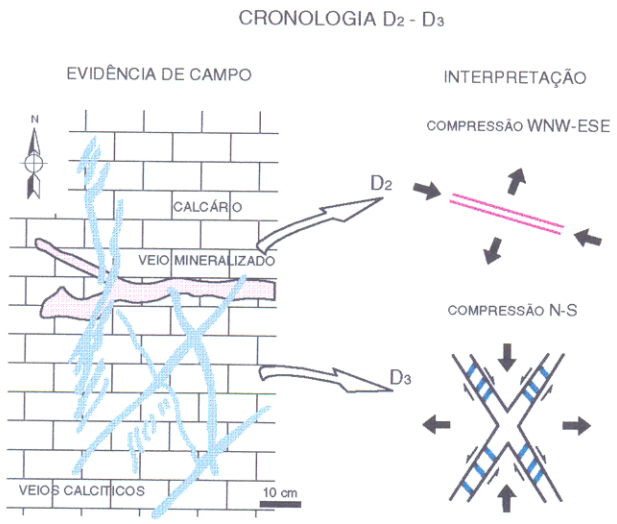


Figura 5.11 - Diagrama ilustrativo das relações de campo e da interpretação dos eventos estruturais D2 e D3. (Fonte: PARADIS & FAURE, 1994).

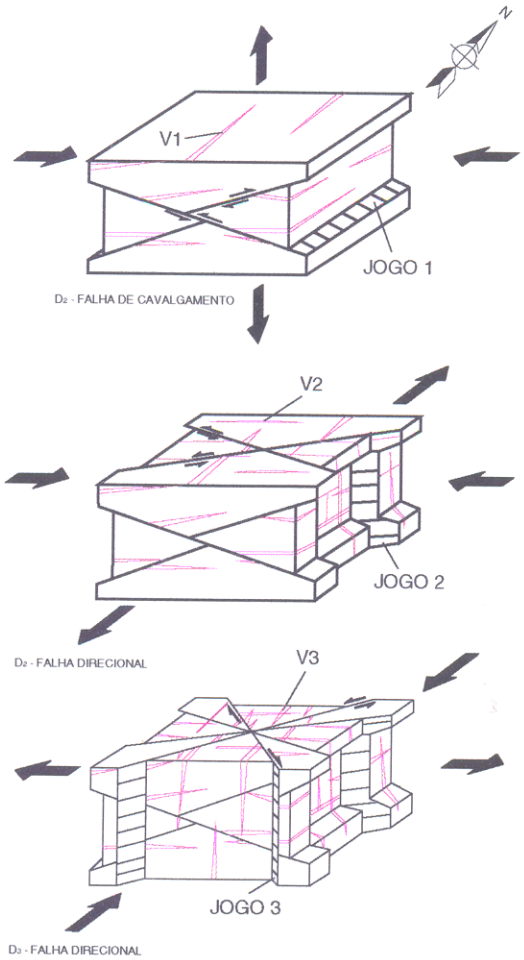


Figura 5.12 - Bloco diagrama ilustrativo dos eventos estruturais do Vale Upton-Acton e suas relações de interseção. (Fonte: PARADIS & FAURE, 1994).

A mineralização no vale Upton-Acton é portanto epigenética e foi formada em função do preenchimento de espaços abertos nas rochas carbonáticas durante a orogenia Taconiana. O componente rúptil dos calcários versus outras fácies mais silicáticas da área favoreceu o desenvolvimento de armadilhas estruturais nos calcários, que aprisionaram os fluidos mineralizantes ascendentes.

A área Hilton em Mount Isa, Austrália (VALENTA, 1994) está associada a um *trend* de alta concentração de deformação com orientação aproximada N-S, o qual se estende por mais de 100 km. Trabalhos de cunho estrutural desenvolvidos na região (Swager ; Winsor ; Perkins ; Bell et al. ; Valenta apud VALENTA, 1994) mostraram que a

área foi afetada por três eventos deformativos. No evento D1 foram desenvolvidas dobras E-W e clivagem ardosiana e falhas tardias D1 a pré D2 (Winsor apud VALENTA, op. cit.). O evento D2 produziu dobras N-S e clivagem, distensão nas falhas preexistentes E-W, e falhas tardi a pós D2 com orientações diversas. D3 resultou no desenvolvimento localizado de clivagem e dobras NNW-SSE com falhas tardias.

VALENTA (1988, 1994), dentre outros resumiu a evolução estrutural da área através de uma distensão inicial, seguida por compressão N-S no evento D1, compressão E-W em D2 a qual prosseguiu até D3, evoluindo para deslocamentos distensionais nas falhas e zonas de cisalhamento em D4. Nesse evento houve uma transição de movimentos verticais combinados com transcorrência nas zonas de cisalhamento secundárias.

As feições estruturais em escala mesoscópica da Mina Hilton mostram orientações consistentes com os eventos de deformação D2 e D3. As relações estruturais observadas nas feições desenvolvidas em D2 e D3 são indicativas de que o movimento na zona da falha Paroo começou como pré-D2 e continuou pós-D3. As rochas da região afetadas pela falha Hilton são quartzitos, siltitos, folhelhos, granitos e vulcânicas.

A mineralização em Hilton ocorre em sete zonas de corpos separados, alojados nos folhelhos Urquharth (Mathias & Clark apud VALENTA, 1994). Esfalerita e galena são os principais minerais de minério e ocorrem associados com rochas ricas em pirita e pirrotita. As zonas individuais de minério são estratiformes e consistem numa série de camadas ricas em sulfetos intercaladas com siltitos e folhelhos estéreis. A zona principal de minério é visualizada na seção vertical da Figura 5.13. Os maiores teores de cobre estão relacionados com os corpos de minério dos níveis estratigráficos mais superiores, bem como nos locais de maior espessamento resultante da interação entre a falha da capa (Figura 5.14) e os corpos 1-3. Na região de interação dos corpos 4-6 com a falha principal verifica-se também o aumento dos teores de cobre.

A mineralização de cobre ocorre numa zona espessada estruturalmente na interação dos corpos mineralizados em Pb-Zn e a falha Hangingwall. Essa falha permaneceu ativa sin e pós-D2, sugerindo que o depósito de cobre alcançou sua

geometria durante essa movimentação. A calcopirita comumente ocorre como brechas sulfetadas associadas a níveis dolomíticos microfraturados e clastos piríticos, substituindo a pirita e pirrotita. As brechas estão associadas às zonas secundárias de cisalhamento e zonas de forte budinagem. O fluxo de fluido concentra-se nessas áreas, resultando na precipitação da calcopirita em microfraturas, conforme esquematizado na Figura 5.15.

Os aspectos abordados sugerem que a mineralização de cobre Upton-Acton foi introduzida a partir de uma fonte externa nos corpos mineralizados em chumbo-zinco, durante o evento D3, em vez de uma simples dissolução a partir dos corpos mineralizados em chumbo-zinco e precipitação. Os veios mais novos de galena e esfalerita estão comumente associados com as camadas de esfalerita e galena maciça. Nesse caso, remobilização por dissolução local e precipitação a pequenas distâncias são facilmente observados. Por outro lado, calcopirita e pirrotita são os sulfetos mais abundantes encontrados nos veios tardios; além disso onde a calcopirita ocorre em camadas, isso é geralmente rara forma de substituição de pirita finamente granular. Segundo Parkins apud VALENTA (1994) o local de maior mobilização de fluidos em Hilton é a região de interseção entre a zona de falha Paroo e a falha Hangingwall (Figura 5.13).

O *greenstone belt* Wiluna, situado no oeste da Austrália (HAGEMANN et al., 1992), é dividido em dois domínios, denominados de Wiluna e Matilda. No primeiro destaca-se uma seqüência de rochas supracrustais de baixo grau, fácies pumpeliyta-prehnita, onde os corpos de minério estão alojados em estruturas essencialmente rúptis. Os veios de quartzo mineralizados alojam-se ao longo de uma faixa linear, em geral com direção NNW-SSE e mergulho para SW; suas dimensões são da ordem de 5 m de comprimento por 5 m de largura, ao longo do sistema de falha Wiluna. O segundo domínio, Matilda, consiste num terreno de rochas supracrustais de fácies xisto verde a anfibolito, no qual se implantaram zonas de cisalhamento com direção NNW-SSE e mergulho forte para NNE, as quais alojam vários depósitos de ouro pequenos a médios, cujas geometrias são controladas por feições dúcteis, a exemplo de lineações de estiramento.

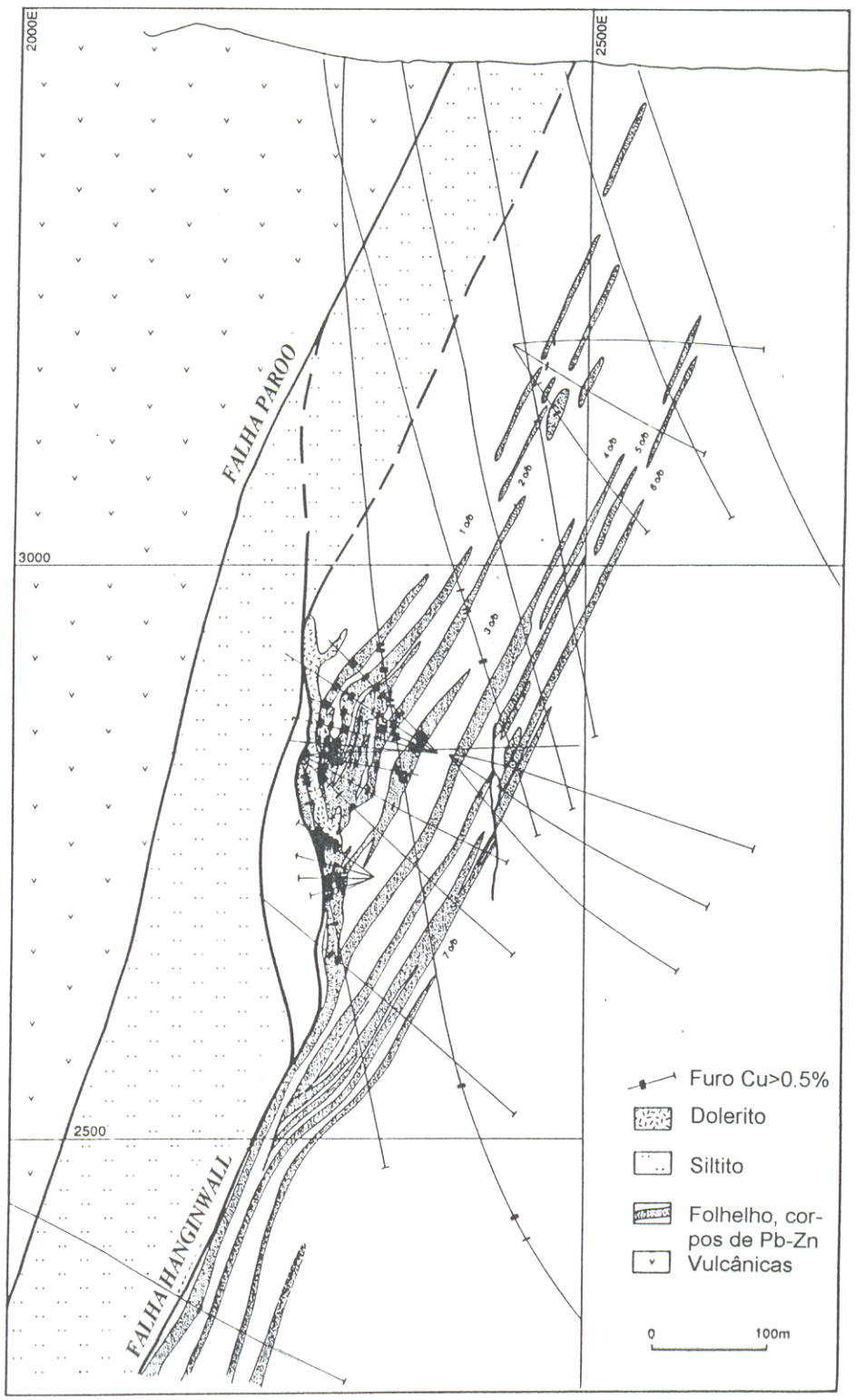


Figura 5.13 - Seção geológica vertical 5180N da área Hilton com a distribuição dos corpos de minério de prata-chumbo e teores de cobre>0.5%. (Fonte: HAGEMANN et al., 1992).

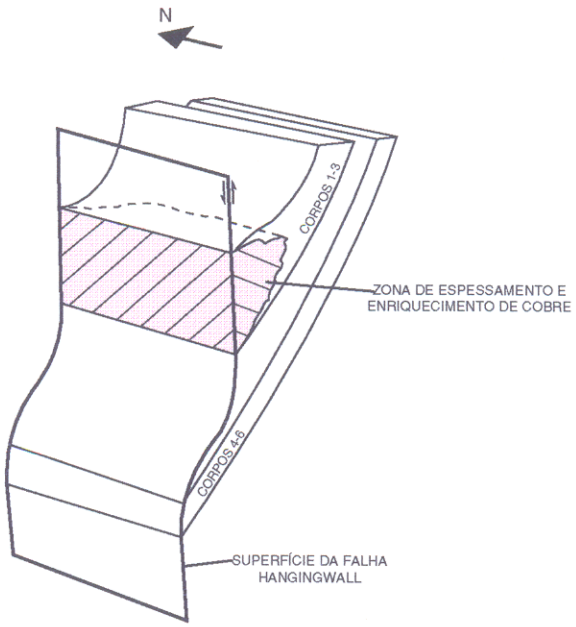


Figura 5.14 - Bloco esquemático mostrando a geometria da interseção entre a falha Hangingwall e a mineralização em Hilton. A zona rica em cobre está localizada numa área de espessamento do corpo de minério, associada com a interseção da falha Hangingwall. (Fonte: VALENTA, 1994).

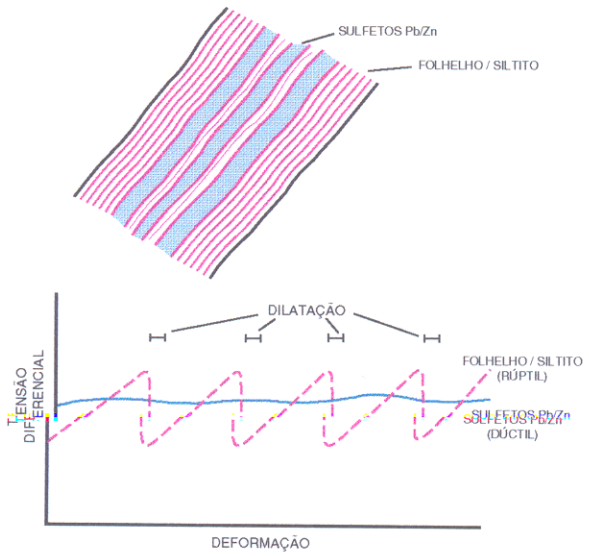


Figura 5.15 - Diagrama esquemático mostrando a variação da tensão e deformação entre as rochas hospedeiras rúpteis e as mais dúcteis portadoras de chumbo-zinco. (Fonte: VALENTA,1994).

Na região de Wiluna existem 5 minas relacionadas com o sistema de falhas Wiluna (Figura 5.16), e as mineralizações de ouro e a alteração hidrotermal estão intimamente vinculadas a um sistema de falha direcional (Hagemann et al apud: HAGEMANN et al., 1992). Os corpos mineralizados estão distribuídos em diferentes sítios de controle estrutural, tais como interações entre ramos de zonas de cisalhamento, segmentos curvos, e zonas de recobrimento de falhas (overstep), onde foram geradas zonas de distensão, que alojaram os corpos mineralizados do distrito mineralizado de Wiluna. Nas zonas de alteração verifica-se a substituição dos minerais metamórficos pelos de alteração. Essas relações indicam que a mineralização desenvolveu-se após o metamorfismo da fácies pumpeliyta-prehnita. Em todos os depósitos ressalta-se o aspecto anastomosado e descontínuo dos corpos (Figura 5.17), resultante da interação entre a falha principal e seus ramos subordinados, os quais serviram como condutos para percolação dos fluidos e conseqüente deposição da mineralização de ouro. Na Figura 5.18 é mostrado o controle estrutural do depósito Moonlight onde a representação tridimensional mostra os corpos de minério controlados pela interação entre falhas, ou por segmentos curvos na falha Adelaide, porção mais a norte. As zonas mineralizadas são formadas, em geral, por rochas intensamente fraturadas e alteradas.

Em Diadema, na parte sudeste do estado do Pará, no contexto da Província Mineral de Carajás, OLIVEIRA & LEONARDOS (1990) caracterizaram um cinturão de cisalhamento cujas relações comprimento/largura são da ordem de aproximadamente 100/1. As zonas de cisalhamento desse cinturão são caracterizadas por um padrão anastomosado definido por áreas pouco deformadas em meio a milonitos e cataclasitos, e afetaram gabros, peridotitos acamadados e uma seqüência *greenstone* com membros ultramáficos, máficos e félsicos (Figura 5.19). A mineralização de ouro está associada a veios hidrotermais e a zonas de alteração hidrotermal em sítios transtensivos. A terceira dimensão dos corpos é controlada pela direção de máxima distensão (Figura 5.20), similar aos *greenstone belts* do Canadá, na região das falhas Destor-Porcupine e Kirkland-Cadillack (ROBERTS, 1988).

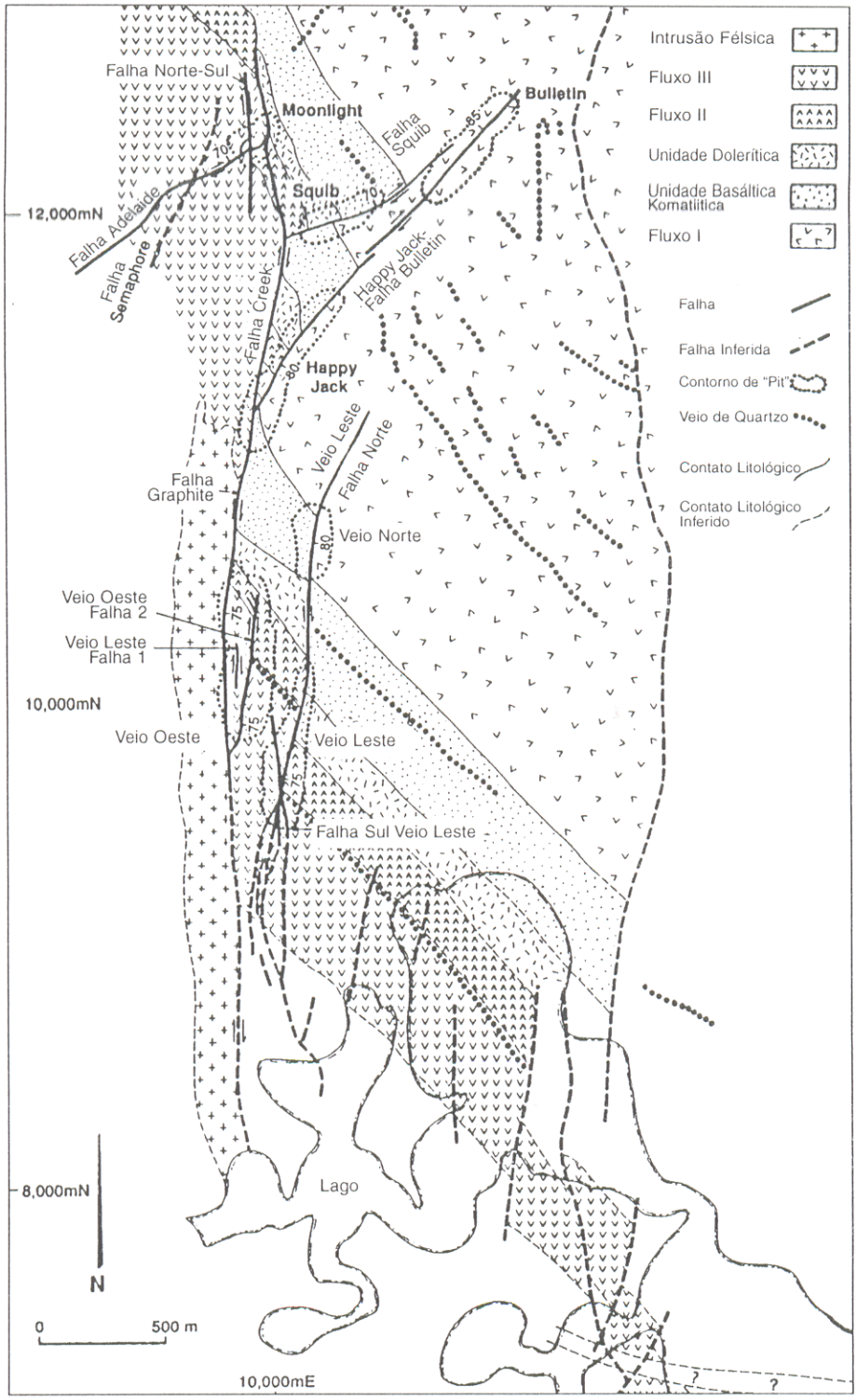


Figura 5.16 - Mapa geológico simplificado do distrito Wiluna, mineralizado em ouro, mostrando o sistema de falha direcional, as unidades litológicas principais, veios de quartzo semiconcordantes, e os depósitos de ouro do tipo veio. (Fonte: Conolly apud HAGEMANN et al., 1992).

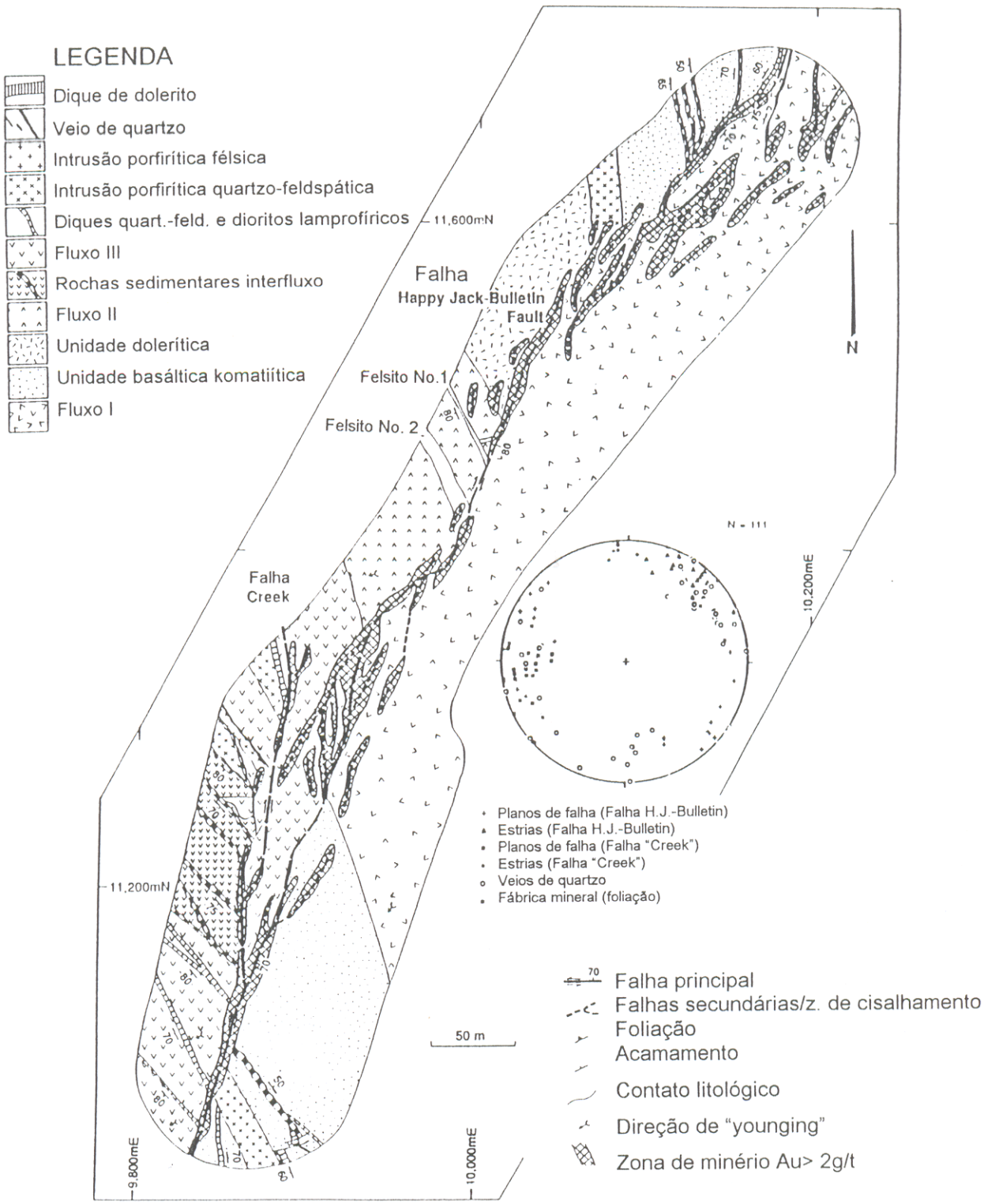


Figura 5.17 - Mapa geológico do depósito Happy Jack e a projeção eqüiárea dos planos e estrias das falhas Happy Jack-Bulletin e Creek, veios de quartzo e a foliação. (Fonte: HAGEMANN et al., 1992).

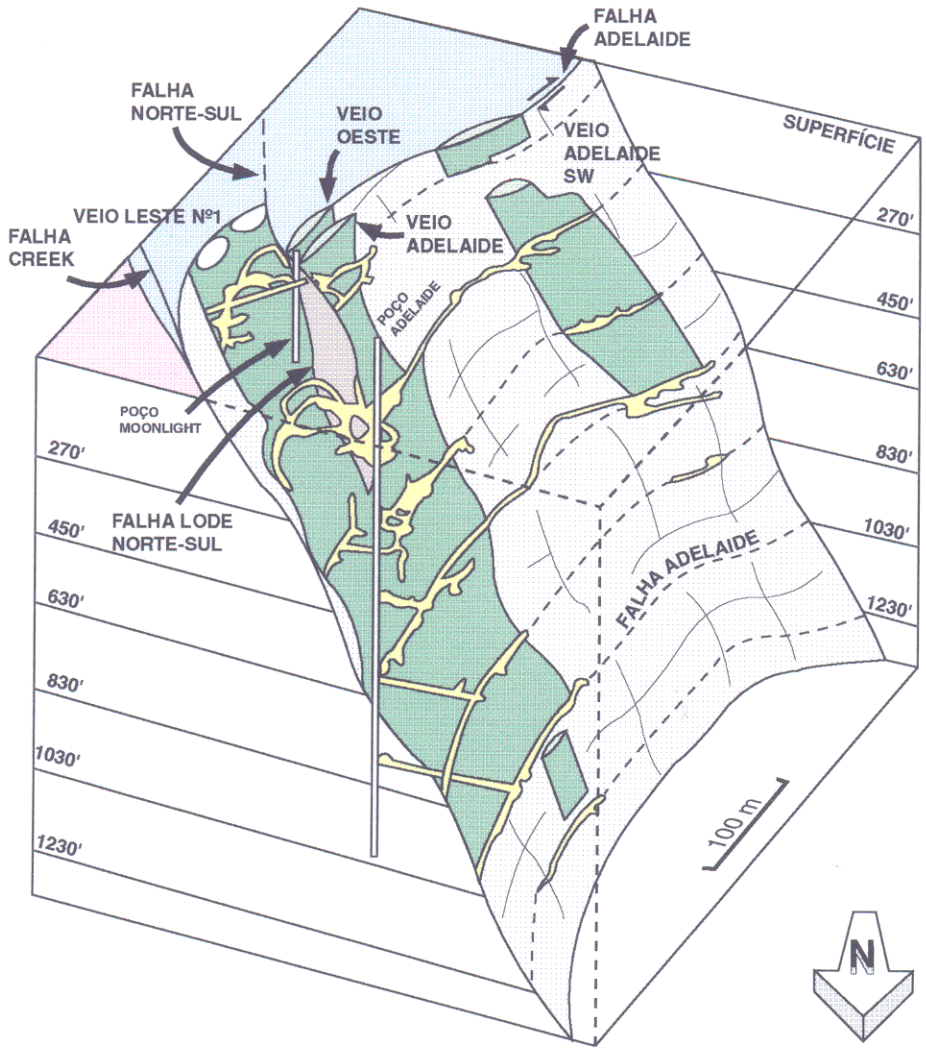


Figura 5.18 - Bloco diagrama mostrando a geologia, falhas principais, e localização dos corpos de minério (veios) no depósito Moonlight. (Fonte: Barrack Mines Ltda. apud HAGEMANN et al., 1992).

No interior da zona de cisalhamento, com a evolução progressiva do fraturamento hidráulico, o regime mecânico passa de um caráter dúctil para rúptil. À medida que o processo é intensificado e ocorrem deslocamentos na zona de cisalhamento, a foliação milonítica S tende a ficar paralela à superfície C (Figura 5.21-A,B e C). O estágio intermediário B de máxima deformação e pico de metamorfismo favorecem a formação de sítios transtensionais e transpressivos e milonitos S-C. Num estágio mais avançado C

com intensa alteração hidrotermal, há predomínio do processo cataclástico. Esses sítios são portanto locais favoráveis à deposição de ouro.

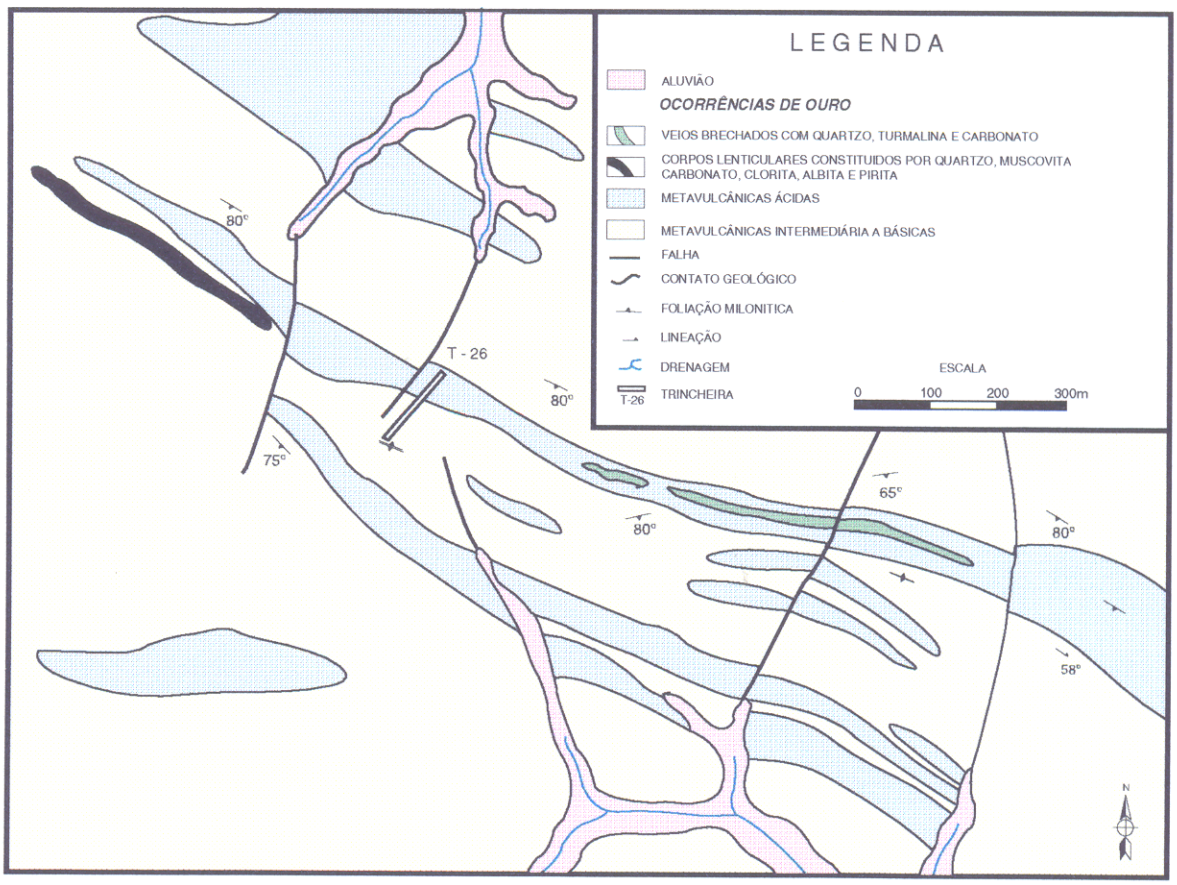


Figura 5.19 - Mapa geológico da anomalia 4 do prospecto Serra de Diadema mostrando os locais de ocorrência de ouro. (Fonte: OLIVEIRA & LEONARDOS, 1990).

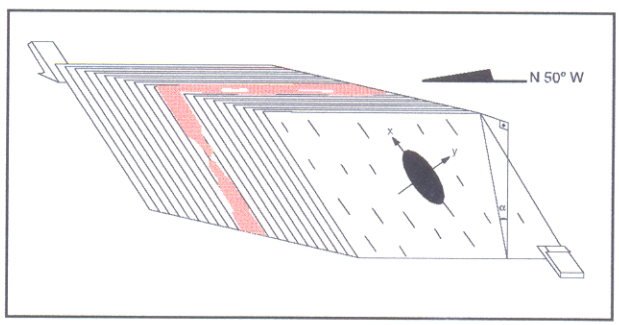


Figura 5.20- Modelo simplificado ilustrando a geometria dos corpos de minério na zona de cisalhamento dúctil, onde a foliação milonítica torna-se paralela à superfície C. (Fonte: OLIVEIRA & LEONARDOS, 1990).

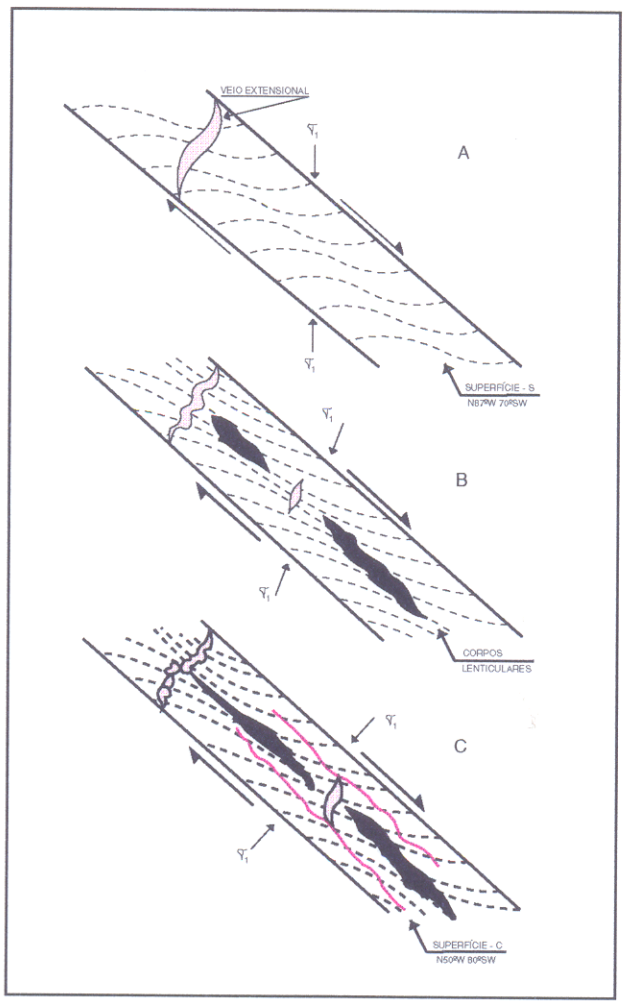


Figura 5.21 - Estágios da zona de cisalhamento Diadema. A - Estágio inicial de desenvolvimento da foliação milonítica. B - Estágio intermediário de máxima deformação e pico de metamorfismo favorecendo a formação de sítios transtensionais e transpressivos, e milonitos S-C. C - Estágio avançado com intensa alteração hidrotermal e predomínio de regime cataclástico. (Fonte: OLIVEIRA & LEONARDOS, 1990).

O depósito Salobo 3A encontra-se alojado em lentes de xistos magnetíticos que, juntamente com camadas e lentes de xistos granadíferos, biotita xistos, anfibólio xistos, formações ferríferas bandadas e quartzitos, compõem uma faixa de dimensões quilométricas imbricada com gnaisses parcialmente migmatizados do embasamento. Internamente, na faixa de rochas supracrustais, a imbricação é expressa através da alternância regular de frações lenticulares de tipos petrográficos penetrativamente foliados

com outros menos foliados e maciços. Essa estruturação é parte de um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis que compõem a geometria geral do cinturão Itacaiúnas. Os dados disponíveis em escala regional (ARAÚJO et al., 1988; COSTA et al., 1995; dentre outros) indicam que esse sistema resultou de um evento de colisão oblíqua de massas continentais, envolvendo espessamento crustal e transporte tectônico de corpos geológicos em direção a nordeste.

Esse movimento compressivo oblíquo, na progressão da deformação, deu lugar a uma movimentação dominantemente direcional (COSTA et al., op. cit.). A imbricação dos corpos geológicos registrada na região do Salobo 3A foi reativada a partir da propagação de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral. Essa zona de cisalhamento corresponde à estrutura mestra do dúplex transtensivo assimétrico Salobo-Mirim, a partir da qual divergem as zonas de cisalhamento normais (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991).

Ao longo de um segmento curvo da zona de cisalhamento mestra situa-se o depósito Salobo 3A, mais precisamente na sua parte central. Esse segmento é caracterizado por vários feixes de concentração de deformação dúctil-rúptil, que compõem uma zona de cisalhamento normal oblíqua e fortemente inclinada para SW. Dentro dessas faixas as rochas acham-se fortemente cominuídas e os minerais estão orientados preferencialmente definindo a trama planar; em nível de cristal são comuns microfraturas e outras estruturas que denunciam o comportamento rúptil. A lineação de estiramento associada é realçada por lentes de rochas alongadas e budinadas, e por cristais de quartzo, feldspato e anfibólios estirados, além de micas e granadas orientadas; essa trama mergulha em torno de 70° para SE. As várias estruturas assimétricas descritas (arranjos S-C, cristais e corpos de rochas rotacionados, bandas de cisalhamento, dobras etc.) indicam que dominou movimentação sinistral durante a evolução da zona de cisalhamento normal.

O desenvolvimento de dúplexes simétricos ou assimétricos e transtensivos ou transpressivos foi discutido por WOODCOCK & FISCHER (1986) e a importância daqueles transtensivos, como hospedeiros de depósitos minerais ou áreas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, têm sido referidos por diversos autores (ZALAN, 1986; ALLEN &

ALLEN, 1990; COSTA et al., 1991a e b, dentre outros). A Figura 5.22 mostra o desenvolvimento progressivo de uma estrutura transtensiva ao longo de um segmento curvo de uma zona transcorrente dextral. Esse tipo de estrutura tem sido observada em todas as escalas e, dependendo de suas dimensões, podem constituir áreas de deposição de rochas sedimentares e/ou rochas vulcânicas, configurando um dos tipos de bacias transcorrentes, ou acumulação de metais que alcançam concentrações em nível de depósitos.

Conforme mencionado, o depósito Salobo 3A desenvolveu-se na parte central de uma estrutura transtensiva, análoga à mostrada na Figura 5.22. Dentro das lentes de xistos magnetíticos, que contêm os teores mais elevados de metais, existem várias microestruturas dilatacionais onde se alojaram sulfetos de cobre e ouro em quantidades economicamente importantes. Tratam-se de faixas cataclásticas caracterizadas por fraturas abertas, cordões de sigmóides transtensionais, estruturas romboédricas transtensivas simples e compostas, planos de clivagens de minerais, sombras de pressão, estruturas em estrela nos cruzamentos de descontinuidades, feixes de estruturas romboédricas *en échelon* e *tension gashes*; tais microestruturas são denominadas de armadilhas estruturais intimamente relacionadas com a evolução da zona de cisalhamento normal ao longo da zona de cisalhamento mestra do dúplex Salobo-Mirim.

Dessa discussão inicial pode-se concluir que, sob o ponto de vista estrutural, existem vários tipos de depósitos minerais, com geometrias variadas associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Muitos sítios transtensivos e distensivos têm sido indicados na literatura como sendo as áreas mais favoráveis para acumulação de metais, mas muito pouco foi demonstrado nesse sentido. Os dados apresentados e discutidos nesta tese sugerem que o depósito Salobo 3A é um desses exemplos e confirmam a potencialidade estrutural das áreas transtensivas.

Conforme discutido por SIBSON et al. (1975), no caso do mecanismo responsável pela implantação de uma falha/zona de cisalhamento resultar na formação de um depósito hidrotermal, pode-se concluir que tais estruturas propagaram-se através de uma região constituída por rocha fonte favorável. Essa regra geral aplica-se a todos os

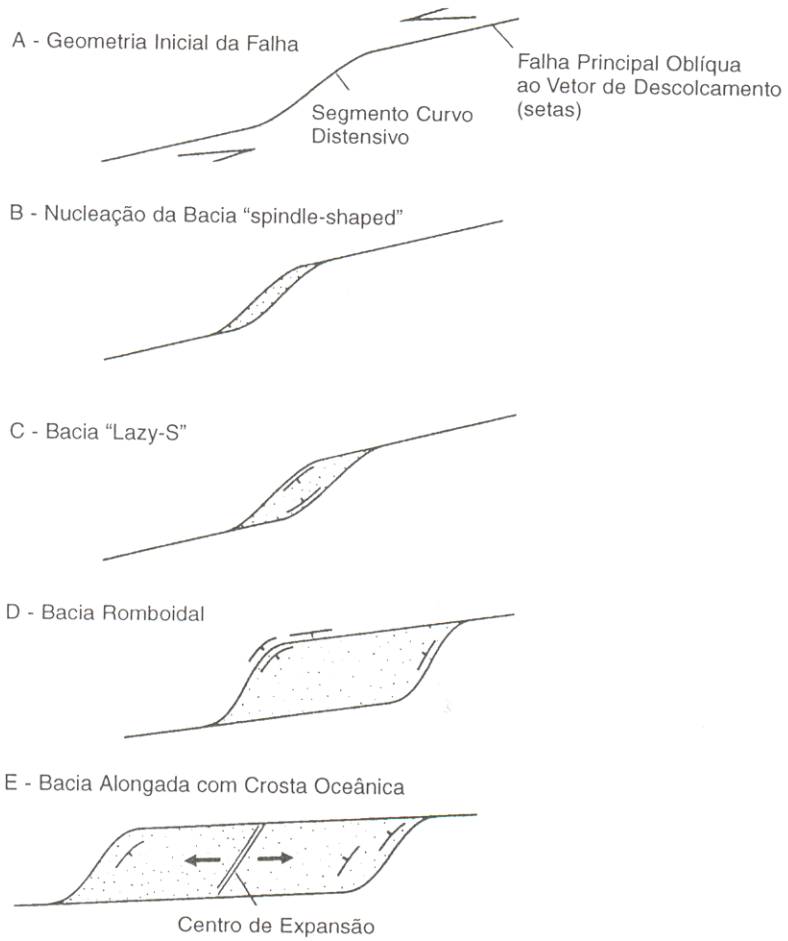


Figura 5.22 - Modelo evolutivo de uma bacia *pull-apart*. A - A bacia inicia-se num segmento curvo distensivo. B - Bacia *spindle-shaped*. C - Com a continuação do *offset* desenvolve-se a bacia *lazy-S*. D - Bacia rombóide na progressão. E - Estágio final, culminando com uma bacia alongada e fundo oceânico que poderá não ser atingido na maioria das bacias *pull-apart*. (Fonte: Mann et al. apud ALLEN & ALLEN, 1990).

exemplos referidos anteriormente e certamente a outros depósitos. Nesses casos, os regimes tectônicos respondem por estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis, projetadas em unidades litológicas potencialmente favoráveis, onde se formaram sítios extensionais que alojam depósitos de ouro e/ou cobre.

O processo fundamental em qualquer caso de depósito hidrotermal consiste em disponibilidade de grandes volumes de fluidos portadores de metais percolando um volume pequeno de rochas através de condutos e/ou armadilhas estruturais. De acordo com Skinner apud BARNES (1979), a precipitação de metais em sistemas hidrotermais é controlada sobretudo por um ou mais dos seguintes fatores: (1) ebulição decorrente da diminuição de pressão, (2) diminuição de temperatura, (3) reações químicas devido às alterações hidrotermais e (4) reações químicas devidas às misturas entre soluções.

Em zonas de cisalhamento o ouro pode ser transportado quer seja na forma de complexos envolvendo Cl^-, HS^-, S_2^-, $(AsS_2)^-$ e $(SbS_2)^-$ (WEISSEBERG, 1970; HENLEY,1973; SEWARD,1984) ou carbonilo (KERRICH & FYFE, 1981). Em soluções com baixo conteúdo de enxofre e cloreto, o ouro é mais solúvel que os metais base, devido às diferenças nas constantes de dissociação dos complexos e ao fato de que a maioria dos tiocomplexos de ouro têm apenas dois ligantes (SEWARD, 1988). Isso explica porque o ouro deposita-se com pouco ou nenhum metal base associado a partir de soluções com baixo conteúdo de enxofre e cloretos. Por outro lado, os depósitos de metais base são favorecidos pelas soluções com altos conteúdos de enxofre e cloretos, onde o ouro é apenas um subproduto. Adicionalmente, o transporte de ouro como complexos clorados é dependente do pH, temperatura e fO_2 (HAYASHI & OHMOTO, 1991; Henley apud ETTNER et al., 1994).

CAMERON (1989) propôs que fluidos aquocarbônicos relativamente oxidantes, derivados da crosta inferior durante o metamorfismo, poderiam transportar os sulfetos de cobre e ouro através das zonas de cisalhamento, os quais seriam empobrecidos na crosta inferior e depositados na transição dúctil/rúptil.

Tais processos podem ser invocados para explicar as transformações hidrotermais e a deposição dos metais em estruturas dilatacionais do depósito Salobo 3A. Segundo RÉQUIA (1995), as rochas mineralizadas do Salobo 3A foram permeadas por fluidos aquosos com as seguintes características: fO_2 em torno de -28 a -32, temperatura de 336-364°C e alta salinidade (30.6-58.4% wt eq. NaCl). Adiciona-se que a variação do volume molar da água dos fluidos que transportaram e depositaram sulfetos de cobre e

ouro é da ordem de 4% (Figura 4.9A2), mas no caso dos fluidos responsáveis pelo transporte e deposição da fluorita é de 5 a 10% (Figura 4.9A3). Tais fatos sugerem a existência de pelo menos dois tipos de fluidos associados à formação do depósito.

Entre os exemplos apresentados anteriormente, verifica-se grande similaridade do depósito Salobo 3A com o depósito Bidjovagge em termos de natureza dos fluidos que transportaram e depositaram cobre e ouro nas zonas de cisalhamento. Os fluidos do depósito Bidjovagge apresentam as seguintes características: fO_2 entre -30 e -35, temperatura variando de 300-375°C e salinidade em torno de 30-45% wt eq. NaCl (ETTNER et al. 1994).

A participação dos fluidos que transportaram os metais assumem também papel muito importante no processo de transformação dos minerais nas zonas de cisalhamento. Em quase todos os exemplos discutidos na literatura (BEACH, 1976, 1980; RAMSAY, 1980; ROBERTS, 1988; HAGEMANN et al., 1992; dentre outros) verifica-se que há dominância de reações de hidratação, além de reações de hidrólise. Alguns autores (BEACH, op. cit.) têm sugerido que as transformações minerais registradas nas rochas presentes em muitas zonas de cisalhamento só podem ser explicadas a partir de um volume muito grande de fluido aquoso percolando as zonas de fraqueza. Tais transformações acham-se extensivamente registradas nas rochas do depósito Salobo 3A.

Nos gnaisses do embasamento é comum a sericitização do plagioclásio, a epidotização da hornblenda e a cloritização da biotita e granada. Nos litotipos do Grupo Salobo verificam-se as seguintes transformações: almandina ==> clorita; fayalita ==> grunerita+magnetita[2]; plagioclásio ==> sericita; biotita ==> clorita; hastingsita ==> clorita; e silimanita ==> sericita. Tais fatos indicam que as assembléias mineralógicas estabilizadas em fácies anfibolito foram fortemente modificadas por transformações minerais/hidrotermais em fácies xisto verde, implicando na hidratação do maciço rochoso durante a formação da zona de cisalhamento mestra do dúplex Salobo-Mirim. É oportuno enfatizar que não foram observadas, até o momento, transformações minerais ligadas à colocação dos granitos "Old Salobo" e "Young Salobo".

Dessa discussão emergem alguns pontos a destacar;

1- o depósito Salobo 3A instalou-se em um segmento transtensivo de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, na qual dominou o comportamento dúctil-rúptil. Quadro similar foi descrito por HAGEMANN et al. (1992) na área do depósito Wiluna na parte oeste da Austrália;

2- a natureza e evolução dos fluidos na região do Salobo 3A enquadram-se no modelo proposto por ETTNER et al. (1994) para o depósito Bidjovagge na parte norte da Noruega;

3- os sulfetos de cobre e ouro do depósito Salobo 3A estão intimamente vinculados a faixas de concentração de cominuição e deformação, a exemplo de todos os depósitos que evoluem em zonas de cisalhamento;

4- as transformações minerais/alterações hidrotermais de rochas com assembléias de fácies anfibolito, a deposição de cobre e ouro em armadilhas estruturais associadas com faixas de concentração de deformação e a ausência de evidências de remobilização de sulfetos a partir das rochas presentes na área dão suporte ao modelo defendido nesta tese de mineralização epigenética associada a zona de cisalhamento. Entretanto não se descarta a possibilidade de ter existido uma solução sólida cúbica, como representante da assembléia sulfetada, em equilíbrio com a fase rica em ferro da bornita sob condições de fácies anfibolito; e,

5- o depósito Salobo 3A resultou da atuação conjunta de processos deformacionais, metamórficos e hidrotermais, conforme tem sido defendido por HODGSON (1988), ROBERTS (1988) e outros autores para diversos depósitos de sulfetos do Arqueano e Paleoproterozóico.

6 - CONCLUSÕES

As principais conclusões alcançadas através do desenvolvimento desta tese são as seguintes:

1- O aleitamento composicional formado pela alternância de faixas e lentes de rochas supracrustais com faixas de gnaisses é decorrente da instalação de um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis, acompanhada por transformações minerais em fácies anfibolito. Admite-se que esse sistema está relacionado com a estruturação principal do Cinturão Itacaiúnas, pois o acervo de dados disponíveis indica que durante o desenvolvimento dos sistemas transcorrentes Cinzento, Carajás e outros dominaram condições térmicas da fácies xisto verde. Em outras palavras, o acervo de informações dá suporte a um modelo que explica as rochas supracrustais do Grupo Salobo como resultado de transpressão em fácies anfibolito, seguida de transtensão com significativas transformações em fácies xisto verde, na extremidade oeste do sistema transcorrente Cinzento.

2- O dúplex Salobo-Mirim é uma estrutura transtensiva assimétrica tipo *ripout*, que evoluiu através da propagação de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção E-W, a partir da qual se projetaram zonas de cisalhamento normais que participaram na formação da zona de cisalhamento curvilínea em direção a norte e noroeste. Entende-se que a geometria do aleitamento composicional controlou a forma assimétrica do dúplex, com destaque para uma megalente de gnaisse no extremo oeste da área.

3- A geometria do dúplex Salobo-Mirim foi fortemente modificada por zonas de cisalhamento orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE, interpretadas como estruturas tipo X tardias na evolução do sistema sinistral. No entanto, algumas zonas de cisalhamento, sobretudo aquelas do extremo oeste da área, parecem representar o prolongamento para norte da estrutura em rabo-de-cavalo implantada na extremidade oeste da falha Carajás.

4- O depósito Salobo 3A encontra-se no interior de uma megalente de rochas supracrustais atribuída ao Grupo Salobo e imbricada com gnaisses do Complexo Xingu.

Nessa região existe um dúplex transtensivo que evoluiu ao longo de um segmento curvo da zona de cisalhamento transcorrente mestra do lineamento Cinzento. O dúplex pode alcançar 500 m e é formado por zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis de natureza normal oblíqua e fortemente inclinadas para SW; a lineação de estiramento associada mergulha em torno de 70° para SE.

5- As mineralizações de cobre e ouro encontram-se associadas a xistos magnetíticos e estão alojadas preferencialmente em estruturas dilatacionais ao longo de faixas de concentração de deformação e recuperação dentro das zonas de cisalhamento normais. As feições de dilatação transtensionais são as mais importantes e devem estar intimamente relacionadas com a componente direcional das zonas de cisalhamento. O desenvolvimento dessas estruturas e de outras foi acompanhado por transformações minerais em fácies xisto verde. Entretanto não se descarta a possibilidade de ter existido uma solução sólida cúbica, como representante da assembléia sulfetada, em equilíbrio com a fase rica em ferro da bornita sob condições de fácies anfibolito.

6- As assembléias minerais de fácies anfibolito estão atreladas a um evento metamórfico de baixa pressão e alta temperatura, conforme sugerido por pesquisadores que trabalharam na região. Os produtos das transformações em fácies xisto verde indicam a incidência de um evento caracterizado por pressões intermediárias e temperatura em torno de $350^{o}C$. O modelo assumido para o metamorfismo, conforme o suporte de dados disponíveis, é aquele que envolve uma trajetória em lupa de sentido anti-horário.

7- O depósito de cobre e ouro do Salobo resultou da incidência de processos deformacionais, metamórficos e hidrotermais em uma zona de cisalhamento normal oblíqua. Não se verificou evidência que indique a participação dos granitóides "Old Salobo Granite", "Young Salobo Granite" e outros durante a sua formação. Quadros semelhantes são sugeridos para o desenvolvimento dos depósitos de cobre e zinco do Mirim e do Pojuca.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. 1990. **Basin analysis: principles and applications.** London, Blackwell. 451p.

ALLISON, I. & KERRICH, R. 1981. History of deformation and fluid transport in shear zones at Yellowknife. In: GOLD WORKSHOP, Canada., 1981. **Proceedings...**Canada. p.202-222.

ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Programa Grande Carajás. Folha SB-22-A. Estado do Pará.** Brasília, DNPM/CPRM. 164p. (Relatório técnico).

ARAÚJO, O.J.B.; COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G; SIQUEIRA, J.B.; JOÃO, X.S.J. 1992. Arcabouço estrutural do complexo de bacias transcorrentes arqueanas da região de Serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. v.1, p. 547-549.

ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JOÃO, X.J.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. **Anais**... Belém, SBG. p. 299-301.

ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGR. LATINOAMER. GEOL., 7., Belém, 1988. **Anais**... Belém, SBG. p. 324-338.

BARBOSA, O.; GOMES,F.; HEMBOLD, L. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia.** Rio de Janeiro, DNPM. 94p. (Monografia, 19).

BARD, J.P. 1980. **Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques.** Paris, Mason. 192p.

BARNES, H.L. 1979. **Geochemistry of hydrotermal ore deposits.** New York, Wiley-Intersci.. 798p.

BEACH, A. 1976. The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in Earth Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex. **Phil. Trans. R. Soc. London**, A280:569-604.

BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with reference to the Lewisian Complex. **Journal of Structural Geology,** 2(1-2):257-263.

BEACH, A. & FYFE, W.S. 1972. Fluid transport and shear zones at Scourie, Southerland: Evidence for overthrusting?. **Contributions to Mineralogy and Petrology,** 36:175-180.

BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. 1973. Microstructutres of milonites and their descriptive terminology. **Lithos,** 6:337-348.

BENEDETTI, M.; BOULEGUE, J.; HIERONIMUS, B.; KOTSCHOUBEY, B.; SILVA, E.R.P. 1990. Present behaviour of gold in lateritic environment Salobo (State of Pará-Brazil). **Chemical Geology,** 84(1-4):27-29.

BONNEMAISON, M. 1986. Les "filons de quartz aurifére" un cas particulier de shear zone aurifére. **Chron. Rech. Min.,** 482:55-66.

BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E. 1987. Les concentrations aurifères du socle hercynien français. **Chron. Rech. Min.,** 488:11pp.

BORONKAY, K. & DOUTOS, T. 1994. Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. **Journal of Structural Geology,** 16(11): 1555-1573.

BUCHER, K. & FREY, M. 1994. **Petrogenesis of metamorphic rocks.** 6. ed. New York, Springer Verlag. 318p.

CABRI, L.J. .1973. New data on phase ralations in the Cu-Fe-S system. **Economic Geology,** 68:443-454.

CAMERON, E.M. 1989. Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone. Conceptual model. **J. Geochem. Expl.,** 31:135-147.

CORDANI, U.G. 1980. **Comentários a respeito das datações geocronológicas efetuadas na região da Serra dos Carajás.** São Paulo. 3p. (Relatório técnico).

CORDANI, U.G. & NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Rev. Bras.Geoc.,** 12(13):78-88.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.J.;KAWASHITA,K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In. CONGR. GEOL. CHILENO, 2., Arica, 1979. **Anais**... Arica. p. 137-147.

CORDEIRO, A. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. **Anais**... Belém, SBG. v.1, p. 45-49.

CORDEIRO, A. & McCLANDESS, G. 1976. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: CONG. BRAS. GEOL., 29., Ouro Preto, 1976. **Anais**... Belo Horizonte, SBG. v.3, p. 9-15.

COSTA, J.B.S. 1985. **Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1985.

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1992. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. **Rev. Bras. Geoc.**, 22(4):487-492.

COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1991. Transtensão e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento. **Rev. Bras. Geoc.**, 20(4-20):234-238.

COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994. Panorama tectônico estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. **Anais**... Belém, SBG. p. 314-317.

COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. **A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectônicos, Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi.** (no prelo).

COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B, VALE, A.G.; ARAÚJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J. 1993. Evolução litoestrutural da região de São Félix do Xingu. Serra dos Carajás. **Geociências**, São Paulo, 12(2)315-332.

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J.; ARAÚJO, O.J.B. 1991a. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi.** 3:9-24.

COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, M.R. 1991b. Organização litoestrutural do Poterozóico Médio no extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. **Anais**... Belém, SBG. p. 179-192.

COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas transcorrentes do cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Anais**... Natal, SBG. v.5, p. 2345-2357.

COSTA, J.B.S.; VIEIRA, E.A.P.; SIQUEIRA, J.B.; REGO, J.L.; SILVA, E.R.P. da; CASTRO, F.D.C. 1992. A zona de cisalhamento Salobo (Província Mineral de Carajás) e o controle das mineralizações de cobre e ouro. In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., eds. **Geologia Estrutural Aplicada.** p. 411-427.

COX, S.F. & ETHERIDGE, M.A. 1983. Deformation microfabric developement in chalcopyrite in fault zones, Mt. Lyell, Tasmania. **Journal of Structural Geology,** 6(1-2)167-182.

COX, S.F.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. 1987. The role of fluids in sintectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein.type ore deposits: **Ore Geology Review,** 2:65-86.

CRAIG, J.R. & SCOTT, S.D. 1974. Sulphide phase equilibria. In: RIBBE, P.H. (ed), Mineral **Soc. Am. Short course notes.** v.1, p.58-90.

CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. **Ore microscopy and ore petrography.** New York, John Wiley. 406p.

CVRD/CMM. 1972. Distrito Ferrífero de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 26., Belém, 1972. **Bol. Res. Com.** Belém, SBG. v.2, p. 78-80.

CVRD/DOCEGEO .1987. **Relatório mensal de progresso . Projeto PE15. Jazida Salobo 3A.** Belém. 41p. (Relatorio técnico).

CVRD/GICOR .1988. **Projeto Cobre Carajás, Jazida de Salobo. Geologia e avaliação de reservas.** Rio de Janeiro. v.1, 130p. (Relatório técnico).

DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Manaus, 1984. **Anais**... Manaus, SBG. p. 59-74.

DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual sobre o conhecimento das rochas granitóides da porção sul da Amazônia Central. **Rev. Bras.Geoc.,** 16(1):11-23.

DE RONDE, C.E.J.; SPOONER, E.T.C.; DE WIT, M.J.; BRAY, C.J. 1992. Shear zone related, Au quartz vein deposits in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: Field and petrographic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemietry. **Economic Geology,** 87:366-402.

DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage baisin analysis from multiscore data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophisics,** 194:237-263.

DOCEGEO .1981. **Relatório de pesquisa - Projeto Cobre Carajás. Jazida Salobo 3A e 4A.** Belém. v.1, 207p. (Relatório técnico).

DOCEGEO .1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém. 1988. **Bol. Res. Exp.**, Belém, SBG. v.2, p. 341-342.

ETTNER, D.C.; BJORLYKE, A.; ANDERSEN, T. 1994. A fluid inclusion and stable isotope study of the Proterozoic Bidjovagge Au-Cu deposit, Finnmark, northern Norway. **Mineralium Deposita,** 29:16-29.

FAYAEK, M. & KYSER, K. 1995. Characteristics of auriferous and barren fluids associated with Proterozoic contact lode gold deposit, Saskatchewan, Canada. **Economic Geology,** 90:385-406.

FIGUEIREDO, B.R.; RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P. 1994. Posdepositional changes of the Salobo ore deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. **Cominicaciones,** 45:23-32.

GÁAL, G. & SUNDSBLAD, K. 1990. Metallogeny of gold in the Fenoscandian Shield. **Mineralium Deposita,** 25:104-114.

GLEN, R.A. 1987. Copper and gold deposits in deformed turbidites at Cobar, Austrália: Their structural control and hydrotermal origin: **Economic Geology,** 82:124-140.

GOUVEA, J.L. 1990. **Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisa geológica na Amazônia (Região dos Carajás).** São Paulo, Instituto de Pesquisas Espaciais, 83p. Tese (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, 1990.

GUERRA, P.A.G. 1988. **Geoestatística operacional.** Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral. 145p.

GUIMARÃES, I.G. 1987. **Petrologia da formação ferrífera na área Salobo 3A. Província Mineral de Carajás, PA.** São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, 99p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, USP, 1987.

HAGEMANN, S.G.; GROVES D.I.; RIDLEY, J.R.; VEARNCOMBE, J.R. 1992. The Archean lode gold deposits at Wiluna, Western Australia: High.level brittle.style mineralization in strike-slip regime. **Economic Geology,** 87:1022-1053.

HARDENING, T.P. & LOWELL, J.D. 1979. Structural styles, their plate tectonics, habitats, and hidrocarbon traps in petroleum provinces. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.** 63:1016-1058.

HARLAND, W.B. 1971 Tectonic transpression in Caledonian Spitzberg. **Geological Magazine,** 108:27-42.

HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O cinturão Araguaia: novo enfoque estrutural. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, **Anais**... Natal, SBG. v.6, p. 2535-2549.

HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. **Zonas e cinturões de cisalhamento.** Belém, Ed. UFPA. 144p.

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador. 1982. **Anais**... Salvador, SBG. v.1, p. 373-385.

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: SIMP. GEOL. DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Ata**... Goiânia. p. 1-8.

HASUI, Y.; HARALYI; N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais**... Brasília, DNPM. p. 129-147.

HAYASHI, K. & OHMOTO, H. 1991 Solubility of gold in NaCl. and H_2S. bearing aqueous solutions at 250-350°C. **Geochim. Cosmochim.,** 55:2111-2126.

HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hidrotermal solutions. **Chemical geology,** 11:73-87.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,1, Belém, 1982. **Anais**...Belém, SBG. v.1, p. 100-110.

HODGSON, C.J. 1988. **Precambrian lode gold deposits.** Amsterdam, Elsevier Science Publishers. 214p.

HOWARD, D.D. 1967. Drainage interpretation a summation. **Bull. Assoc. Petrol. Geol.** 51(11):2246-2259.

KERRICH, R. 1986. Fluid transport in lineaments. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.** A371: 219-251.

KERRICH, R. & ALLISON, I. 1978. Vein geometry and hodrostatics during Yellowknife mineralization. **Can. Jour. Earth Sci.,** 15:1653-1660.

KERRICH, R. & FYFE, W.S. 1981. The gold carbonate association: Source of CO_2 and CO_2 fixation reactions in Archean lode deposits. **Chemical Geology,** 33:265-294.

LAB, J.O. 1992. **Evolução litoestrutural do dúplex Serra Pelada.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 90p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1982.

LAB, O.J. & COSTA, J.B.S. 1992. Evolução estrutural do Dúplex Serra Pelada. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo,1992. **Bol. Res. Exp**...São Paulo, SBG. v.2, p.350-351.

LIMA, M.I.C. 1995. **Introdução a Interpretação Radargeológica**. , Rio de Janeiro, IBGE. p.11-24. (Série Manuais Técnicos em Geociências, 3).

LINDENMAYER, Z. 1990. **Salobo, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism.** Western Ontario, University of Western Ontario. Department of Geology. 405p. Thisis (Doctor of Philosophy) - Department of Geology, University of Western Ontario, 1990.

MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. **Folha SB-Y-B. São Félix. Programa Grande Carajás.** Conv.DNPM/CPRM. (Inéd.).

MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.; LINDENMAYER, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará. Resultados preliminares. In: CONGR. LATINOAMER. GEOL.,7., Belém, 1988. **Anais**...Belém, SBG. p. 339-347.

MAPANI, B.S.E. & WILSON, C.J.L. 1994. Structural evolution and gold mineralization in Scotchmans Fault Zone, Magdala gold mine, Stawell, Western Victoria, Australia. **Economic Geology,** 89:566-583.

MAUER, C.K. 1987. Mechanics of formation of gold-bearing veins, Nova Scotia, Canadá: **Tectonophisics,** 135:99-119.

McCAIG, A. 1988.Deep fluid circulation in fault zones. **Geology,** 16:867-870.

McCLAY, K. 1994. **The mapping of geological structures.** 3. ed. New York, John Wiley and Sons. 161p.

MITRA, G. .1984. Britle to ductile transition due to large strains along the White Rock Thrust, Wunde River Mountains, Wyoming. **Journal of Structuctural Geology,** 6(12): p. 51-61.

MURPHY, J.B. 1989. Tectonic environment and metamorphic characteristics of shear zones. **Geological Association of Canadá,** 6:29-48.

O'DRISCOLL, E.S.T. 1986. Observations of lineament . ore relation. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.,** A317: 195-218.

OLIVEIRA, C.G. & LEONARDOS, O.H. 1990. Gold mineralization in the Diadema shear belt, northern Brazil. **Economic Geology,** 85:1034-1043.

OLIVEIRA, J.R.; NETO, C.S.; SOUZA, E.J. 1994. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SB-22-X-C. Estado do Pará.** Brasília, CPRM. 248p.

PARADIS, S. & FAURE. D. 1994. Relationships between deformation and cupriferous mineralization in the external nappe domain of the Quebec Appalachians. **Economic Geology,** 89:936-943.

PARK, R.G. 1983. **Foundations of structural geology.** Blackie. 135p.

PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. **Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau.** Ed. Universidade de São Paulo (Tradução por Mário Figueiredo). 188p.

PENHA, U.C. 1993. A tectônica transcorrente como fator proibitivo ao reconhecimento da estratigrafia na região de Baependi. São Lourenço.MG. In: SIMP. SIMP. NAC. EST. TEC., 4., Belo Horizonte, 1993. **Anais**... Belo Horizonte, SBG. Bol. 12:333-338.

PHILIPS, G.N. 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kaargolie. **Economic Geology,** 81:779-808.

RAMDOR, P. 1980. **The ore minerals and their intergrouths.** Oxford, Pergamon, 1205p.

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology,** 2:83-99.

RAMSAY, J.G. & HUBER, J.J. 1983. **The Techniques of Modern Strustural Geology.** London, Academic Press. v.1, 307p.

RAMSAY, J.G. & HUBER, J.J. 1987. **The Techniques of Modern Structural Geology.** London, Academic Press. v.2, 700p.

RÉQUIA, K.C.M. 1995. **O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará.** Campinas, Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências.115p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, UNICAMP, 1995.

RIVERAU, J.C. 1970. Fotointerpretação. **Revista da Escola de Minas, Ouro Preto,** 28(4):157-175.

ROBERTS, R.R. 1988. Ore deposit models. Archean lode gold deposits. **Geosc. Canadá,** 14:37-52.

ROBERTSON, F. & BROWN, A.C. 1986. Archean gold.bearing quartz veins at Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec:Part I. Geologic relations and formation of the vein system. **Economic Geology,** 81:578-592.

SANDERSON, D. & MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. **Journal of Structural Geology,** 6(5):449-458.

SAWKINS, F.J. 1984. **Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics.** New York, Springer-Verlag. 325p.

SEWARD, T.M. 1984 . The transport and deposition of gold in hidrotermal systems, in FOSTER, R.P., ed. **Gold'86: Geological Society of Zimbabwe,** p. 165-182. (Special Publication, 1).

SIBSON, R.H. 1987. Earthquaque rupturing as mineralizing agent in hidrotermal systems. **Geology,** 5:701-704.

SIBSON, R.H. 1989. Earthquaque faulting as a structural process: **Journal of Structural Geology,** 11:114-119.

SIBSON, R.H.; MOORE, J.M.; RANKIN, A.H. 1975. Seismic pumping a hidrotermal fluid transport mechanism. **Jour.Geol. Soc. Lond.,** 131:653-659.

SILVA, E.R.P.; KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B. 1991. Perfil de intemperismo da área do Salobo 3A, Serra dos Carajás_PA, e o comportamento geoquímico do ouro. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3., Belém, 1991, **Anais**...Belém, SBG. p. 555-568.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia da Folha SB.22-Araguaia e parte da SC.22-Tocantins. In: BRASIL. Projeto RADAM BRASIL. **Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra.** Rio de Janeiro, DNPM. v.4, p. I/2 I/143. (Levantamento de Recursos Naturais).

SIMPSON, C. 1986. Determination of moviment sense in milonites. **Jour. of Geol. Educ.,** 34:246-261.

SIMPSON, C. & SCHMIDT, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of moviments in sheared rocks. **Geol. Soc. Am.Bull.,** 94:1281-1288.

SIQUEIRA, J.B. 1988. **Levantamento geológico-geoquímico das regiões leste e sudeste da bacia do Igarapé Mirim.** Rio de Janeiro. 4p. (Relatório técnico).

SIQUEIRA, J.B. 1990. **Organização litoestrutural do dúplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás, PA. Belém.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.

SIQUEIRA, J.B. & COSTA, J.B.S. 1991. O Dúplex Salobo.Mirim, Serra dos Carajás. In: SIMP. SIMP. NAC. EST. TEC., 3., Rio Claro, 1991. **Bol. Res. Est.,** Rio Claro, SBG. p.47.

SIQUEIRA, J.B. & TAKAI, V. 1994. **Estudo de viabilidade econômica complementar do depósito Salobo 3A.** Rio de Janeiro. v.1, 64p e v.2 (02 mapas, 42 seções verticais e 29 horizontais). (Relatório técnico).

SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia geomorfológica,** Campinas, 16(32):71-104.

SPRY, A. 1983. **Metamorphic Textures.** London, Pergamon Press. 352p.

SWANSON, M. T. 1989. Sidewall ripouts in strike-slip faults. **Journal of Structural Geology,** 11(8):933-984.

TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1982. Geologic evolution of the Serra dos Carajás . Pará, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.,** 12 (13) : 263-267.

TOLBERT, G.E.; TRAMAINE, J.W.; MELCHER, G.L.; GOMES,C.B. 1971 The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits Northern Brasil. **Economic Geology,** 66:985-994.

TOLEDO-GROKE, M.C.; PROST, D.; IDELFONSE,Ph.; MELFI, A.J.; DELVIGNE, J.; PARIOST, J.C. 1985. Alteração dos minerais na zona supérgena da formação cuprífera do Salobo 3A Serra dos Carajás, Brasil. **Rev. Bras. Geoc.,** 15(4):293-299.

VALARELII, J.V.; BERNARDELLI, A.L.; WANDERLEY, R.B. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife, SBG. v.4, p.1670-1679.

VALENTA, R. 1988. Vein geometry in the Hilton area (Mt Isa, Queensland): Implications for fluid behaviour during deformation: **Tectonophisics,** 158:191-208.

VALENTA, R. 1994. Sintectonic discordant copper mineralization in Hilton Mine, Mount Isa. **Economic Geology,** 89:1031-1052.

VEIGA, M.M. & SCHORSCHER, H.D. 1982. Caracterização tecnológica da relação cobre.óxidos hidratados de ferro no minério oxidado de cobre de Carajás, Marabá.Pa/Brasil. In: ENCONTRO DO HEMISFÉRIO SUL SOBRE TECNOLOGIA MINERAL & ENCONTRO DE TRATAMENTO DE MINÉRIO. 9., São Paulo, 1982. **Anais**...p. 606-613.

VIANA, A.; FARIAS, N.; SAUERESSIG, R. 1982. Jazida de Cobre Salobo 3A. **Ciências da Terra.** 5:13-18.

VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; REGO, J.L.; CASTRO, F.D.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica da Salobo 3A. Reavaliação. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Bol. Esp.** Belém, SBG. p. 97-111.

WEISSEBERG, B.G. 1970. Solubility of gold in hidrotermal alkaline sulfide solutions: **Economic Geology,** 65:551-556.

WINKLER, W.F. 1977. **Petrogênese das rochas metamórficas.** Ed. Edgard Blücher. 254p.

WINTER, C.J. 1994. **Geology and base metal mineralization associated with archean iron formation in the Pojuca corpo quatro deposit, Carajás, Brazil.** London, University of Southampton. Department of Geology. 214p. Thisis (Doctor of Philosophy) - Department of Geology, University of Southampton, 1994.

WOODCOCK, N.H & FISHER, M. 1986. Strike-slip duplexes. **Journal of Structural Geology**, 8(7):725-735.

WOODWARD, L.E. 1993. Structural control of Lode Gold Deposits in Pony Mining District, Tobacco Root Mountains, Montana. **Economic Geology,** 88:1850-1864.

ZALAN, P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.,** 16(30):245-256.