

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

**CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO
DE COBRE DE CARAÍBA, BAHIA: RELAÇÕES
ESTRUTURAIS E PARAGENÉTICAS**

Carla Maria Mendes Lacerda

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

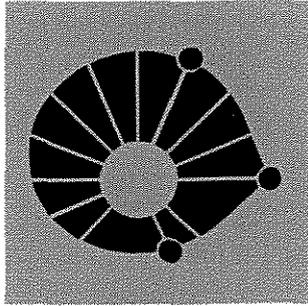
CAMPINAS - SÃO PAULO

AGOSTO - 1995

Este exemplar corresponde à
redução final da tese defendida
por *Carla Maria Mendes Lacerda*
em defesa pública, realizada por ela mesma
em 02/10/1995.


ORIENTADOR

UNICAMP



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA**

**CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE CARAÍBA,
BAHIA: RELAÇÕES ESTRUTURAIS E PARAGENÉTICAS**

Carla Maria Mendes Lacerda

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira - IG/UNICAMP

Co-orientador: Peter C. Hackspacher- IG/ UNESP

CAMPINAS - SÃO PAULO

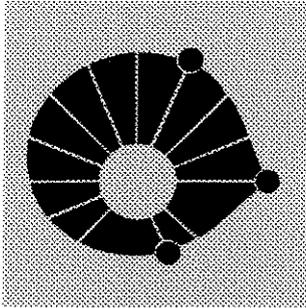
FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

L116c Lacerda, Carla Maria Mendes
Contribuição à gênese da mineralização de cobre de
Caraíba, Bahia: relações estruturais e paragenéticas / Carla
Maria Mendes Lacerda.- Campinas, SP.: [s.n.], 1995.

Orientadores: Elson Paiva Oliveira, Peter Christian
Hackspacher

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de
Campinas. Instituto de Geociências.

1. Cobre-Metamorfismo (geologia) - Bahia.
2. Sulfetos. I. Oliveira, Elson Paiva. II. Hackspacher,
Peter Christian. III. Universidade Estadual de Campinas.
Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

**CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE
CARAÍBA, BAHIA: RELAÇÕES ESTRUTURAIS E PARAGENÉTICAS**

AUTOR :

Carla Maria Mendes Lacerda

ORIENTADOR:

Elson Paiva De Oliveira- IG/UNICAMP

CO-ORIENTADOR:

Peter Hackspacher- IG-UNESP

COMISSÃO EXAMINADORA

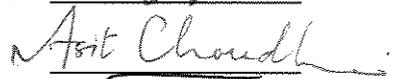
PRESIDENTE:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

EXAMINADORES :

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw


CAMPINAS, AGOSTO DE 1995

Cada um de nós compõe a sua
história e cada ser em si, carrega
o dom de ser capaz, de ser feliz.
(Almir Sater e Renato Teixeira).

À Josias e aos meus pais Romeu
e Maria.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente a realização deste trabalho e em especial à:

A Universidade Estadual de Campinas- UNICAMP, por ter permitido o desenvolvimento deste projeto de pesquisa.

Ao meu orientador prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira pela orientação, amizade e compreensão durante estes 2 anos de trabalho.

Ao prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (UNESP) pela co-orientação e aceitação de participar deste trabalho, e pela abertura da Universidade Estadual Paulista-UNESP para o desenvolvimento de uma parte deste.

A CAPES pela bolsa obtida durante este período.

A CARAÍBA pelo apoio de campo

Aos funcionários da UNICAMP, que tanto ajudaram-me, incentivando e sendo amigos, em especial a Valdirene, Odnilson e as meninas da biblioteca Dora, Cássia e Márcia.

Aos geólogos companheiros de mestrado André Fornari, José Renato Nogueira, Márcio Ferrari (Basset), Marco Pires Paixão (Rodox), Paulo Pires (Monge), Ronaldo Luiz Mincato e Vicente Sérgio Costa (Chumbinho) pelas discussões técnicas.

A geóloga Olga M. F. Otero pelas análises de microsonda eletrônica.

A coordenação de pós graduação do Instituto de Geociências da UNICAMP, pelo auxílio de tese.

A família campineira e rio clarense Adriana, Alessandra, Amintas, Andreia, Angelica, Casé, Chumbinho, Erasmo, Josiê, Manoel, Mônica, Rodox, Rio, Sílvia, Umberto, Vera, Takeo e Zapparolli, pelo abrigo e solidariedade.

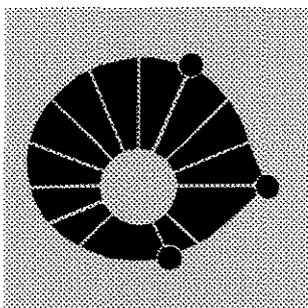
A Belisária Rodrigues de Araújo (*in memoriam*) pelas lições de vida e eterna amizade.

Aos meus familiares, em especial à Romeu Reis Lacerda e Maria Auxiliadora Mendes Lacerda pelo inestimável apoio.

Ao amigo e companheiro Josias Rodrigues de Araújo pelo amor, compreensão, respeito e paciência.

A Deus e aos espíritos de luz.

E a todas as pessoas que de alguma forma contribuem com seu trabalho para o crescimento do país e que não têm acesso a uma escola pública.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE CARAÍBA, BAHIA: RELAÇÕES ESTRUTURAIS E PARAGENÉTICAS

Carla Maria Mendes Lacerda

O terreno Paleoproterozóico (Transamazônico) de alto grau do Vale do Rio Curaçá (município de Jaguarari-Ba) é composto de três unidades litológicas distintas, denominadas, (i): A sequência Supracrustal, composta por paragneisses (biotita gnaisses, hiperstênio gnaisses) intercalados com anfíbolitos, quartzitos, mármore e formação ferrífera; (ii) a sequência dos granitóides composta pela suíte dos ortogneisses tonalíticos e granodioritos e pela suíte granítica, e (iii) os corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cobre.

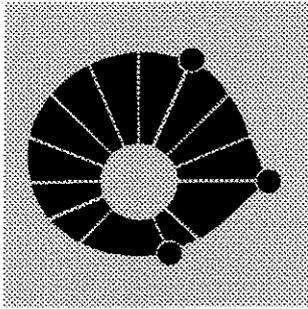
Do ponto de vista estrutural, a região foi submetida a um evento tectônico Transamazônico, que foi separado em duas fases de deformação progressivas: 1) A primeira D_n está associada a uma tectônica tangencial em condições de fácies anfíbolítica a granulítica; 2) A segunda D_{n+1} associada a uma tectônica direcional de caráter sinistral em grau anfíbolito alto até xisto verde. Esta última foi acompanhada de grande aporte de fluidos.

A mineralização de cobre está hospedada em rochas máfico-ultramáficas intrusivas (hiperstenitos e noritos) colocadas na forma de diques, veios e corpos irregulares durante a segunda fase de deformação.

Com base nos sulfetos e óxidos presentes, foram identificadas duas paragéneses denominadas do tipo I e tipo II. A primeira é constituída por calcopirita, bornita, magnetita, ilmenita e hercinita; e a segunda composta por calcopirita, pirrotita, pentlandita, macknawita, cubanita e magnetita. Estas paragéneses foram interpretadas como resultantes da diferenciação do magma original, em condições de fugacidades de oxigênio diferentes, antes de sua colocação final.

As rochas máfico-ultramáficas foram metamorfasadas e deformadas, e como resultado houve mobilização dos sulfetos, resultando em concentração da mineralização. Evidências de mobilização mecânica são mostradas por cicatrização de fratura de calcopirita e pirrotita em silicatos. Feições de deformação em piroxênios foram principalmente devido a deslizamento dos deslocamentos e estão representadas por extinção ondulante, bandas de deformação, *kinks*, formação de grãos e subgrãos e geminação mecânica (raras). Análises de microsonda eletrônica nos grãos velhos e novos mostram uma pequena diferença composicional que foi associada a processo de nucleação.

Através das feições em macro e microescala observadas nas rochas mineralizadas e nas rochas encaixantes foi considerado que a colocação dos corpos máfico-ultramáficos ocorreu durante o evento D_{n+1}, e que o metamorfismo e a deformação posteriores proporcionaram a mobilização de sulfetos na forma de bolsões e veios resultando numa distribuição heterogênea da mineralização.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

MASTER DISSERTATION

ABSTRACT

Contribution to the Genesis of the Caraíba Copper Mineralisation, Bahia-Brazil: Structural and Paragenetic Relations

Carla Maria Mendes Lacerda

The Paleoproterozoic (Transamazonian) Curaçá River Valley high-grade terrane, near the Caraíba Copper Mine, consists of three lithologic units, namely, (i) a supracrustal sequence made-up of paragneisses (biotite gneisses, hypersthene gneisses) conformable interleaved with amphibolite, quartzite, marble and iron formation, (ii) a sequence of granitoids composed of a tonalitic to granodioritic orthogneiss suite and a granitic suite, and (iii) copper-bearing mafic-ultramafic bodies.

From the structural point of view, the region has been subject to a tectonic event that may be separated into two progressive deformation phases. The first (D_n) was associated with a tangential tectonics under amphibolite to granulite facies metamorphic conditions, and the second (D_{n+1}) with a left-sense wrench tectonics under amphibolite to greenschist grade metamorphism. The latter is marked by a significant fluid input.

The copper mineralisation is host in mafic-ultramafic rocks (hypersthene and norite) which intruded the country rocks as dyke, veins and irregular bodies during the second deformation phase.

Sulphides and oxides can be grouped into two parageneses, viz. Type I and Type II. The first consists of chalcopyrite, bornite, magnetite, ilmenite and hercynite, whereas the second of chalcopyrite, pyrrhotite, pentlandite, mackinawite, cubanite and magnetite. These two parageneses were interpreted as the result of magmatic differentiation under different oxygen fugacities and before their host-rocks final emplacement.

The mafic-ultramafic rocks have been deformed and metamorphosed under amphibolite to greenschist facies conditions. During this tectonic episode, the ore minerals have been mechanically concentrated by mobilisation as shown by silicate fracture-infilling chalcopyrite and pyrrhotite. Deformation of orthopyroxenes took place mostly by dislocation gliding, as indicated by optical undulose extinction, deformation bands, kink-bands, formation of grains and subgrains and mechanical twinning (more rare). Microprobe analysis of father- and daughter grains of orthopyroxenes yielded a minor but significant compositional difference which has been associated to nucleation processes.

The microtectonic features described above, coupled with cross-cutting relationships between ore-bearing mafic-ultramafic bodies and the country rock gneisses indicate that the emplacement of the copper-rich rocks has taken place during D_{n+1} . The subsequent deformation and metamorphism were responsible for the present-day heterogeneous distribution of copper sulphides as veins and massive irregular bodies.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE FOTOS

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

| | |
|-------------------------------|---|
| 1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS | 1 |
| 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO | 3 |
| 1.3. ETAPAS E MÉTODOS | 3 |

CAPÍTULO 2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

| | |
|--|----|
| 2.1. COMENTÁRIOS PRELIMINARES | 6 |
| 2.2. GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA BAHIA | 6 |
| 2.3. ABORDAGEM LITOESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DO VALE DO RIO CURAÇÁ | 9 |
| 2.4. GÊNESE DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS E OS PRINCIPAIS METALOTECTOS FORMADORES DA JAZIDA | 15 |

CAPÍTULO 3- GEOLOGIA DA ÁREA

| | |
|---|----|
| 3.1. INTRODUÇÃO | 20 |
| 3.2. GNAISSES MIGMATÍTICOS | 26 |
| 3.3. SUÍTE DOS ORTOGNAISSES TONALÍTICOS A GRANODIORITOS | 31 |
| 3.4. SUÍTE GRANÍTICA | 35 |
| 3.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES | 45 |

CAPÍTULO 4- GEOLOGIA ESTRUTURAL

| | |
|--------------------------------------|----|
| 4.1. INTRODUÇÃO | 48 |
| 4.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS | 48 |
| 4.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS D_n | 49 |
| 4.4. ELEMENTOS ESTRUTURAIS $D_n + 1$ | 51 |
| 4.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES | 57 |

CAPÍTULO 5- GEOLOGIA DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS

| | |
|--|----|
| 5.1- INTRODUÇÃO | 60 |
| 5.2- ASPECTOS EM ESCALA MESOSCÓPICA | 60 |
| 5.3- ASPECTOS EM ESCALA MICROSCÓPICA | 64 |
| 5.4. ASPECTOS CRISTALOGRAFICOS EM PIROXÊNIOS | 80 |
| 5.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES | 86 |

CAPÍTULO 6- MINERALIZAÇÃO DE COBRE

| | |
|---|-----|
| 6.1. INTRODUÇÃO | 88 |
| 6.2 SISTEMA CU-FE-S | 89 |
| 6.3 SISTEMA NI-FE-S | 91 |
| 6.4. ASPECTOS PRINCIPAIS DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE CARAÍBA | 94 |
| 6.5 PARAGÊNESE SILICATADA <i>Vs</i> PARAGÊNESE DE ÓXIDOS E SULFETOS | 107 |
| 6.6. ORIGEM DOS DOIS TIPOS DE PARAGÊNESES DE CARAÍBA COM BASE NOS SULFETOS E ÓXIDOS PRESENTES | 111 |
| 6.7. COMPARAÇÃO DA MINA DE OKIEP COM ADE CARAÍBA | 113 |
| 6.8. CONCLUSÕES PARCIAIS | 117 |

CAPÍTULO 7- METAMORFISMO

| | |
|--|-----|
| 7.1. INTRODUÇÃO | 121 |
| 7.2. METAMORFISMO M_n | 121 |
| 7.3. METAMORFISMO $M_n + 1$ | 122 |
| 7.4. METAMORFISMO/DEFORMAÇÃO <i>vs</i> MINERALIZAÇÃO | 124 |
| 7.4. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES | 126 |

CAPÍTULO 8 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

| | |
|---------------------------------------|-----|
| 8.1. SÍNTESE | 128 |
| 8.2. CONCLUSÕES SOBRE A MINERALIZAÇÃO | 129 |

| | |
|-----------------------------------|-----|
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 132 |
|-----------------------------------|-----|

LISTA DE FIGURAS

| | Página |
|---|--------|
| FIG. 1.1 - Mapa de localização e acesso | 4 |
| FIG. 2.1- Unidades geotectônicas do Cráton do São Francisco e do Orógeno Curaçá-Ipirá | 7 |
| FIG. 2.2. Esboço geológico do Nordeste da Bahia. | 10 |
| FIG. 2.3. Geologia simplificada do Vale do Rio Curaçá, | 12 |
| FIG. 2.4. Evolução estrutural do Complexo Caraíba | 18 |
| FIG. 3.1. Ilustração dos processos de recuperação | 23 |
| FIG. 3.2. Estágio de deformação para os feldspato | 23 |
| FIG. 3.3. Estágio de deformação para o quartzo | 25 |
| FIG. 3.4. Estágio de deformação para as micas | 25 |
| FIG. 3.5. Colocação de granitos segundo uma transcorrência sinistral | 36 |
| FIG. 3.6. Colocação de dique graníticos sindeformacionais (afloramento do aeroporto) | 36 |
| FIG. 4.1. Diagrama da lineação L_n | 53 |
| FIG. 4.2. Diagrama de polos da foliação S_n e S_{n+1} | 53 |
| FIG. 4.3. Diagrama da lineação L_{n+1} | 55 |
| FIG. 4.4. Diagrama de polo do fraturamento regional | 55 |
| FIG. 5.1a. Geologia simplificada da cava da Mina de Caraíba | 61 |
| FIG. 5.1b. Planta da cava da Mina de Caraíba | 62 |
| FIG. 5.2a, b. Perfis na Mina de caraiba | 63 |
| FIG. 5.3. Evidências de colocação de hiperstenito controlado por cisalhamento | 65 |
| FIG. 5.4. Diagrama ACF apresentando as composições de ortopiroxênio por análise de microsonda eletrônica de grãos mãe e grãos filhos. | 76 |
| FIG. 5.5. Diagrama (FeO+ MgO) vs Al_2O_3 , mostrando o campo dos piroxênios ígneos e metamórficos | 78 |
| FIG. 5.6. Padrão anastomosado da foliação em melanoritos | 79 |
| FIG. 5.7. Aspectos Cristalográficos dos hiperstênio | 83 |
| FIG. 6.1. Relações de fases no sistema Cu-Fe-S, isothermas de 600°C e 300°C | 90 |
| FIG. 6.2. Relações de fases no sistema Ni-Fe-S a 1000°C na presença de uma fase vapor | 92 |
| FIG. 6.3. Relações de fases no sistema Ni-Fe-S a 650°C na presença de uma fase vapor | 93 |
| FIG. 6.4. Diagrama atividade-atividade. $P_{H_2O} = 40$ bars e temperatura igual a 200°C | 95 |
| FIG. 6.5. Comportamento mecânico de alguns sulfetos a) transição rúptil-dúctil b) resistência limite | 112 |

LISTA DE QUADROS E TABELAS

| | |
|--|----|
| QUADRO 2.1- Principais trabalhos publicados no Vale do Rio Curaçá sobre o modo de ocorrência dos sulfetos e os principais processos responsáveis pela sua formação | 19 |
|--|----|

| | |
|--|-----|
| QUADRO 3.1 Principais litotipos presentes na área de estudo | 21 |
| QUADRO 3.2 Paragênese mineral dos diversos tipos litológicos circundantes à mina de Caraíba e encaixantes da mineralização | 45 |
| TABELA 5.1. Análises representativas dos grãos mãe e grãos filhos de hiperstênio | 75 |
| TABELA 5.2. Porcentagem em peso de FeO e MgO de OPX nas Minas de caraíba, Okiep e Bushveld | 77 |
| Quadro 5.1 Principais feições de deformação em escala mineral nas rochas máfica-ultramáficas | 82 |
| Quadro 6.1. Principais paragêneses de sulfetos e óxidos associadas às rochas máfica-ultramáficas de Caraíba e o seu modo de ocorrência. | 96 |
| TABELA 6.1. Análises minerais de alguns sulfetos de Caraíba em hiperstenitos e noritos | 97 |
| TABELA 6.2. Composições representativas (wt% peso) dos teluretos de Caraíba, realizadas no laboratório de microsonda da UFBa. | 101 |
| QUADRO 6.2. Sulfetos e óxidos presentes em diferentes corpos do Distrito Cuprífero de Okiep | 114 |
| QUADRO 7.1. Principais feições estruturais, paragêneses e substituições observadas nos litótipos da mina de Caraíba e nos seus arredores | 123 |

LISTA DE FOTOS

| | |
|--|----|
| FOTO 3.1- Gnaisse migmatítico | 28 |
| FOTO 3.2- Biotita-hiperstênio gnaisse | 28 |
| FOTO 3.3- Clorita gnaisse | 32 |
| FOTO 3.4a- hiperstênio substituído por clorita | 32 |
| FOTO 3.4b-hiperstênio substituído por clorita | 33 |
| FOTO 3.5- Suite dos ortognaisses tonalíticos | 33 |
| FOTO 3.6a- Ortognaisses tonalíticos | 34 |
| FOTO 3.6b- Ortognaisses tonalíticos | 34 |
| FOTO 3.7- <i>Augen</i> gnaisse granítico | 38 |
| FOTO 3.8- Microclínio mostrando geminação em grade superposta a geminação Carlbud | 38 |
| FOTO 3.9a- Cristal de microclínio mostrando sombra de pressão do próprio microclínio | 39 |
| FOTO 3.9B- Intercrescimento mimerquítico em microclínio | 39 |
| FOTO 3.10 Cordierita- sillimanita granada augen gnaisse | 42 |
| FOTO 3.11 Porfiroclasto de granada, <i>ribbons</i> de quartzo e sillimanita, nicois paralelo | 42 |
| FOTO 3.12. Epidoto-hornblenda <i>augen</i> gnaisse | 43 |
| FOTO 4.1. Dobra desarmônica em Gnaisse Bom Despacho | 56 |
| FOTO 4.2. Dobra isoclinal em Gnaisse Bom Despacho | 56 |
| FOTO 5.1. Zona de contato do piroxenito com o gnaisse migmatítico | 66 |
| FOTO 5.2. Piroxenito intrudido no gnaisse migmatítico | 66 |

| | |
|--|-----|
| FOTO 5.3. Piroxenito intrudido no gnaiss migmatítico | 67 |
| FOTO 5.4. Piroxenito intrudido paralelo a foliação do gnaiss | 67 |
| FOTO 5.5. Piroxenito apresentando xenólitos arredondados de noritos e peridotitos | 69 |
| FOTO 5.6a. Piroxenito grosseiro. Nicois paralelo | 69 |
| FOTO 5.6b. Piroxenito grosseiro. Nicois cruzado | 70 |
| FOTO 5.6c. Piroxenito grosseiro. Placa de gipso | 70 |
| FOTO 5.7. Extinção em bandas em piroxenitos | 71 |
| FOTO 5.8a. Kinks em piroxênio, nicois paralelo | 71 |
| FOTO 5.8b. Kinks em piroxênio nicois cruzado | 73 |
| FOTO 5.9a. Piroxenito milonitizado nicois paralelo | 73 |
| FOTO 5.9b. Piroxenito milonitizado nicois cruzado | 81 |
| FOTO 5.10. Biotitito | 81 |
| FOTO 6.1. Paragênese do tipo I | 98 |
| FOTO 6.2. Paragênese do tipo I | 98 |
| FOTO 6.3. Cristal de telureto em calcopirita filoniana | 99 |
| FOTO 6.4. Feições de intercrescimento de bornita em calcopirita | 99 |
| FOTO 6.5. Piroxenito com sulfeto disseminado | 100 |
| FOTO 6.6. Calcopirita e pirrotita com intercrescimento interdigitado com hiperstênio | 100 |
| FOTO 6.7. Calcopirita cicatrizando fratura em melanorito | 103 |
| FOTO 6.8. Feições de intercrescimento de bornita em calcopirita | 103 |
| FOTO 6.9. Feições de intercrescimento de bornita em calcopirita | 104 |
| FOTO 6.10. Lamelas de exsolução de ilmenita e hercinita na magnetita | 104 |
| FOTO 6.11. Intercrescimento simplectítico de magnetita na hercinita | 105 |
| FOTO 6.12. Paragênese do tipo II | 105 |
| FOTO 6.13. Paragênese do tipo II | 106 |
| FOTO 6.14. Lamelas de exsolução de cubanita na calcopirita | 106 |
| FOTO 6.15. Calcopirita e pirrotita preenchendo descontinuidades em piroxenito | 108 |
| FOTO 6.16. Calcopirita e pirrotita preenchendo descontinuidades em piroxenito | 108 |
| FOTO 6.17. Calcopirita e pirrotita preenchendo descontinuidades em piroxenito | 109 |
| FOTO 6.18. Piroxênio em uma matriz de calcopirita mobilizada | 109 |

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O Vale do Rio Curaçá, no nordeste do Estado da Bahia, é conhecido na literatura geológica por seus depósitos de cobre. Na região ocorrem cerca de 300 corpos máfico-ultramáficos potencialmente portadores de sulfetos de cobre. Destacando-se dentre eles o corpo mineralizado de Caraíba, o qual é o objeto de estudo do presente trabalho.

A Mina de Caraíba possuía, em 1993, uma reserva medida de 0,79384 milhões de toneladas de minério de cobre tendo participado, no mesmo ano, com 79,2% da produção nacional de concentrado de cobre, o que correspondeu a 34.369,93 toneladas de metal contido (Ribeiro, 1994).

Devido à importância do cobre no mercado, a Mina de Caraíba vem sendo há vários anos alvo de muitos trabalhos.

Estudos realizados por Lindenmayer (1981), Mandetta (1982), Silva (1985) e Silva *et al.* (1994) atribuíram ao complexo máfico-ultramáfico de Caraíba uma forma de *sills* diferenciados de natureza tholeiítica. Este complexo seria, da base para o topo, constituído por hiperstenitos com enclaves de olivina piroxenitos, melanoritos, noritos e leuconoritos com faixas de hiperstenitos e por último noritos a leuconoritos com gabros e gabronoritos intercalados (Mandetta, 1982). Os corpos máfico-ultramáficos teriam sido injetados numa seqüência supracrustal e sofrido pelo menos três fases principais de deformação, com metamorfismo, migmatização e intrusões graníticas associadas. Esta deformação, segundo Silva (1985), seria a responsável pela forma de cogumelo do corpo de Caraíba.

Estudos mais recentes para o complexo máfico-ultramáfico ancorados por dados de campo, de petrografia, e de química de rocha e de mineral, não sustentaram o modelo de *sills* diferenciados de natureza tholeiítica (Oliveira, 1989; 1990). Este autor propôs que o complexo máfico-ultramáfico seria resultado de múltiplas intrusões de diques e veios de noritos e hiperstenitos, não estratificados, que já teriam sofrido prévia cristalização fracionada.

Esse modelo de intrusões múltiplas seria evidenciado pela presença de estruturas do tipo brecha, pela injeção de hiperstenitos em noritos e vice-versa, pelas apófises de piroxenitos intrusivas em granulitos regionais, e pelos enclaves peridotíticos, anfibolíticos e

de gabros.

Os enclaves peridotíticos foram considerados como xenólitos nos hiperstenitos. As principais evidências dessa relação são dadas pela forma arredondada, pelos contatos bruscos, pelas margens resfriadas de hiperstenitos ao redor de peridotitos, pelas micro apófises dos piroxenitos nos peridotitos e pela temperatura e pressão de equilíbrio mais elevadas entre essas rochas e sua encaixante (Oliveira, 1989; 1990).

Por outro lado, a presença de texturas cumuláticas, intergranulares e porfíricas e de porções noríticas (líquidos aprisionados) nos hiperstenitos, evidenciam que o magma norítico-hiperstenítico sofreu cristalização fracionada antes de sua colocação final (Oliveira, 1989; 1990).

Os hiperstenitos e noritos de Caraíba mostram uma sequência de intrusão e padrões de química de rocha e mineral similares aos da Suíte Koperberg, na África do Sul, hospedeira de mineralizações de cobre. Nestes dois complexos, os hiperstenitos seriam as rochas mais novas. Porém, distinguem-se na proporção de hiperstenitos, que é relativamente maior na Mina de Caraíba, e pela presença de xenólitos de rochas peridotíticas e gabros nesta (Oliveira, 1989).

Além da discordância entre os trabalhos publicados sobre o Vale do Rio Curaçá em relação ao modo de intrusão dos corpos máfico-ultramáficos, existem também polêmicas relativas ao posicionamento estratigráfico da intrusão a luz da história deformacional do vale.

Segundo Silva (1985), os corpos máfico-ultramáficos teriam sido colocados antes da história tectono-metamórfica da área. Entretanto, Oliveira (1989, 1990) a partir de dados de campo, como as apófises de piroxenitos truncando o bandamento metamórfico granulítico de gnaisses migmatíticos, levantou a possibilidade de que os corpos máfico-ultramáficos poderiam ser bem mais novos do que até então aceito na literatura sobre a região.

Por outro lado, apesar da Mina de Caraíba estar em atividade desde o ano de 1985, poucos trabalhos foram realizados nos hiperstenitos e noritos com o objetivo de reconstituir a história tectono-metamórfica da mineralização tendo como subsídio o estabelecimento das paragéneses de silicatos e de óxidos e sulfetos.

Com base no exposto acima, as motivações iniciais deste trabalho foram estabelecer o posicionamento dos hiperstenitos e noritos; entender o modo de intrusão dessas rochas e definir as relações paragenéticas entre silicatos, óxidos e sulfetos.

Desta forma, com o intuito de entender a evolução do complexo máfico-ultramáfico tanto do ponto de vista estrutural, como metamórfico e ígneo a presente pesquisa teve os seguintes objetivos:

- Caracterizar a época de colocação dos corpos máfico-ultramáficos com base nas suas relações com as rochas encaixantes regionais e nas estruturas desenvolvidas durante e após a intrusão.
- Caracterizar os aspectos metalogenéticos dos corpos máfico-ultramáficos do Complexo Cuprífero de Caraíba, fazendo-se uso de determinações das paragêneses silicatadas, das de óxidos e sulfetos; de análises deformacionais e texturais em escala microscópica; e de análises químicas representativas da mineralização.
- Analisar, de forma interativa em escalas mesoscópicas e microscópicas, o comportamento reológico das rochas máfico-ultramáficas, das principais rochas encaixantes do corpo mineralizado (os gnaisses migmatíticos) e das rochas circundantes à mina de Caraíba.
- Integrar os dados geológicos obtidos neste trabalho com os disponíveis na literatura, objetivando enquadrar a região trabalhada no contexto geológico regional e sugerir, ainda que de forma preliminar, uma hipótese para a gênese das mineralizações cupríferas do Vale do Rio Curaçá.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Mina de Caraíba está localizada no nordeste do Estado da Bahia, no município de Jaguarari (coordenadas 39°53' longitude Oeste e 09°49' latitude Sul, Fig.1.1), dista por estradas pavimentadas (BR 407) cerca de 480 km da capital Salvador, cerca de 125 km das cidades de Juazeiro e Petrolina, na margem do Rio São Francisco, e, aproximadamente, 107 km da cidade do Senhor do Bonfim.

1.3. ETAPAS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos, o trabalho foi organizado de forma que possibilita-se a integração dos resultados das atividades desenvolvidas. Posto isto, o presente trabalho foi dividido nas várias etapas abaixo. No decorrer do trabalho algumas dessas etapas ocorreram simultaneamente em função das necessidades.

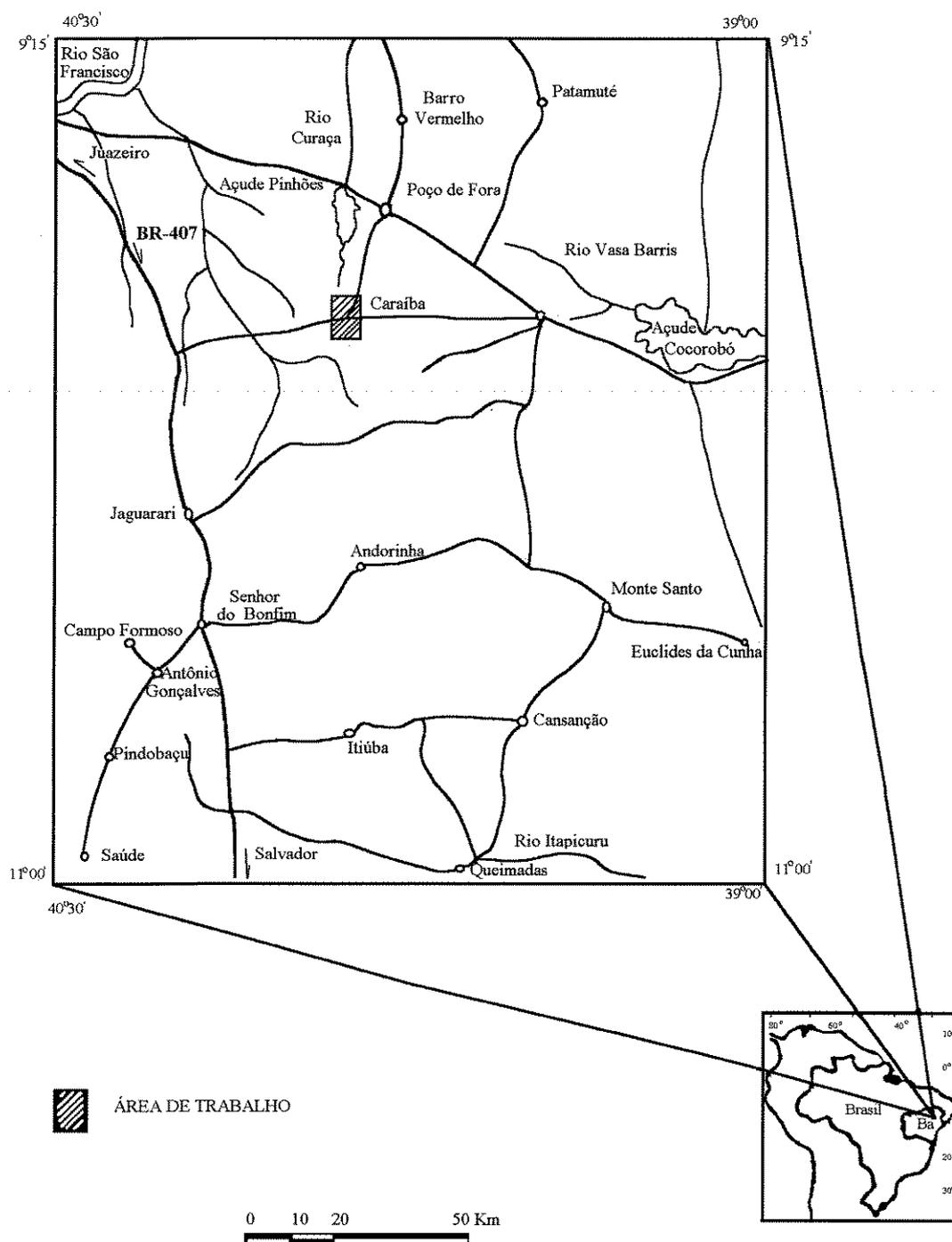


Fig. 1.1: Mapa de Localização da área de estudo mostrando os principais acessos rodoviários em relação as principais cidades.

A primeira etapa constou de uma análise detalhada da bibliografia sobre a Região do Vale do Rio Curaçá e no estudo teórico dos vários tópicos que iriam ser abordados no decorrer da dissertação. Entre outros, destacam-se as revisões sobre as hipóteses para a gênese do depósito de Caraíba, os conceitos de geologia estrutural e os estudos experimentais realizados no sistema Cu-Ni-Fe-S, Cu-Fe-S e Ni-Fe-S.

Na segunda etapa foram desenvolvidos trabalhos de campo, em dois períodos distintos (fevereiro de 1993 e dezembro de 1993) totalizando 50 dias. Nesta etapa executou-se o mapeamento geológico na escala 1:10.000, objetivando o reconhecimento litológico-estrutural regional das rochas que compõem o arcabouço no qual as rochas máfico-ultramáficas estão inseridas e, ainda, mapeamentos na escala 1:100 na cava da mina de Caraíba.

O mapeamento geológico foi o usual de terrenos metamórficos tendo envolvido a execução de perfis transversais à estruturação regional. Cabe ressaltar que isto nem sempre foi possível devido a escassez de afloramentos na parte externa à mina. A obtenção de medidas estruturais, planares e lineares, foi realizada pelo método *dip direction*, utilizando bússola Freiberg (Mc Clay, 1987).

Durante o mapeamento geológico foram coletadas amostras para a confecção de lâminas delgadas e delgadas-polidas. Quando possível, as amostras foram coletadas orientadas, de acordo com o método sugerido por Mc Clay (1987).

Os trabalhos de laboratório objetivaram complementar as informações obtidas em campo. A análise da petrografia básica foi feita em 200 lâminas delgadas e delgadas polidas. Em seguida foram separadas 15 lâminas para estudo em platina universal e mais 5 para o estudo em microsonda eletrônica. A petrografia convencional foi realizada nos Institutos de Geociências da UNICAMP e da UNESP utilizando-se microscópios Carl Zeiss modelos Jenapol / Axiophoto e Leitz-pol 12, respectivamente. Os trabalhos em platina universal foram realizados na UNESP utilizando uma platina modelo Leitz 4 eixos.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 COMENTÁRIOS PRELIMINARES

O Vale do Rio Curaçá é constituído por rochas pré-cambrianas de alto grau metamórfico. Nesta região, o destaque metalogenético é dado pelos complexos máfico-ultramáficos das regiões de Caraíba e Surubim, com suas mineralizações de cobre e potencialidade para elementos do grupo da platina e ouro.

Os principais trabalhos publicados sobre o contexto geológico do Vale do Rio Curaçá, são revisados e, ainda, discutidos sob três aspectos:

- 1- Revisão bibliográfica sobre a geotectônica do NE da Bahia, onde se destacam os trabalhos de Silva (1990); Barbosa (1990); Padilha & Melo (1991); Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira (1993).
- 2- Abordagem litoestratigráfica-estrutural do Vale do Rio Curaçá, salientando-se os trabalhos de Lindenmayer (1981); Sá *et al.* (1982) e Silva (1985).
- 3- Descrição dos principais dados referentes à gênese da mineralização (Mandetta, 1982; Lindenmayer, 1981; Oliveira, 1990 e Oliveira & Choudhuri, 1993).

2.2. GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA BAHIA

A área em estudo está localizada no terreno de alto grau metamórfico do Vale do Rio Curaçá no NE do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Fig. 2.1).

O embasamento pré-cambriano da crosta continental do Brasil experimentou quatro eventos geotectônicos principais denominados de Jequié (2.9- 2.6 Ga), Transamazônico (2.1- 1.8 Ga), Uruaçuanó (1.3 - 1.0 Ga) e Brasileiro (0.7 - 0.45 Ga) conforme Almeida *et al.* (1981) e Almeida & Hasui (1984).

O Cráton do São Francisco, tendo por base a delimitação estabelecida por Almeida (1977) é passível de ser compartimentado em províncias crustais distintas. Cada uma delas com evolução geocronológica-geotectônica particulares. Foram assim distingüidas províncias arqueanas (setentrional e meridional) e províncias proterozóicas (inferior e média) (Teixeira, 1993).

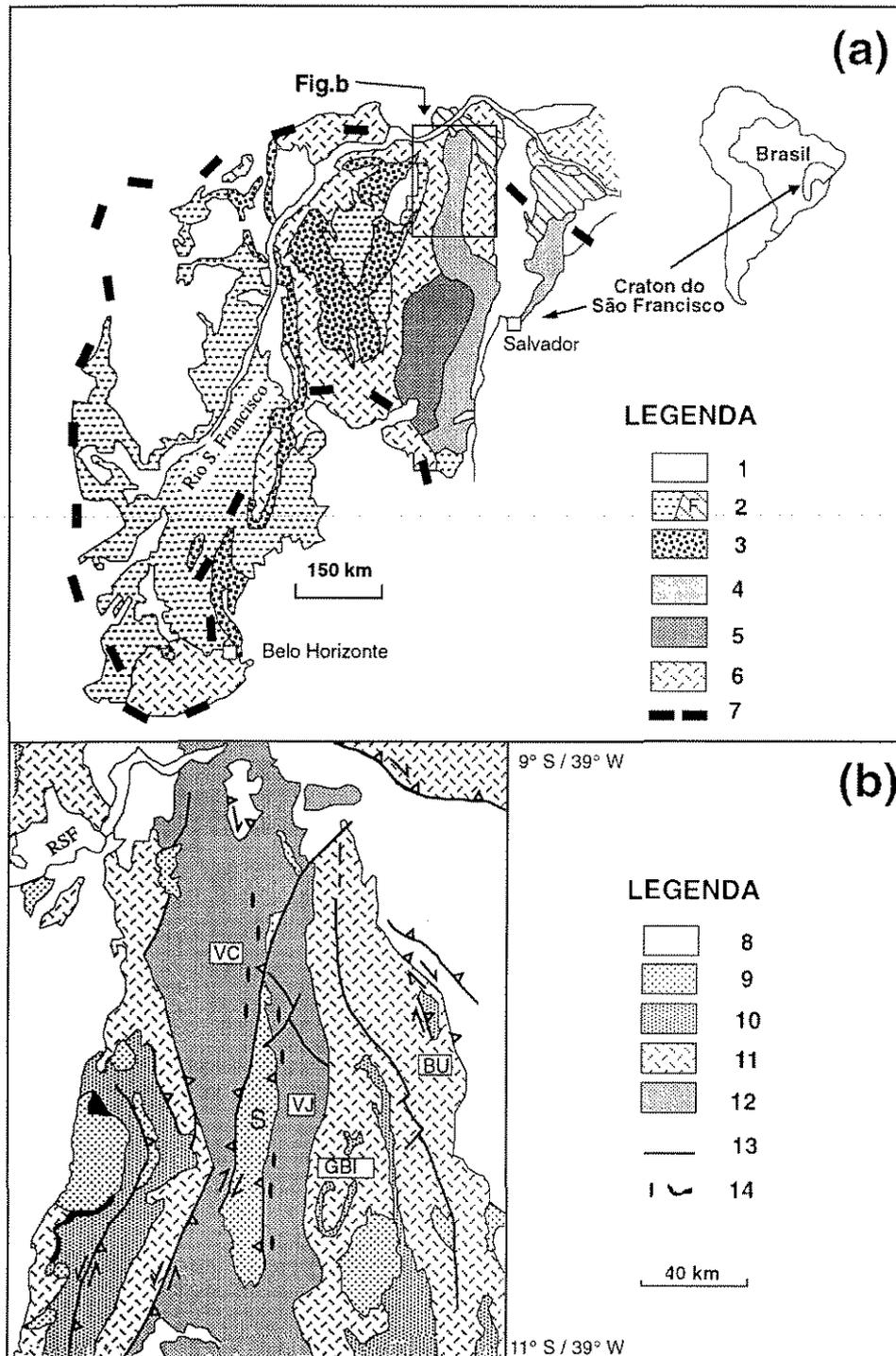


Fig.2.1 : Unidades geotectônicas do Cráton do São Francisco (a) e do Orógeno Curaça-Ipirá (b). 1- Cobertura Fanerozóica, 2- Cobertura Bambuí-São Francisco e orógeno (F) do Proterozóico Superior, 3- Cobertura Espinhaço do Proterozóico Médio, 4- Cinturão Granulítico Costeiro Atlântico do Proterozóico Inferior, 5- Complexo Granulítico Jequié do Arqueano, 6- Terrenos granito-supracrustais do Arqueano/ Proterozóico Inferior, 7- Limites do Cráton, 8- Unidades do Proterozóico Médio e mais jovens, 9- Sienitos (S) e granitoides do Proterozóico Inferior, 10- Sequências vulcano-sedimentares do Arqueano/ Proterozóico Inferior, 11- Terrenos granito-migmatito-supracrustais do Arqueano/Proterozóico Inferior, 12- Terrenos de alto grau do Arqueano/Proterozóico Inferior, 13- Falhas principais, 14- Complexos máfico-ultramáficos plutônicos; VJ- Vale do Jacurici, VC- Vale do Curaça, BU- Bloco Uauá, GBI- *Greenstone Belt* Itapicuru. Segundo Inda & Barbosa (1978), Oliveira (1990a) e Padilha e Melo (1991).

As províncias arqueanas exibem idades radiométricas no intervalo de 3.4 a 2.6 Ga. Litologicamente são formadas por associações do tipo granito-*greenstone* e terrenos de alto grau metamórfico, que foram submetidos a migmatizações e anatexia (Teixeira, 1993).

A província arqueana na parte meridional do cráton é constituída pelas rochas gnássico-migmatíticas e granitóides metamorfasadas em fácies anfíbolito e pelas relíquias do *Greenstone Belt* do Rio das Velhas, que exibem feições dômicas e ovaladas. Já, na parte setentrional está representada pelos terrenos metamórficos de alto grau, expostos no bloco Gavião e no fragmento Jequié-Mutuípe (Teixeira, 1993). Esta última região é o local onde foi definido originalmente o ciclo Jequié de idade 2.7 Ga (Cordani & Neves, 1982).

Litologicamente, na porção setentrional é constituída por charnockitos, enderbitos, charno-enderbitos, além de rochas granito-gnássicas, migmatitos de alto grau e restos de seqüências vulcano-sedimentares (Teixeira, 1993).

As províncias do Proterozóico Inferior do Cráton do São Francisco são resultantes, basicamente, da evolução dos cinturões móveis Itabuna, Correntina-Guanambi e Mineiro. As associações destes cinturões são constituídas por seqüências de alto a médio grau metamórfico (e.g. o terreno de alto grau do Vale do Rio Curaçá, integrante do Cinturão Itabuna); pelas seqüências de baixo grau, incluindo os terrenos do tipo *greenstone* (e.g. *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru/Bahia, e o Super Grupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero); pelos plutonismos granítico e alcalino e pelo magmatismo básico fissural (Teixeira, 1993).

A província geocronológica do Proterozóico Médio é representada basicamente pelo sistema Espinhaço e ortognaisses contemporâneos (Teixeira, 1993).

Modelos geotectônicos recentes para o NE do Cráton do São Francisco durante o Proterozóico Inferior sugerem uma de colisão continente-continente similares aos modelos descritos em terrenos fanerozóicos (Barbosa, 1986; 1990; Gaal *et al.*, 1987; Silva, 1990; Barbosa & Fontelles, 1989; Figueiredo, 1989; Padilha *et al.*, 1990a; b; Figueiredo & Barbosa, 1993).

Segundo Figueiredo (1989), Barbosa (1990), Padilha *et al.* (1990a; b), Teixeira & Figueiredo (1991) e Figueiredo & Barbosa (1993), o Cinturão Granulítico Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1979), também conhecido como Cinturão Itabuna na sua parte meridional (Figueiredo, 1989) e, mais recentemente, Orógeno Curaçá-Ipirá, na sua parte setentrional (Padilha *et al.*, 1990a), seria a expressão final da referida colisão, possivelmente entre o

maciço do Gabão (Congo, África) e o microcontinente Jequié na porção sul do Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989) e entre o bloco Uauá-Serrinha e o Bloco Mairi, na porção do Orógeno Curaçá-Ipirá (Fig. 2.2) (Padilha & Mello, 1991; Figueiredo & Barbosa, 1993).

Segundo Figueiredo & Barbosa (1993), a evolução do NE da Bahia parece iniciar-se em um primeiro estágio há aproximadamente 3.0-2.7 Ga, com a formação de seqüências cálcio-alcalinas e subordinadamente tholeiíticas. Gaal *et al.* (1987) e Silva (1990), propuseram um modelo de evolução para o Proterozóico Inferior com uma abertura oceânica na Bacia de Jacobina, seguida de uma subducção para leste da crosta oceânica formada. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru corresponderia, neste modelo, à bacia de retroarco, o bloco do Gabão e o de Uauá seriam remanescentes cratônicos e os quartzitos de Jacobina representariam molassa.

No modelo de subducção proposto por Silva (1990) o sentido de subducção para leste seria caracterizado pela zonalidade dos vulcanitos félsicos, com as lavas predominando a oeste passando a leste para piroclásticas, vulcânicas e epiclásticas e por fim vulcânicas; pelo aumento progressivo do grau metamórfico para oeste; e pela natureza e distribuição espacial dos sedimentos apontando para existência de um arco vulcânico à oeste, o qual teria sido mais dissecado na porção sul do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Lebede & Hoppe, 1990).

Um modelo com vários estágios evolutivos foi proposto por Padilha & Melo (1991). Neste, a evolução inicia-se com a implantação de um *rift* (2.750 ± 50 Ma) com a separação dos Blocos Mairi e Serrinha e formação de uma protocrosta oceânica; pela subducção de oeste para leste de crosta oceânica sob crosta oceânica, produzindo os protólitos do Complexo Caraíba (o Complexo Caraíba é representado principalmente por uma associação de gnaisses intermediários a félsicos e migmatitos); pela colisão oblíqua com a formação do Orógeno Curaçá-Ipirá (2.300 ± 50 ma), pelo rifteamento no Bloco Serrinha formando o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (2.060 ± 50 ma); pela soldagem entre os blocos Serrinha e Mairi com cisalhamento dúctil, seguida pelo rifteamento no Bloco Mairi produzindo a Bacia de Jacobina, pela formação de *nappes* e pelas deformações tardias relacionadas ao fechamento do orógeno.

2.3. ABORDAGEM LITOESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DO VALE DO RIO CURAÇÁ

O Vale do Rio Curaçá é formado por rochas de alto grau metamórfico, sendo conhecido na literatura geológica por seus depósitos de cobre. Uma revisão completa de todos os

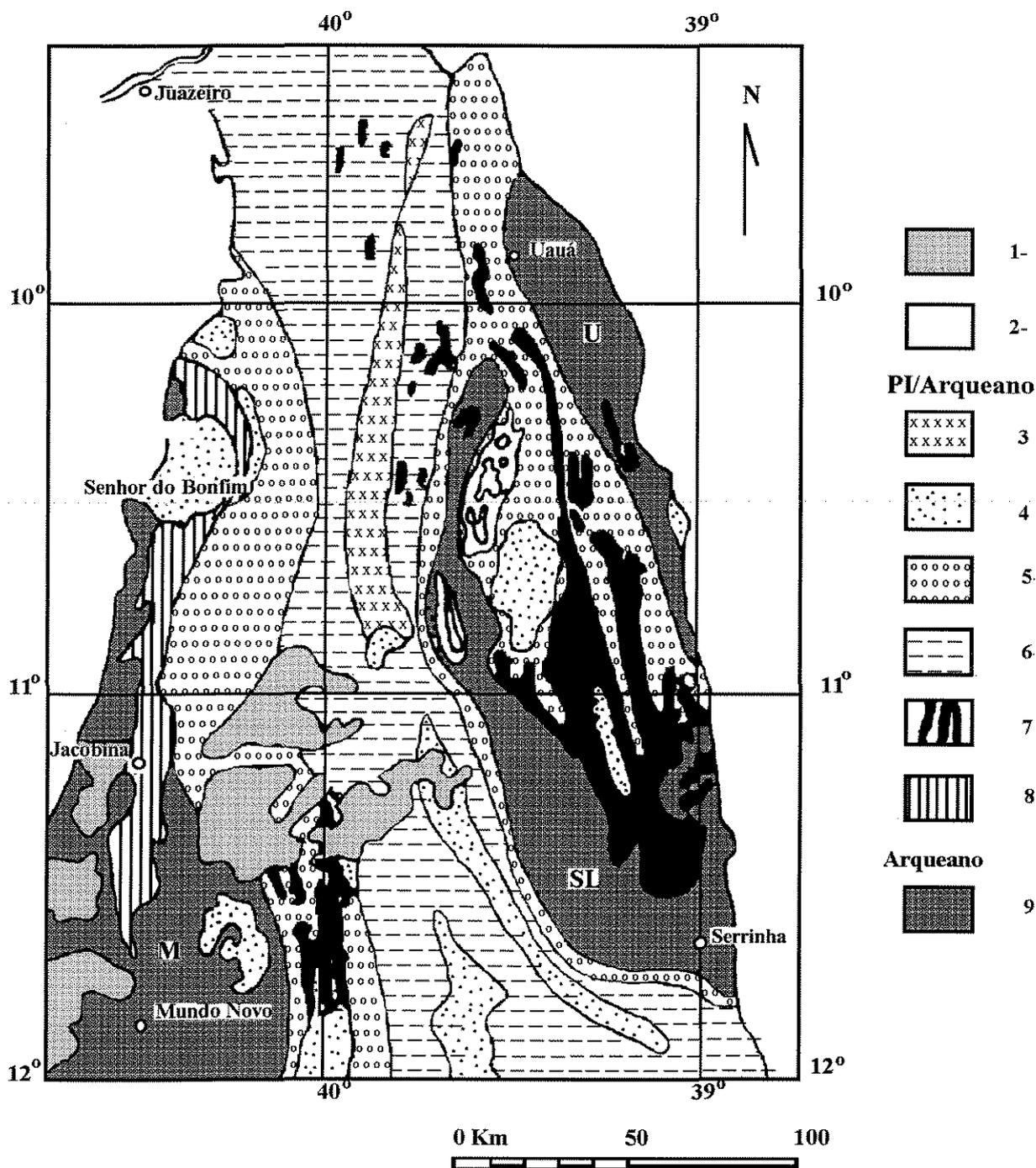


Fig. 2.2: Esboço geológico do Nordeste da Bahia, 1- Coberturas Cenozóicas, 2- Coberturas Pré-Cenozoicas, PI- Proterozóico Inferior, 3- Sienitos, 4-Granitóides 5- Cinturões paragnáissicos, 6- Complexo Caraíba, 7- *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e Suíte São José do Jacuípe, 8- Grupo Jacobina, 9- Complexos Uauá (U), Santa Luz (SL) e Mairi (M); modificado de Figueiredo & Barbosa (1993).

trabalhos publicados no Vale do Rio Curaçá, está fora do escopo deste estudo, pois esta pode ser encontrada em Lindenmayer (1981), Silva (1985) e Oliveira (1989, 1990).

Os litotipos presentes na região foram separados nas denominações supracrustal e infracrustal (Lindenmayer, 1981). O termo supracrustal refere-se a rochas formadas na parte superior da crosta (sedimentar e vulcânica) e a denominação infracrustal compreende gnaisses e migmatitos, que podem tanto representar o embasamento antigo remobilizado ou não, como serem resultados do intenso retrabalhamento metamórfico de intrusões profundas ou mesmo de rochas supracrustais.

Esse litotipos foram separados em três domínios litológicos: o domínio I constituído pelos ortognaisses com composição tonalítica a granodiorítica; o domínio II formado pelas rochas da seqüência supracrustal; e o domínio III pelos gnaisses migmatíticos de composição tonalítica a granítica (Lindenmayer, 1981).

Trabalhos posteriores estabeleceram a estratigrafia aceita para a região (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Estes trabalhos foram alicerçados, principalmente, em relações estruturais combinadas com os dados metamórficos e com as relações de intrusão e inclusão. Neste contexto, as rochas de origem ígnea foram consideradas como marcadoras da deformação (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985).

Assim, no contexto estratigráfico da região as rochas de origem supracrustal (Domínio II; Lindenmayer, 1981) seriam as rochas mais antigas conhecidas no vale (Sá *et al.*, 1982). Esta seqüência seria constituída por gnaisses quartzo-feldspáticos, formações ferríferas, mármore, rochas calciossilicáticas e seus termos derivados, os migmatitos e gnaisses bandados (Lindenmayer, 1981; Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985).

Essa seqüência foi separada em Gnaiss Surubim, Gnaiss Bom Despacho e Gnaiss Arapuá, (Sá & Reinhardt, 1984; Fig.2.3). O Gnaiss Surubim é composto por bandas de composição granítica intercamadas com bandas de composição gabróica com menor proporção de rochas calciossilicáticas, anfíbolíticas e gnaisses tonalíticos. O Gnaiss Bom Despacho é representado por grafita-gnaisses, formações ferríferas bandadas, rochas calciossilicáticas e gnaisses ricos em alumínio. O Gnaiss Arapuá, por sua vez, é formado por gnaisses quartzo-feldspáticos portadores de biotita-hornblenda com proporções menores de anfíbolitos e quartzitos. O grau metamórfico destas rochas seria representado por paragêneses minerais de fácies granulito ou anfíbolito, (Lindenmayer, 1981; Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985).

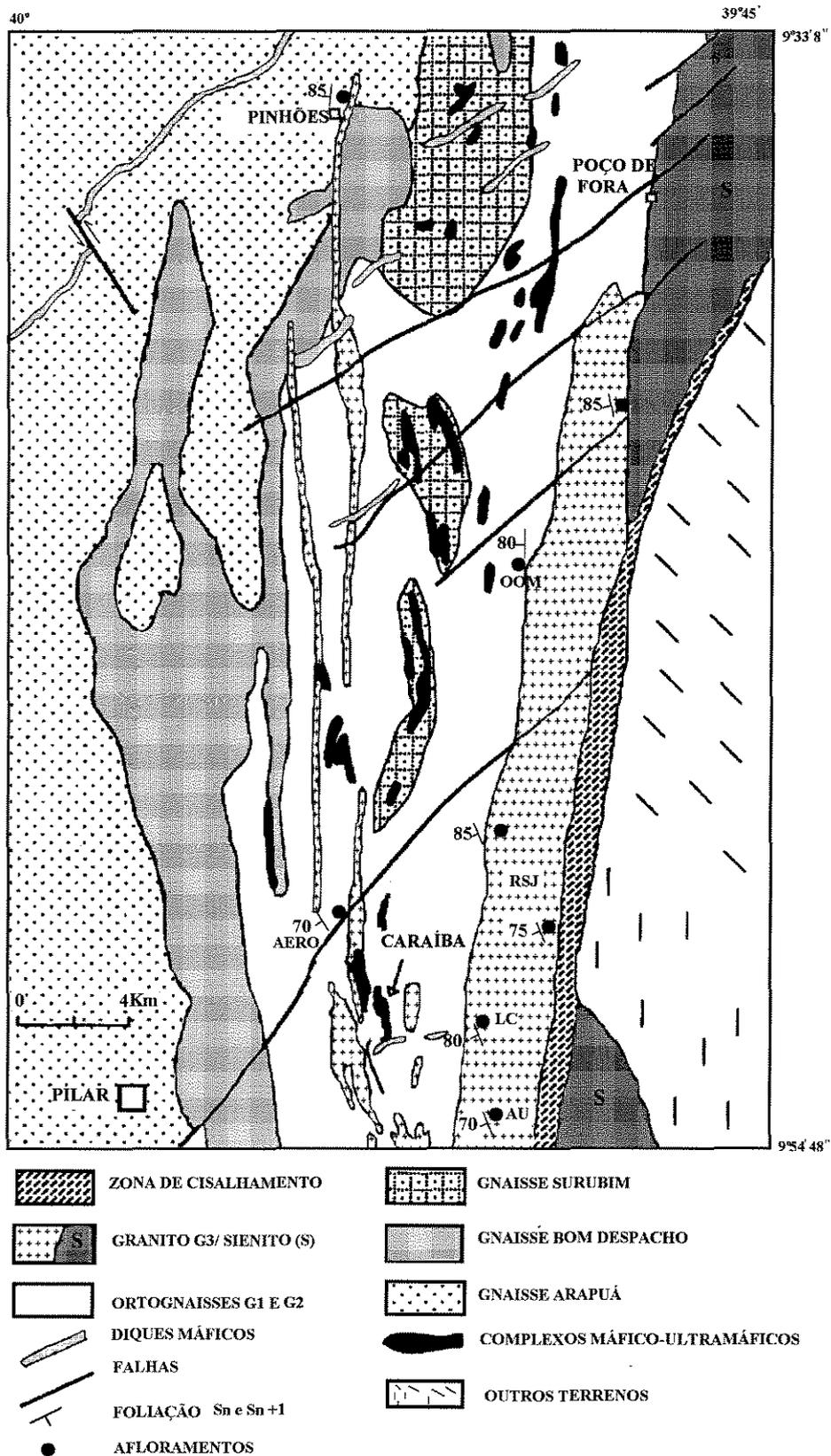


Fig. 2.3: Geologia simplificada do Vale do Rio Curaça, segundo Delgado & Souza (1981) e Oliveira (1990).

A seqüência supracrustal teria sido intrudida por corpos máfico-ultramáficos portadores de sulfetos de cobre. Segundo a literatura do vale, esses corpos conteriam registros de toda a deformação imposta na região (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Posteriormente ocorreria a intrusão de corpos com composição variando entre tonalítica e granodiorítica (domínio I, Lindenmayer, 1981). Esse evento seria acompanhado de intensa migmatização (domínio III, Lindenmayer, 1981; Silva, 1985). Finalmente ocorreria a intrusão de granitos e pegmatitos (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985), conforme ilustrado na Fig. 2.3.

O arcabouço estrutural do vale foi baseado em um modelo policíclico de deformação, no qual as rochas teriam sofrido 5 fases de deformação.

A primeira fase (F1) seria caracterizada por um regime de tectônica de empurrões de baixo ângulo, horizontal, de leste para oeste, que teria como resultado um espessamento crustal da pilha original, junto a injeção de ortognaisses tonalíticos G1, (Hasui *et al.*, 1982; Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Ela representaria-se pela transposição do acamamento S1, por dobras apertadas (classe 1, Ramsay, 1987) com planos axiais horizontalizados (recumbentes), eixo N-S ou submeridiano e migmatização. O metamorfismo associado a esta fase seria anfibolítico (Lindenmayer, 1981; Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Os ortognaisses tonalíticos dispõem-se como corpos tabulares acompanhando os planos de movimentação tectônica e seriam responsáveis pela formação dos gnaisses bandados de Caraíba (Silva, 1985).

A segunda fase (F2) corresponderia ao último estágio de espessamento crustal da área, formando as *nappes* e os empurrões resultantes de esforços tangenciais dirigidos de Sul para Norte. Esta fase teria produzido dobras apertadas (classes 2 e 3; Ramsay, 1987), invertidas, com planos axiais EW ou NW-SE, e foi detectada, principalmente, pelo padrão de interferência com a fase 3, do tipo cogumelo/bumerangue encontrado em migmatitos (Silva, 1985).

A essa fase estaria também associada a colocação de corpos intrusivos de composição tonalítica a granodiorítica G2 (Fig.2.3), metamorfismo em fácies granulítico, com pressão intermediária a média (Lindenmayer, 1981; Sá *et al.*, 1982), que devido a seu caráter desidratante não permitiria o desenvolvimento de uma xistosidade plano axial (Silva, 1985).

Pelo fato dessa fase ter sido inferida apenas pelos padrões de interferências, não sendo portanto uma feição expressiva no vale, ela foi também interpretada como resultante da movimentação das dobras D1 antes da incidência da fase posterior (Hasui *et al.*, 1982).

A terceira fase (F3) resultaria de um esforço compressivo de leste para oeste e corresponderia à fase verticalizante do vale. As feições estruturais são dobras apertadas, que possuem eixos N-S e planos axiais subverticalizados, e xistosidade plano axial, que é penetrativa em todo o Vale do Curaçá, (fase F2 de Hasui *et al.*, 1982; Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). A esta fase estaria associado a colocação de corpos graníticos potássicos e do Sienito Itiúba. O metamorfismo atuante seria anfibolítico atingindo localmente a fácies granulito (Lindenmayer, 1981). Uma das feições mais expressivas dessa fase seria o desenvolvimento do anticlinório Curaçá, diagnosticado pela CPRM (Delgado & Souza, 1976; 1981).

A quarta fase, representaria uma fase de soerguimento que formaria dobras abertas com eixos N70W horizontalizados e planos axiais verticais. Silva (1985) apontou que em Caraíba esta fase poderia ser considerada como um efeito progressivo da fase 3, e seria expressa pelo apertamento das dobras D3. Na região de Poço de Fora/Surubim o efeito da fase 4 sobre a fase 3 estaria representado por um padrão de interferência do tipo domos e bacias (Sá *et al.*, 1982). O metamorfismo associado a esta fase seria xisto-verde até prehnita-pumpellyta.

A fase 5 representar-se-ia por uma tectônica de falhamentos e fraturamentos em sistemas NW e NE (Silva, 1985). O sistema NE seria reativado no Proterozóico Superior (Oliveira, 1990) com a colocação de diabásios que cortam todos os litotipos anteriores. O sistema NW seria representado pela falha do morro de Caraíba, que corta o corpo mineralizado em sua parte centro-sul, deslocando-o no sentido sinistral (Silva, 1985).

As datações disponíveis para o Vale do Rio Curaçá (U-Pb em zircões e monazitas segundo Gaal *et al.*, 1987) indicam idades entre 2.328 e 2.235 Ma para os ortognaisses (G1) e (G2) e 2.050 ± 16 Ma para os granitos (G3). Estes últimos seriam contemporâneos à intrusão do sienito Itiúba, que apresentou uma idade de 2.1 Ga, considerada como idade de intrusão (Conceição *et al.*, 1991; Conceição, 1993).

Os corpos máfico-ultramáficos foram datados pelo método K/Ar em biotitas (Figueiredo, 1981), onde se obteve uma idade de 1.956 ± 0.8 Ma para os de Caraíba e 2.125 Ma para os de Surubim. Thorpe (*apud*: Silva, 1985) em datações em bornitas pelo método Pb/Pb obteve resultados variando entre 1800 e 2020 Ma, que considerou como idades de retrabalhamento. Oliveira (1990) obteve uma isócrona mineral 1.890 ± 60 Ma (Sm/Nd) para os hiperstenitos. Devido à presença de textura ígnea bem preservada e pela pouca evidência de

deformação, Oliveira (1990) considerou que esta idade poderia refletir a idade de cristalização (intrusão) do corpo datado.

Mais recentemente, Oliveira & Lafon (1995) obtiveram uma idade de 2001 ± 35 Ma para os melanoritos de Caraíba (método de evaporação termal de Pb/Pb em zircões). Estes autores interpretaram esta idade como idade mínima de cristalização. Por outro lado, a idade de 1.890 ± 60 Ma em hiperstenitos (Oliveira, 1990) foi interpretada como idade do metamorfismo com cristalização metassomática da biotita e do cisalhamento regional. Isto foi sugerido devido o autor não ter obtido uma idade modelo realista com os dados de Sm/Nd em rocha total.

2.4. GÊNESE DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS E OS PRINCIPAIS METALOTECTOS FORMADORES DA JAZIDA

Vários trabalhos foram realizados na região com intuito de estabelecer a gênese dos corpos máfico-ultramáficos e os principais metalotectos formadores da mineralização entre os anos de 1981 e 1994. Merecem destaque os trabalhos de Figueiredo (1981), Lindenmayer (1981), Mandetta (1982), Silva (1985), Silva *et al.* (1994), Oliveira (1989, 1990) e Oliveira & Choudhuri (1993).

Os corpos máfico-ultramáficos portadores de sulfetos de cobre são considerados como de origem ígnea (Leinz, 1948; Schneider, 1951; Towend *et al.*, 1980; Lindenmayer, 1981; Mandetta, 1982; Silva, 1985) e seriam intrusivos, na forma de *sills* diferenciados, na seqüência supracrustal (Lindenmayer, 1981; Mandetta, 1982; Silva, 1985). Eles teriam se formado a partir da cristalização fracionada de um líquido tholeiítico enriquecido em Fe e Ti (Lindenmayer, 1981).

Os ciclos de diferenciação ígnea que resultariam na formação de uma seqüência estratiforme composta seriam constituídos, da base para o topo, por hiperstenitos com enclaves de olivina piroxenitos, melanoritos, noritos e leuconoritos com faixas de hiperstenitos e por último noritos a leuconoritos com gabros e gabronoritos intercalados (Mandetta, 1982). Silva (1985) sugeriu que estes ciclos de diferenciação poderiam ser simplesmente repetições de camadas, resultantes da deformação imposta ao vale.

Estudos mais recentes estabelecidos para o complexo máfico-ultramáfico não confirmaram a origem acamadada para o corpo Caraíba (Oliveira, 1989; 1990). Esse autor propôs que o complexo seria formado por intrusões compostas, na forma de diques e ou veios,

de noritos e hiperstenitos, não estratificados, cujo magma progenitor teria sofrido cristalização fracionada, antes do seu alojamento final.

Ao contrário da característica tholeiítica para o magma, como sugerido por Lindenmayer (1981), Oliveira (1989, 1990), via diagramas AFM dos piroxenitos e noritos obteve uma assinatura cálcio-alcálica. Oliveira (1989, 1990) advoga que o *trend* tholeiítico obtido por Lindenmayer (1981) poderia advir do fato que esta autora plotou junto todas as rochas, incluindo as peridotíticas e gabróicas.

Devido a associação dos sulfetos de cobre no Vale do Rio Curaçá com os óxidos magnetita e ilmenita foi sugerido que a deposição destes óxidos poderia ter sido um fator controlante (metalotecto) da acumulação de sulfeto de cobre, visto que o processo de oxidação de um líquido silicático provoca a saturação de enxofre no líquido motivando a separação de um líquido imiscível sulfetado (Lindenmayer, 1981). Alternativamente foi sugerido também, que o enxofre para formação dos sulfetos de cobre poderia ter sido assimilado das encaixantes, mais especificamente das calciossilicáticas (Lindenmayer, 1981).

Thorpe (*apud*: Silva, 1985) estudou quimicamente a mineralização e as rochas calciossilicáticas do ponto de vista isotópico e sugeriu que o enxofre presente nas rochas mineralizadas seria de origem magmática, e que os minerais calcopirita e pirita presentes nas rochas calciossilicáticas conteriam enxofre pesado, que seria uma mistura de enxofre pesado dos sulfatos (anidritas) e do enxofre leve magmático.

Oliveira & Choudhuri (1993) fizeram um estudo isotópico em sulfetos nas rochas mineralizadas de Caraíba e concluíram que estes teriam origem mantélica, contestando desta forma a contaminação com as rochas calciossilicáticas como metalotecto para a formação da jazida de Caraíba como sugerido por Lindenmayer (1981).

Do ponto de vista metalogenético vários trabalhos foram realizados com o intuito de estabelecer os principais fatores que poderiam controlar a presença de sulfetos de cobre e como consequência poderiam servir de guia para futuras campanhas de prospecção no Vale do Rio Curaçá.

Segundo esses trabalhos, o principal controle da mineralização de cobre tanto no corpo Caraíba, como no de Surubim seria litológico. Esse controle foi definido pela íntima associação dos sulfetos com as rochas norítico-hipersteníticas, decrescendo em teor quando muda o litotipo (Delgado e Souza, 1976; Silva, 1985; Rocha, 1987).

Um outro tipo de controle, supondo que os corpos máfico-ultramáficos teriam a forma de *sills*, seria o estratigráfico, que é caracterizado pela associação da mineralização com as porções basais do depósito, além da diminuição gradativa de teor no sentido do topo estratigráfico (Rocha, 1987). Os controle estratigráfico e estrutural estariam relacionados a atividade ígnea, através de segregação de um líquido sulfetado (Rocha, 1987).

O último controle seria o estrutural, que foi definido pelo alinhamento regional dos depósitos do vale, isto é, um *trend* balisado pelo Rio Curaçá e o outro pela borda ocidental do Sienito Itiúba. Os depósitos de cobre do Vale do Rio Curaçá se concentrariam no flanco do anticlinório Curaçá (Delgado & Souza, 1976) e os sulfetos seriam remobilizados ao longo de charneiras de dobras (Delgado & Souza, 1976; Silva, 1985). Sob outro ponto de vista é advogado também que os sulfetos concentrariam na forma de bolsões, vênulas e veios paralelos a fraturas de direção NW-SE, que cortam os corpos máfico-ultramáficos (Rocha, 1987). Estas fraturas resultariam da ação de um cisalhamento *tardi*-F3 (Silva, 1985) de movimento sinistrógiro (Rocha, 1987).

Para o corpo de Caraíba a deformação imposta às rochas do vale seria responsável pela sua forma do tipo cogumelo, devido à interferência entre as fases F2 e F3 (Silva, 1985; Fig.2.4).

Do ponto de vista do tempo de colocação os corpos máfico-ultramáficos foram considerados como corpos pre-tectônicos (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985) e sintectônicos (Sá & Reinhardt, 1984; Oliveira & Lacerda, 1993).

Segundo Sá & Reinhardt (1984), as principais evidências de colocação sintectônica para as rochas máfico-ultramáficas estão representadas pelo rompimento dos piroxenitos em noritos e pelas brechas de remobilização de sulfeto maciço. Entretanto, os referidos autores não definem em que fase ocorreria esta colocação.

Oliveira (1989, 1990) pelas relações de campo, como apófises de piroxenitos cortando o bandamento metamórfico de gnaisses migmatíticos em fácies granulito sugeriu que os corpos máfico-ultramáficos seriam bem mais novos do que até então sugerido na literatura. Este fato foi constatado por Oliveira & Lacerda (1993) que através de relação de intrusão dos piroxenitos nos gnaisses migmatíticos sugeriram que os corpos máfico-ultramáficos teriam se colocado sintectonicamente à fase F3 do modelo policíclico de deformação apresentado por Silva (1985).

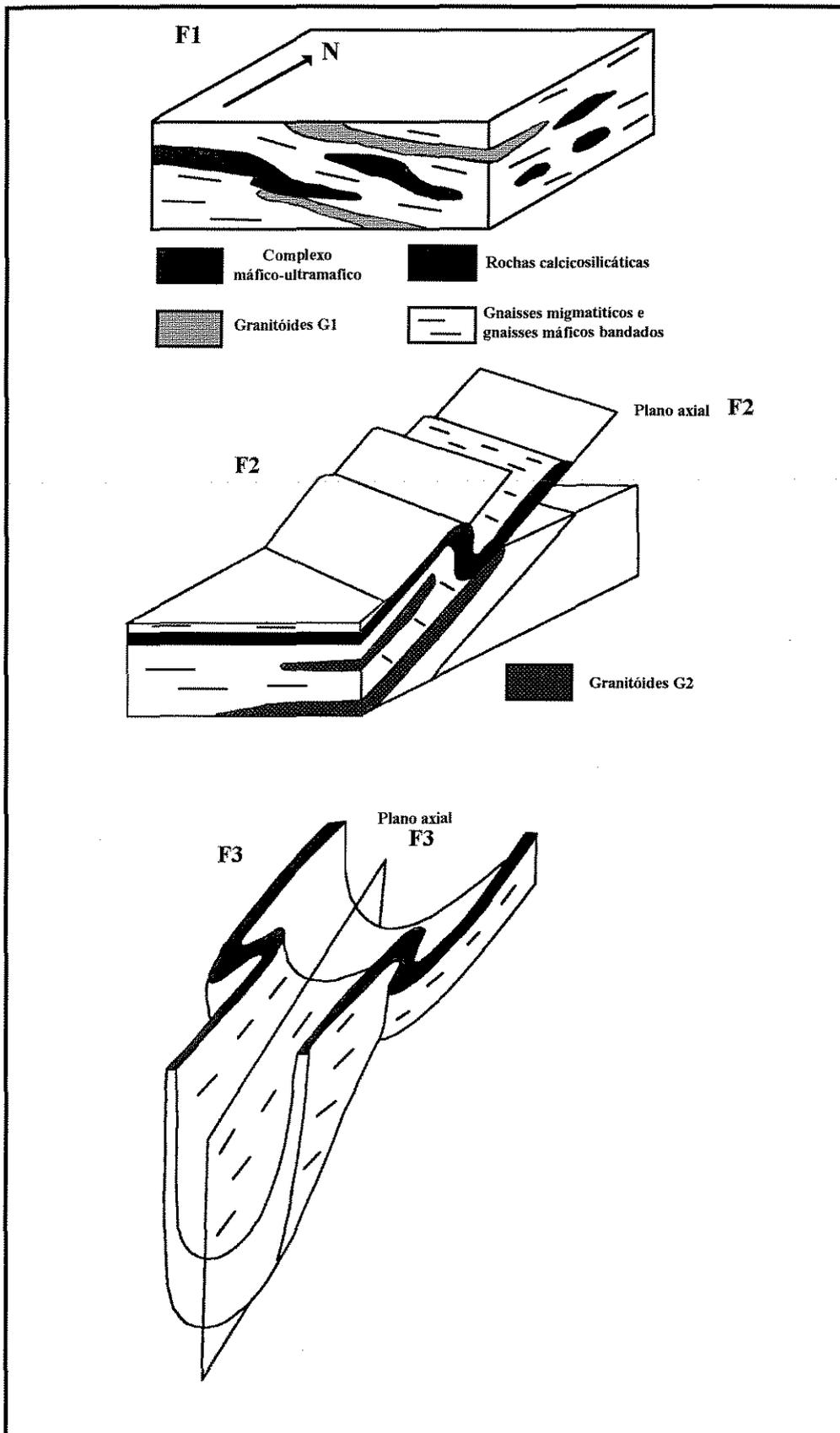


Fig.2.4: Evolução estrutural do Complexo Caraíba. F1, F2, F3 fases de deformação , segundo Silva (1985).

Um resumo dos principais trabalhos publicados sobre o Vale do Rio Curaçá em relação ao modo de ocorrência dos sulfetos e os principais processos responsáveis pela sua formação, que foram descritos e referidos acima, é apresentado no Quadro 2.1.

| MODO DE OCORRÊNCIA DOS SULFETOS | TIPO DE CONTROLE | OBSERVAÇÕES | AUTORES |
|---------------------------------|------------------|---|--|
| Disseminado | Litológico | Demonstrado pela associação dos sulfetos com as rochas máfico-ultramáficas | Delgado & Souza (1976), Silva (1985), Rocha (1987) |
| | Geoquímico | Processo de oxidação de um líquido silicatado ou Assimilação do enxofre das rochas calciossilicáticas | Lindenmayer (1981) |
| | | Associação Magmática | Oliveira & Choudhuri (1993) |
| Filoniano ou do tipo maciço | Estrutural | Depósitos localizados no flanco do anticlinório Curaçá | Delgado & Souza (1976) |
| | | Orientação dos veios paralelos ao fraturamento regional | Rocha (1987) |
| | | Migração de sulfetos para as zonas de charneiras | Silva (1985) Delgado & Souza (1976) |

Quadro 2.1: Principais trabalhos publicados no Vale do Rio Curaçá sobre o modo de ocorrência dos sulfetos e os processos responsáveis pela sua formação e disposição.

CAPÍTULO 3 GEOLOGIA DA ÁREA

3.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo aborda as principais características macro e microscópicas das rochas encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos e das rochas circundantes a área da mineralização, que compõem juntas o arcabouço litológico do Vale do Rio Curaçá.

Os litotipos descritos nessa região são, basicamente, rochas cristalinas de idade proterozóica inferior.

O empilhamento estratigráfico desta área foi estabelecido com base em um modelo policíclico de deformação, utilizando-se as rochas ígneas como marcadoras de deformação pela relação de intrusão e inclusão (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Neste contexto, as rochas mais velhas reconhecidas na região seriam aquelas pertencentes à seqüência supracrustal. Estas rochas segundo a literatura foram intrudidas (em ordem cronológica) por corpos máfico-ultramáficos; por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e por granitos e pegmatitos (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985).

No desenvolvimento do presente trabalho as feições macro e microscópicas das rochas dos arredores da mina de Caraíba foram levantadas com o objetivo de inserir as rochas máfico-ultramáficas na história tectono-metamórfica do vale.

3.1.1. Aspectos em macroescala

A estratigrafia da região mostrada no Quadro 3.1 apresenta alguns litotipos com posicionamento estratigráfico indeterminado. Para o estabelecimento da cronologia estratigráfica torna-se necessário fazer um mapeamento de detalhe nos arredores da mina de Caraíba e acoplar as informações obtidas com análises radiométricas, de química de rocha e mineral. Isto não foi realizado pois fugia da proposta dessa pesquisa.

As rochas granitóides são aqui consideradas como pertencentes a um maciço composto por várias associações magmáticas (multifásico) e foram separadas em suítes distintas. Considerando-se que uma suíte seria formada por um conjunto de rochas ígneas aparentemente comagmáticas, foram caracterizadas duas suítes. Uma seria representada pelos ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e a outra pelos ortognaisses de composição granítica. Estes últimos foram separados em *augen* gnaisses graníticos, granitos rosas e cinzas, pegmatitos e epidoto-hornblenda ortognaisses (Quadro 3.1).

| SEQÜÊNCIA GRANITÓIDE | |
|---|--|
| SUÍTE GRANÍTICA | * PEGMATITOS * SIENITOS GRANITOS ROSAS E CINZAS <i>AUGEN</i> GNAISSES PROTOMILONÍTICOS CORDIERITA-SILLIMANITA-GRANADA <i>AUGEN</i> GNAISSES EPIDOTOS-HORNBLENDA GNAISSES |
| + ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS MINERALIZADAS | |
| SUÍTE DOS ORTOGNAISSES | ORTOGNAISSES TONALÍTICOS A GRANODIORITOS |
| ROCHAS DE POSICIONAMENTO INDETERMINADO | |
| GNAISSES MIGMATÍTICOS | BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSES BIOTITA-HIPERSTÊNIO GNAISSES CLORITA-GNAISSES |
| OUTROS LITOTIPOS | * QUARTZITOS, * MÁRMORES, *ROCHAS CALCIOSILICÁTICAS, *FORMAÇÕES FERRÍFERAS |

QUADRO 3.1: Principais litotipos da área de estudo. * Representa os litotipos descritos regionalmente e não abordados neste trabalho, + representa o principal litotipo deste trabalho que será abordado posteriormente.

Cada litotipo mapeado é analisado sob dois aspectos principais, ou seja, pelas feições de deformação em macroescala e em escala mineral. Desta forma, para o entendimento da deformação em escala mineral é apresentado a seguir uma revisão teórica das feições intracristalinas, que refletem o comportamento de uma fase mineral quando submetida a um campo de tensão, que são abordadas no decorrer das descrições petrográficas.

3.1.2. Feições de deformação em escala mineral

Para um melhor entendimento da deformação em escala mineral é necessário antes compreender o comportamento dos minerais em um regime progressivo de deformação. Para tanto, são definidos a seguir os processos de recuperação (*recovery*) e recristalização. A recuperação inclui um conjunto de processos que diminuem a energia elástica do sistema. Um aspecto importante desse processo é a eliminação e (ou) ordenamento dos deslocamentos. Isto

ocorre por propagação nos limites dos grãos existentes e nas vacâncias unidas com a migração e o escalonamento (*climb*) de deslocamentos distribuídos aleatoriamente nos arranjos estáveis, ou seja, que estão em alto ângulo com os planos de deslizamento (*glide*) ativos (Barker, 1990). A recuperação é identificada no microscópio ótico pela extinção ondulante, pelas bandas de deformação e pela formação de subgrãos (Passchier & Trouw, 1995; Fig. 3.1). O processo de recristalização é definido como a progressão natural da recuperação, ocorrendo de forma a minimizar a energia elástica acumulada no sistema (Barker, 1990). Os principais mecanismos de recristalização são a rotação que envolve, principalmente, a formação de novos limites dos grãos; a migração que envolve a migração dos limites dos grãos e o mecanismo geral que envolve os dois processos (Drury & Urai, 1990).

A deformação em escala mineral de feldspatos, biotitas e quartzo foram separadas nos estágios definidos por Laurent (1974), a partir da observação em microscópio ótico, e se referem a evolução progressiva das estruturas com o aumento da taxa de deformação e da temperatura. Merece destacar, que os processos de deformação observados na escala de grãos são dependentes do contraste de viscosidade entre eles e, também, da orientação inicial do cristal. Desta forma, um cristal de microclínio, por exemplo, sob condições semelhantes de deformação responderá de forma diferente à deformação se estiver no contexto de um mica-xisto ou de um gnaiss pouco micáceo. Os estágios de deformação dos minerais separados por Laurent (1974), são descritos sinteticamente a seguir.

Para o feldspato, os estágios evolutivos de deformação são apresentados na Fig. 3.2. Neste mineral a deformação se iniciaria com processos rupturais nos quais se desenvolveriam falhas, fraturas e veios extensionais; em seguida apareceriam a extinção ondulante e as bandas de deformação que estariam associadas ao desenvolvimento de dobramentos e *kinks*. O aparecimento de pertitização ocorreria em um estágio mais avançado onde os grãos de feldspatos teriam a forma sigmoidal. As geminações mecânicas, no exemplo mostrado por Laurent (1974), resultariam de um comportamento mecânico e seriam encontradas naquelas rochas mais afetadas pela deformação.

Os estágios de deformação para o quartzo são mostrados na Fig. 3.3. Laurent (1974) aponta cinco estágios evolutivos para o quartzo, que se iniciaria com a formação de extinção ondulante sem deformação na forma do grão; seguido de extinção ondulante mais homogeneamente distribuída nos grãos e mudança na forma dos grãos; o terceiro estágio seria marcado pela formação de bandas de deformação perpendiculares a xistosidade; o quarto pelo

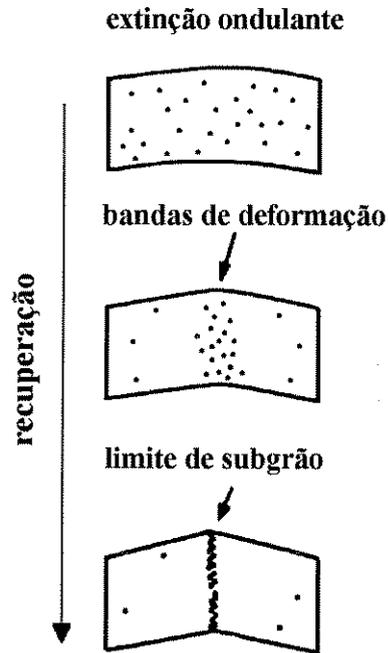


Fig.3.1: Ilustração dos processos de recuperação: deslocamentos distribuídos no cristal originando extinção ondulante; recuperação levando a concentração de deslocamentos em bandas de deformação e no limite do subgrão, segundo Passchier & Trouw (1995).



FIG 3.2: Estágios de deformação para o feldspato, segundo Laurent (1974).

desenvolvimento de quartzo com formas alongadas e bandas de deformação oblíquas à foliação evoluindo ao paralelismo com aumento progressivo da deformação; finalmente, o quinto seria marcado pela formação de grãos suturados podendo chegar a formas poligonais.

Muitos trabalhos experimentais foram realizados com o intuito de entender o comportamento dos grãos de quartzo quando submetidos à deformação (*e.g.* Tullis, 1973; Drury & Urai, 1990). Tullis (1973) caracterizou mudanças progressivas nos quartzitos durante a deformação quando submetidos a condições variáveis de temperatura e taxa de deformação (*strain rate*). Em condições de temperatura baixa, deformação baixa e taxa de deformação alta, são observadas estreitas bandas de deformação e lamelas de deformação basal. Na deformação intermediária, as bandas de deformação tornam-se mais largas e melhor definidas, já sob condições de deformação maiores uma foliação mais pronunciada se desenvolve, sendo esta definida pelo achatamento e alongação dos grãos (incluindo os do tipo *ribbons*). Em temperaturas moderadas (700°C) e taxa de deformação relativamente baixa, recuperação e recristalização tornam-se processos importantes. Algumas lamelas de deformação ocorrem, mas o desenvolvimento de pequenos grãos recristalizados em limites de grãos originais torna-se uma feição proeminente. Os grãos não recristalizados exibem extinção ondulante junto a bandas de deformação inclinadas e apresentam limites suturados, tornando-se progressivamente mais achatados com o aumento da deformação. Em temperaturas altas (>800°C) uma recristalização intensa é observada. Poucos grãos originais permanecem, muitos deles se transformam num agregado de pequenos grãos recristalizados e subgrãos não deformados. Este processo é conhecido como recristalização sintectônica. Em outros casos, novos grãos são nucleados nas margens dos grãos deformados e crescem às suas custas (contatos serrilhados devido à deformação induzida por migração de limites dos grãos).

As micas são mais susceptíveis à deformação. Mesmo em rochas pouco deformadas, mostram feições estruturais relevantes. Laurent (1974) identificou para as micas três estágios de evolução deformacional, (Fig. 3.4) os quais são: extinção ondulante acompanhada por pequena mudança na forma do mineral; dobramentos e aparecimentos de *kinks*, que podem vir acompanhados de ruptura; e micas com formas sigmoidais com deslizamento proeminente ao longo do plano (001).

Na descrição petrográfica usou-se a seguinte descrição para milonitos. Os milonitos são rochas de granulação relativamente fina, produzida em consequência da redução do tamanho dos grãos em zonas de deformação intensa. Esta feição pode ser adquirida por quebraimento frágil dos



Fig.3.3: Estágio de deformação para o quartzo, segundo Laurent (1974).

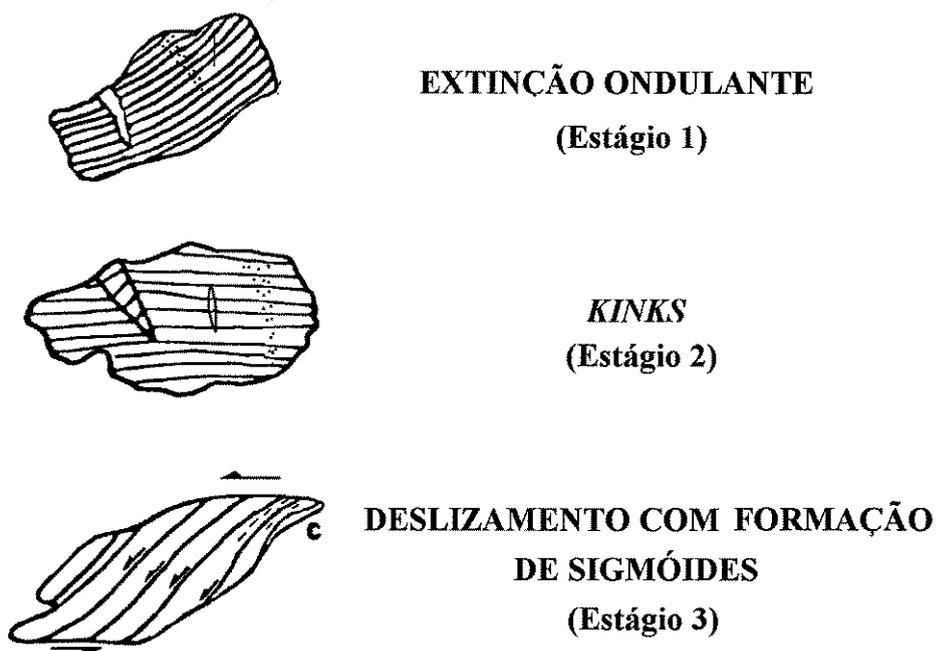


Fig. 3.4: Estágios de evolução da deformação para as micas, segundo Laurent (1974)

grãos (cataclase), mas, sob a maior parte das condições metamórficas, o tamanho dos grãos é reduzido por deformação plástica acompanhada por recristalização tectônica (Yardley, 1989).

Por essa razão as texturas miloníticas dependem da mineralogia presente, bem como das condições de temperatura e pressão. Frequentemente os milonitos exibem uma textura mortár, com matriz de material fino recristalizado sintectonicamente, englobando relíquias maiores fraturadas e tensionadas dos grãos pre-existentes. Estas relíquias são conhecidas como porfiroclastos. Com base na proporção de porfiroclastos presentes na rocha em relação à matriz as rochas podem ser denominadas de protomilonitos e ultramilonitos. Nas primeiras, o conteúdo de porfiroclastos é dominante, enquanto que nos ultramilonitos eles formam menos que dez por cento do volume da rocha. Caso os porfiroclastos tenham sofrido recristalização sintectônica a rocha é denominada de blastomilonito (Yardley, 1989). Esta classificação está de acordo com a de Sinbson (1977) que considerou que os protomilonitos teriam de 10 a 50% de matriz, os milonitos de 50 a 90% e os ultramilonitos mais de 90%.

3.2. GNAISSES MIGMATÍTICOS

Os gnaisses migmatíticos são as principais rochas encaixantes dos corpos noríticos e hipersteníticos mineralizados. Eles foram considerados como derivados das rochas supracrustais e dos ortognaisses G1 e G2 (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985). Esta seqüência encerra dois litotipos principais que são representados por biotita-hiperstênio gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses (Foto 3.1). Seus contatos com as rochas máfico-ultramáficas são, normalmente, bruscos, delimitados por falhas ou marcados pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento nas quais se observa a associação de clorita, carbonato e quartzo. O contato entre os diferentes tipos de gnaisses, na maioria das vezes, é gradacional. Em campo observa-se a passagem de biotita-hiperstênio gnaisses para biotita-hornblenda gnaisses e para biotita gnaisses.

Esse litotipo apresenta bandamento fino bem característico que varia de centimétrico a decimétrico. O contato entre as bandas é gradacional e raramente difuso. Apresenta coloração cinza, granulação fina e, macroscopicamente, é constituído por quartzo, feldspato, biotita e hiperstênio e mais raramente granada. Encerra, ainda, porções graníticas provenientes de fonte externa ou de fusão parcial *in situ*.

3.2.1. Biotita-hiperstênio gnaisses

Os biotita-hiperstênio gnaisses apresentam uma textura granoblástica a

granonematoblástica inequigranular e são, mineralogicamente, constituídos por plagioclásio, quartzo, hiperstênio e biotita, contendo, acessoriamente, ilmenita, calcopirita, magnetita, zircão e titanita (Foto 3.2). Feições de deformação rúpteis estão representadas nesta escala por microfalamentos que podem estar preenchidos com clorita, carbonato, epidoto, calcopirita e bornita. Estes dois últimos minerais encontram-se, principalmente, nas zonas de contato dos hiperstenitos e noritos com os gnaisses.

O plagioclásio apresenta-se em grãos alongados xenomórficos com geminação polissintética do tipo albita-periclínio. Evidências de deformação estão representadas por extinção ondulante, bandas de deformação (que podem se dispor obliquamente ou em alto ângulo com a foliação), geminação primária dobrada e pelo desenvolvimento de geminação mecânica com terminação em chamas. Feições de substituições estão representadas por sericitização e saussuritização que ocorrem em planos em alto ângulos com a foliação e que conferem a estes minerais uma coloração turva.

O hiperstênio apresenta hábito subidiomórfico e junto a cristais de plagioclásio compõem o bandamento metamórfico. As principais características observadas em escala microscópica que diferenciam os hiperstênios metamórficos dos ígneos (em hiperstenitos) são a ausência de inclusões de sulfetos e óxidos e a ausência de feições de deformação em escala de grão que se limitam à extinção ondulante e fraturamento nos piroxênios metamórficos. É comum observar a substituição de hiperstênio por biotita e hornblenda.

O quartzo ocorre disperso entre cristais de plagioclásio e apresenta-se xenomórfico, com extinção ondulante e bandas de deformação que se dispõem de forma oblíqua à foliação. Grãos de quartzo com forma alongada estão normalmente presentes (estágios 3, 4 e 5 de Laurent, 1974).

As biotitas são ripiformes e possuem coloração marrom avermelhada. Seu plano (001) pode ou não estar orientado paralelamente com a foliação e localmente observa-se sua transformação para titanita. Feições de deformação em escala de grão estão representadas por extinção ondulante e formação de *kinks* (estágio 1 e 2 de Laurent, 1974). As titanitas presentes são subidiomórficas e comumente encontram-se associadas com ilmenita.

3.2.2. Hornblenda-biotita gnaisses

Os hornblenda-biotita gnaisses possuem composição tonalítica a granodiorítica. Apresentam um bandamento fino variando de milimétrico a decimétrico, que é marcado pela intercalação de biotita e hornblenda com níveis mais félsicos de quartzo, plagioclásio e microclínio. Este litotipo mostra variação nas proporções de minerais máficos, ora predominando



FOTO 3.1: Gnaise Migmatítico. Amostra banco 410 S (Fig.5.1b).

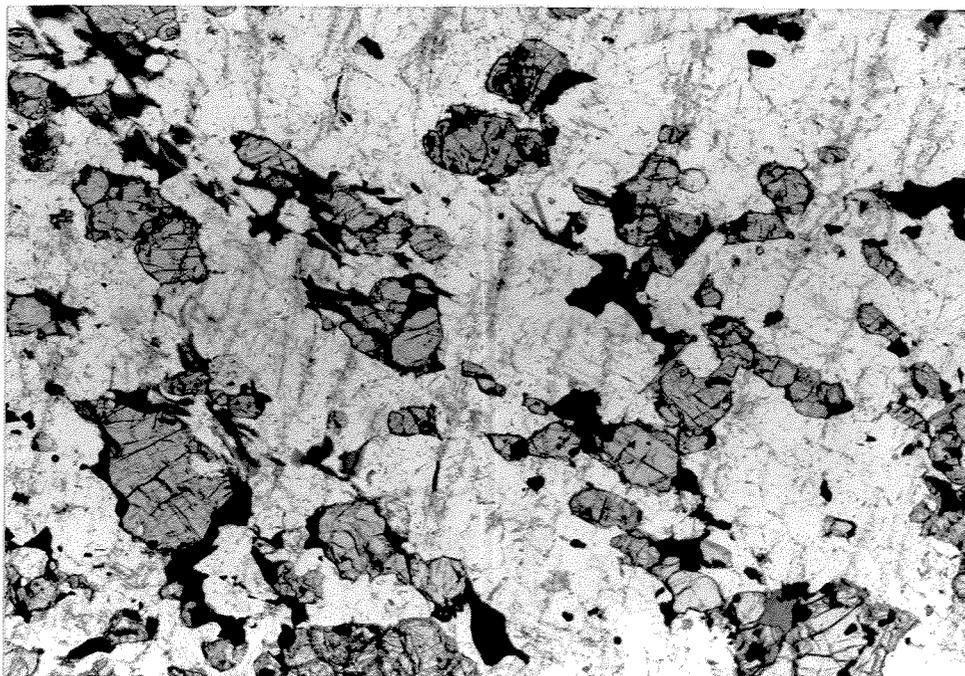


FOTO 3.2: Foliação marcada pela orientação planar de cristais de hiperstênio, plagioclásio e quartzo. Amostra: biotita-hiperstênio gnaise, banco 410S, Fig. 5.1b. Nicóis paralelo, (2,5x).

hornblenda sobre a biotita, ora o contrário (hornblenda podendo estar ausente). Possuem uma textura granonematoblástica a granolepidoblástica, inequigranular e, além dos minerais referidos acima, contém subordinadamente clinopiroxênio (que pode ou não estar presente), epidoto, carbonato, titanita, zircão, ilmenita, pirita, calcopirita e bornita.

Os cristais de plagioclásio mostram feições muito semelhantes às aquelas observadas nos hiperstênio gnaisses

Os cristais de quartzo podem ocorrer na forma de vênulas nas porções mais leucocráticas e apresentam feições de deformação como extinção ondulante e bandas de deformação (que possuem uma relação de alto e baixo ângulo com a foliação), equivalente aos estágios 3 e 4 de Laurent (1974). O contato entre os grãos de quartzo pode ser difuso ou reto, quando da formação de grãos. Quando em vênulas, os cristais de quartzo podem ter a forma alongada e contato interdigitado, neste caso os agregados se coalescem para formar fitas (*ribbons*).

Os cristais de hornblenda apresentam coloração verde clara, possuem hábitos subidiomórficos e junto à biotita, plagioclásio, quartzo e microclínio compõem a foliação principal. Dentro dos cristais de hornblenda podem ocorrer restos de hiperstênio e, em alguns locais, observa-se intercrescimento interdigitado entre estes dois minerais evidenciando substituição do hiperstênio por hornblenda. Feições de deformação em escala de grão são representadas pelo desenvolvimento de *kinks* e da extinção ondulante.

Os cristais de biotita apresentam hábito ripiforme, coloração marrom avermelhada e pleocroísmo amarelo-pálido. Compõem com a hornblenda a foliação principal, e comumente, apresentam óxidos associados. Evidências de deformação e de substituição são marcadas pela extinção ondulante (estágio 1 de Laurent, 1974) e pela formação de clorita, respectivamente.

O epidoto apresenta-se em vênulas que podem se dispor paralelas ou oblíquas à foliação. A presença de epidoto junto aos limites dos grãos de hornblenda e de plagioclásio permitem sugerir que parte do epidoto observado formou-se por reações retrometamórficas destes minerais.

A ilmenita ocorre em hábito subidiomórfico a xenomórfico e encontra-se associada às partes mais máficas. Associada a este mineral ocorrem cristais de titanita subidiomórfica.

3.2.3. Clorita gnaisses

Este litotipo possui composição granítica, textura granolepidoblástica a granoblástica inequigranular, apresenta bandamento metamórfico centimétrico a decimétrico fino que é marcado por intercalações mais félsicas de composição granítica com níveis mais máficos

representados por clorita e óxidos. Dentro da mina de Caraíba este litotipo foi principalmente encontrado associado à zonas de cisalhamento e seu contato com os outros tipos de gnaisses é gradacional (banco 305 NW). Composicionalmente, é constituído por microclínio, quartzo, plagioclásio, clorita e ilmenita, contendo, subordinadamente, epidoto, carbonato, pirita, zircão, titanita e restos de hiperstênio. Este litotipo foi considerado como produto do retrometamorfismo dos gnaisses descritos anteriormente.

Em lâminas delgadas observa-se que o bandamento é composicional, e que ocorre o truncamento da foliação dos níveis félsicos compostos por microclínio, quartzo e plagioclásio com os níveis máficos formados, principalmente, por clorita e óxidos (Foto 3.3). O tamanho dos grãos mostra uma heterogeneidade em comparação com bandas diferentes de composições félsicas.

Os cristais de microclínio podem estar na forma de porfiroclastos, apresentam geminação polissintética do tipo albita periclínio e mostram intercrescimento pertítico. Não obstante, é comum o desenvolvimento de bordas recristalizadas. Feições de deformação em escala de grão estão representadas pela extinção ondulante, formação de grãos e subgrãos e pelo intercrescimento pertítico, que correspondem aos estágios 3 e 4 de Laurent (1974).

Os cristais de quartzo possuem hábitos subidiomórficos, são alongados e mostram estruturas internas como extinção ondulante, extinção por setores que se dispõem de forma oblíqua à foliação e pelo desenvolvimento de *ribbons* (estágios 3, 4 e 5 de Laurent, 1974).

Os cristais de plagioclásio podem também apresentar-se como porfiroclastos ou como agregados finos. São subidiomórficos a xenomórficos e apresentam geminações polissintéticas segundo a lei da albita e (ou) periclínio. Alterações como saussuritização e sericitização são comuns e, às vezes, quase que totais, o que confere aos plagioclásios uma coloração turva. As principais estruturas presentes são fraturas, extinção ondulante e geminação mecânica. Feições de intercrescimento são caracterizadas por mirmequita e antipertitas.

As cloritas possuem coloração verde e pleocroísmo verde amarelado. Apresentam hábito ripiforme e sua disposição trunca a foliação marcada pelos grãos félsicos. Associados às cloritas encontram-se ilmenita e titanita. Raros restos de hiperstênio estão presentes e encontram-se circundados por clorita (Fotos 3.4 a; b).

O epidoto ocorre principalmente na forma de veios oblíquos à foliação e comumente contém carbonato associado. Feições texturais observadas indicam que parte dele é produto de alteração dos feldspatos.

3.3. SUÍTE DOS ORTOGNAISSES

Estes litotipos apresentam composição variando de tonalítica a granodiorítica, apresentam coloração cinza clara a cinza amarelada (Foto 3.5). Possuem bandamento composicional milimétrico a centimétrico, que são contínuos em escala métrica. Enclaves de composição anfibolítica são normalmente encontrados e foram considerados por Sá *et al.*, (1982) e Silva (1985) como xenólitos pertencentes à seqüência supracrustal.

Estas rochas possuem composição semelhante aos gnaisses migmatíticos encaixantes dos corpos máfico-ultramáfico. Porém, microscopicamente, diferem deles pela proporção de biotita que é maior nos gnaisses migmatíticos e pela orientação planar do piroxênio bem caracterizada nos gnaisses migmatíticos.

Estas rochas apresentam textura granoblástica a granonematoblástica inequigranular e são constituídas por plagioclásio, quartzo, hiperstênio, biotita e clinopiroxênio, contendo, acessoriamente, ilmenita, hornblenda, apatita, zircão e epidoto.

Os cristais de plagioclásio são subidiomórficos a xenomórficos e apresentam geminações segundo as leis da albita e (ou) periclínio. Os contatos entre os grãos de plagioclásio podem ser difusos ou retos. Feições de deformação intracristalinas estão representadas por extinção ondulante, geminação mecânica com terminação em chamas e formação de grãos e subgrãos. Alterações para sericita e epidoto são observadas. Inclusões de quartzo e apatita são frequentemente encontradas. Evidências de recristalização são observadas, principalmente, nas bordas deste mineral.

Os cristais de quartzo possuem hábitos xenomórficos e apresentam extinção ondulante e extinção em bandas, que se dispõem aproximadamente paralelas à foliação. O contato entre os grãos pode ser do tipo serrilhado (suturado), porém não há formação de *ribbons* (estágio, 3, 4 e 5 de Laurent, 1974).

Os cristais de hiperstênio possuem forma subidiomórfica a xenomórfica e junto com a biotita compõem os níveis máficos do bandamento (Fotos 3.6.a; b) Feições de deformação são caracterizada pela ruptura frágil e pelo desenvolvimento de dobras e *kinks*. São observadas, ainda, bordas de reação para mineral fibroso e clorita.

Os cristais de biotita apresentam hábito ripiforme, cor marrom avermelhada e pleocroísmo forte. Feições texturais entre estas e os hiperstênios mostram que pelo menos uma parte destas se formou por substituição. As principais feições de deformação são representadas por extinção ondulante e formação de *kinks* (estágios 1 e 2 de Laurent, 1974). Cristais de ilmenita

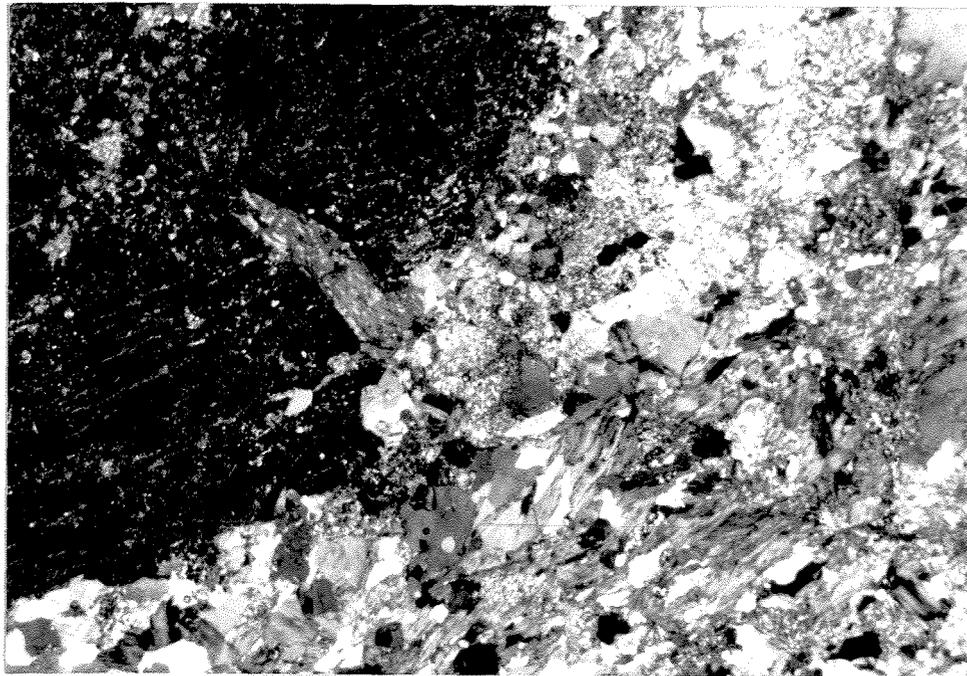


FOTO 3.3: Clorita cortando cristal de microclínio. Amostra: clorita gnaisse, banco 305 NW, Fig.5.1b. Nícois cruzado (2,5x)

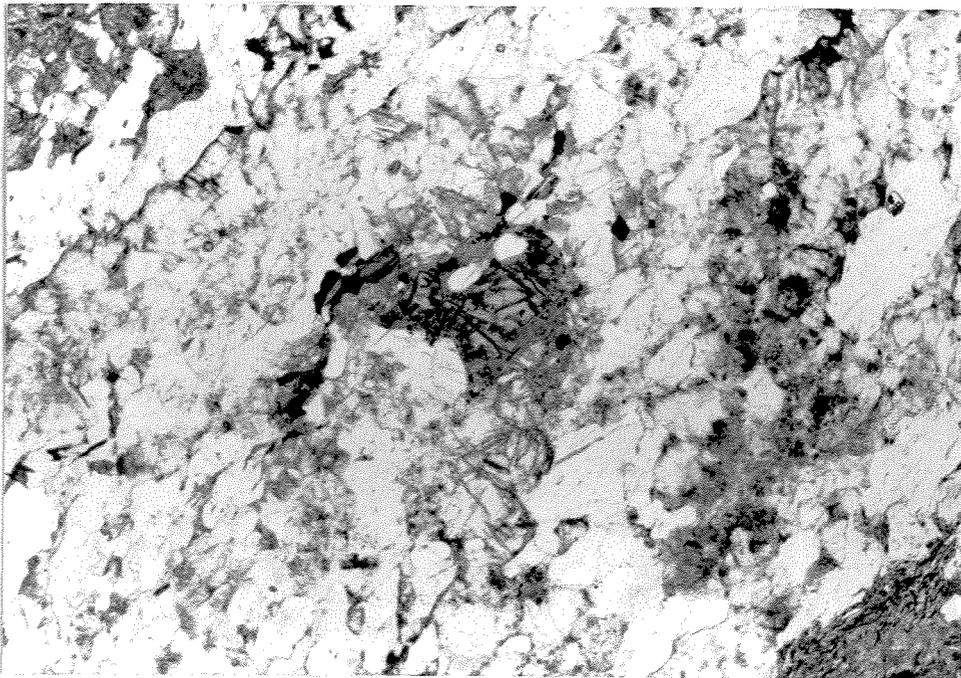


FOTO 3.4 a: Cristal de hiperstênio substituído por clorita. Amostra: clorita gnaisse, banco 305 NW, Fig. 5.1b. Nícois paralelo (2,5 x).

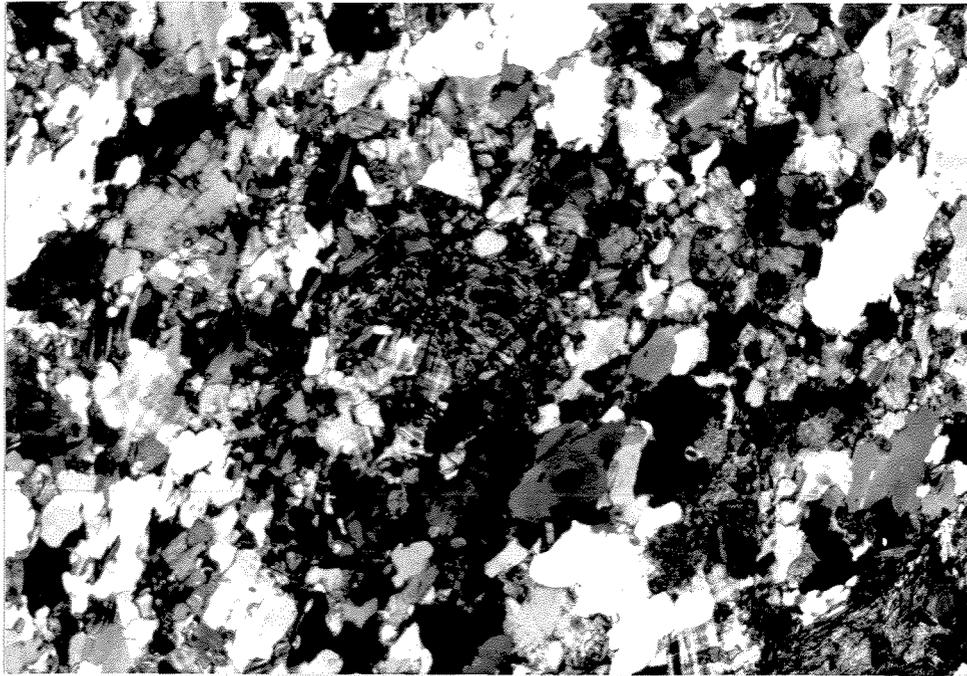


FOTO 3.4 b: Cristal de hiperstênio substituído por clorita. Amostra: clorita gnaíse, banco 305 NW, Fig. 5.1b. Nícois cruzado (2,5 x).

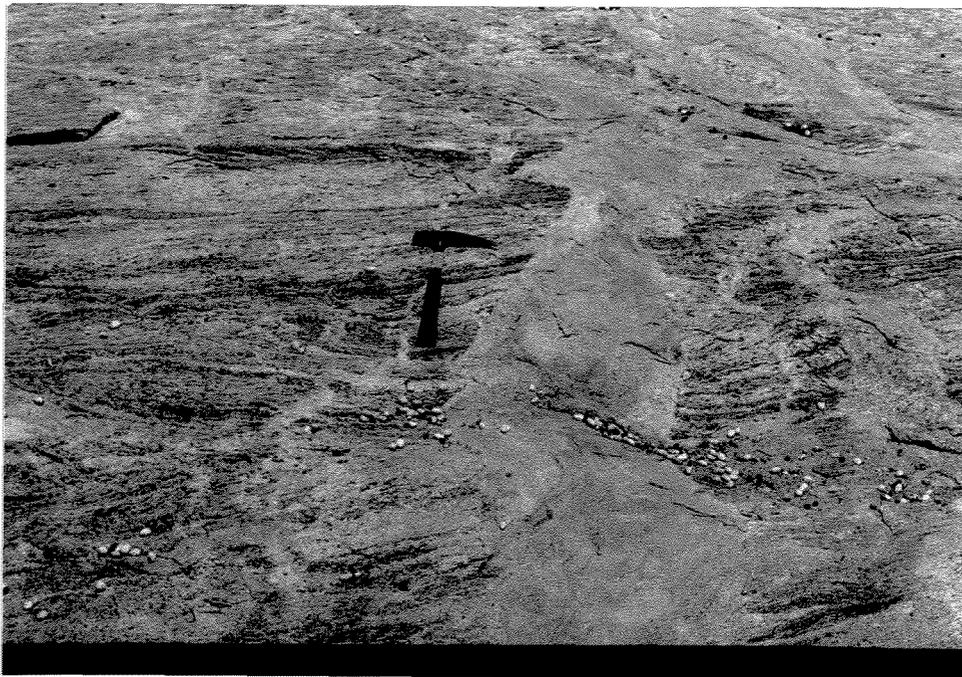
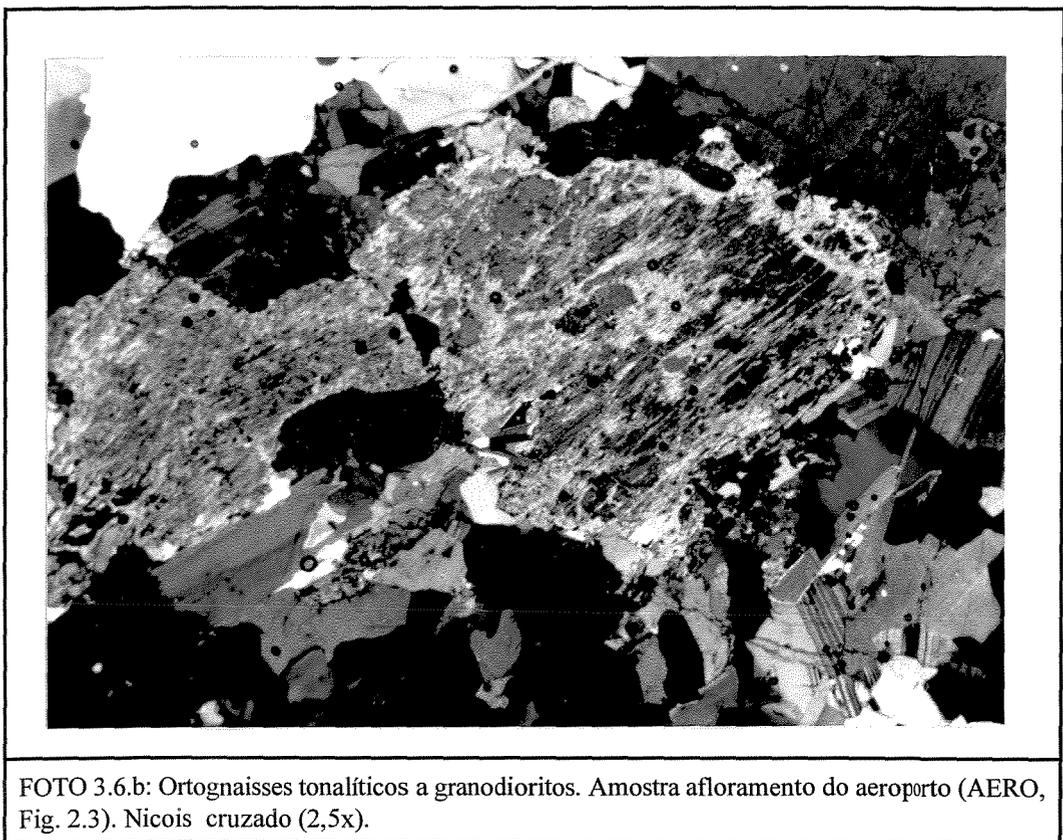


FOTO 3.5: Suíte dos ortognaíses tonalíticos a granodioríticos intrudido por dique granítico. Amostra: afloramento do aeroporto (AERO, Fig. 2.3) .



estão, comumente, associados com os de biotita, podendo estar presentes ao longo do seu plano (001). Substituições de biotita por clorita são comuns. Apesar das biotitas estarem associadas aos níveis máficos e comporem junto com o hiperstênio o bandamento principal é comum observar cristais de biotita truncando a foliação que se encontra materializada pela orientação preferencial de cristais de quartzo, feldspatos e hiperstênio.

3.4. SUÍTE GRANÍTICA

Este litotipo aflora a leste da área mapeada e corta quase todas as rochas do Vale do Rio Curaçá, incluindo as rochas da seqüência supracrustal (Sá *et al.*, 1982; Silva, 1985) e as rochas pertencentes a suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos.

No mapeamento foram observadas várias intrusões graníticas e pegmatíticas, na forma de veios (Fig.3.5), que se cortam mutuamente com direções preferenciais iguais a N30W e N46E, indicando sua colocação durante uma mesma fase segundo uma transcorrência sinistral. Além disso, na região de contato da suíte granítica (veios) com ortognaisses graníticos observa-se a formação de dobras de arrasto que são manifestadas no bandamento metamórfico e na foliação penetrativa destes ortognaisses (Fig.3.6). Estes fatos levaram à interpretação de que a colocação das rochas da suíte granítica se deu sintectonicamente à geração deste bandamento nos ortognaisses graníticos. Outras evidências são a refração da foliação vista, principalmente, em diques centimétricos de granitos nos contatos com os ortognaisses graníticos e o desenvolvimento de porfiroblastos sintectônicos.

Estas rochas apresentam uma coloração variada de cinza a rosa, granulação fina a grossa e são caracterizadas por um bandamento metamórfico milimétrico a centimétrico mais homogêneo. Ocorrem na forma de folhas ou diques compostos. Elas foram aqui separadas em granitos rosas e cinzas, *augen* gnaisses graníticos e epidoto-hornblenda gnaisses proto a miloníticos.

3.4.1. *Augen* gnaisses graníticos

Os *augen* gnaisses afloram a nordeste da mina de Caraíba e compreendem a fácies mais evoluída da suíte granítica (Foto 3.7). Tratam-se de rochas porfiroclásticas que apresentam o conteúdo de megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio variável, bem como, aspectos de recristalização que variam de protomilonitos a milonitos. Apresentam coloração cinza clara e, macroscopicamente, são constituídos por quartzo, plagioclásio e biotita (além de K-feldspato).

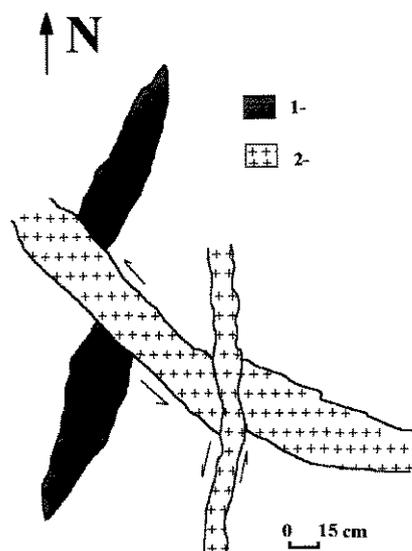


Fig. 3.5: Colocação de granitos segundo uma transcorrência sinistral; 1- xenólitos máficos, 2- granitos. Afloramento do Aeroporto (AERO Fig. 2.3)..

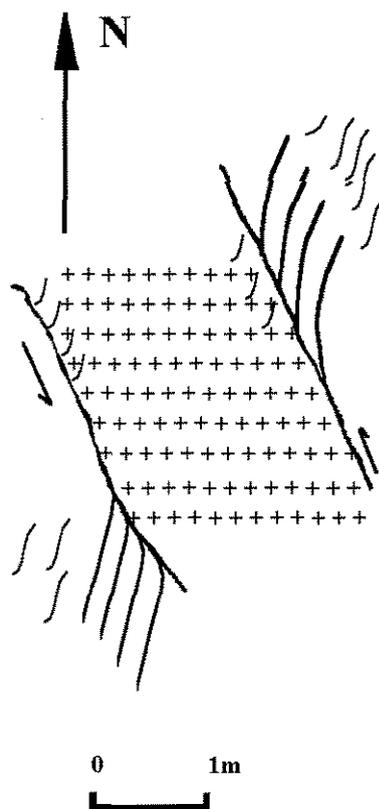


Fig.3.6: Colocação de dique graníticos sindeformacionais; cruzinhas representam diques graníticos, encaixante representada por rochas da suíte dos ortognaisses graníticos, linhas paralelas representam a foliação. Afloramento do aeroporto (AERO Fig. 2.3)..

Os megacristais de K-feldspato, quando de hábito prismático, apresentam seu eixo maior variando de 1 a 7 cm e uma orientação preferencial N10-20W. Estes *augen* gnaisses contém xenólitos da suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e das pertencentes a seqüência supracrustal. São cortados por diques graníticos róseos de granulação mais fina, que podem ou não estar foliados, e ainda por pegmatitos.

Os *augen* gnaisses possuem uma textura granoporfiroclástica a porfiroclástica. Sua mineralogia principal é constituída por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita contendo, acessoriamente, zircão, apatita, epidoto, titanita, magnetita e ilmenita.

Os megacristais de microclínio são subidiomórficos a xenomórficos, exibem geminação em grade (polissintética do tipo albita e periclínio combinadas) e geminação Carlsbad (geminação em grade superposta a geminação Carlsbad, indicando inversão ortoclásio microclínio; Foto 3.8). Os cristais de microclínio apresentam também inclusões do próprio microclínio, de quartzo, de plagioclásio, de zircão e de apatita, conferindo a rocha uma textura poiquiloclástica. Os megacristais de microclínio são bordejados por cristais de microclínio, plagioclásio, quartzo e de plagioclásio com intercrescimento mirmequítico (Foto 3.9a; 3.9b). As feições de intercrescimentos observadas são as pertíticas e poiquiloclásticas. As pertitas se situam a 45° da foliação C desenvolvida, paralelos a S em planos cristalográficos não orientados, sugerindo microestruturas de deformação como descrito por Debat *et al.* (1978). As feições de deformação em escala mineral são a extinção ondulante, o desenvolvimento de geminação mecânica, e a pertitização, que correspondem aos estágios 3 e 4 de Laurent (1974).

Os cristais de plagioclásio podem estar também na forma de megacristais subidiomórficos exibindo geminação polissintética. Os cristais de plagioclásio, na matriz, são subidiomórficos a xenomórficos e apresentam-se saussuritizados. Ocasionalmente, o processo de saussuritização pode substituir quase que totalmente os cristais. Cristais de plagioclásio no entorno dos cristais de microclínio apresentam texturas de intercrescimento mirmequítico (3.9a; 3.9b). As mirmequitas presentes nos *augen* gnaisses apresenta-se distribuídas nas bordas dos fenocristais de feldspatos e paralelas a direção de encurtamento Z do elipsóide regional, não se desenvolvendo em zonas de sombra de pressão. Elas foram consideradas aqui como resultado de processo de deformação em estado sólido conforme sugerido por Simpson (1985). As principais feições de deformação em escala mineral são a extinção ondulante e a geminação mecânica.

Os cristais de quartzo apresentam-se em grãos variáveis de fino a médio e possuem forma subidiomórfica a xenomórfica. Feições de recuperação e recristalização são comumentes

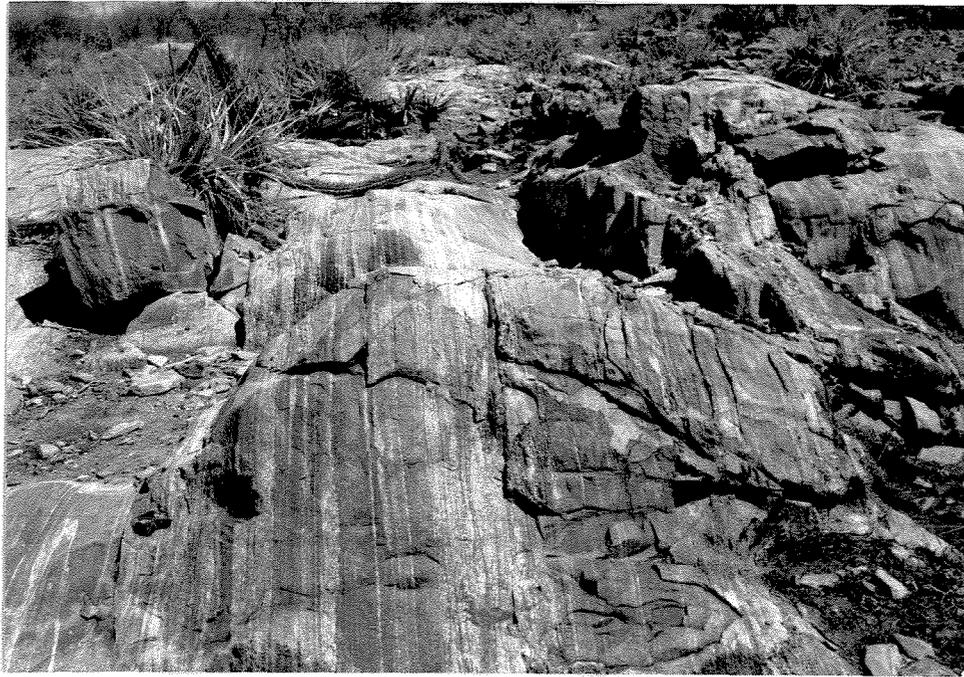


FOTO 3.7: *Augen* gnaiss granítico. Amostra: afloramento próximo a Serra da Januária (RSJ, Fig. 2.3).

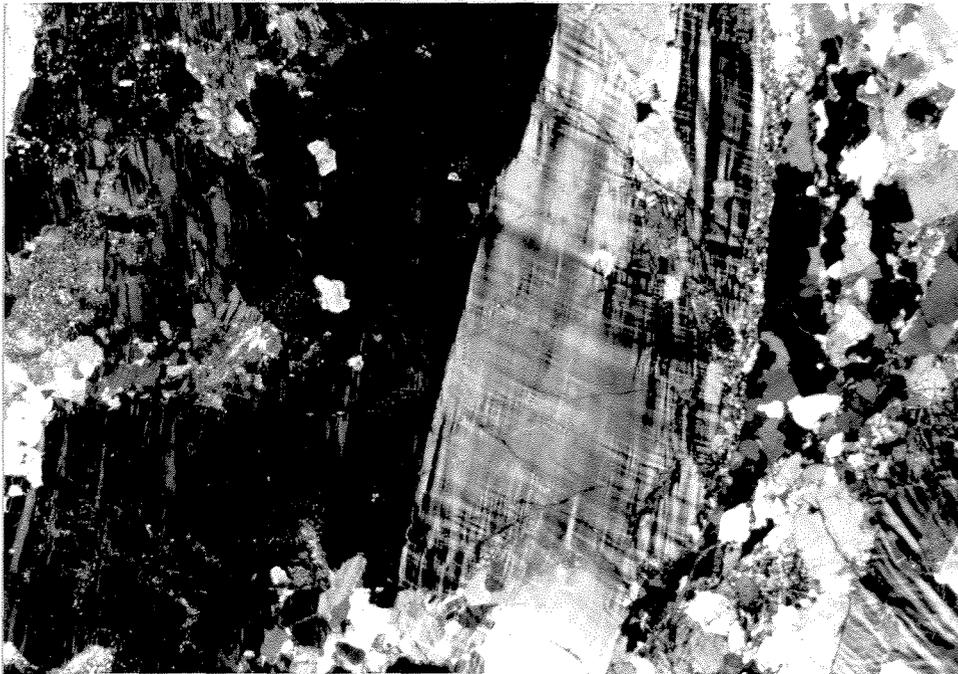


FOTO 3.8: Megacristais de microclínio mostrando geminação em grade superposta a geminação Carlsbad. Amostra: Serra da Januária (RSJ, Fig. 2.3). Nicóis cruzado (2,5x).

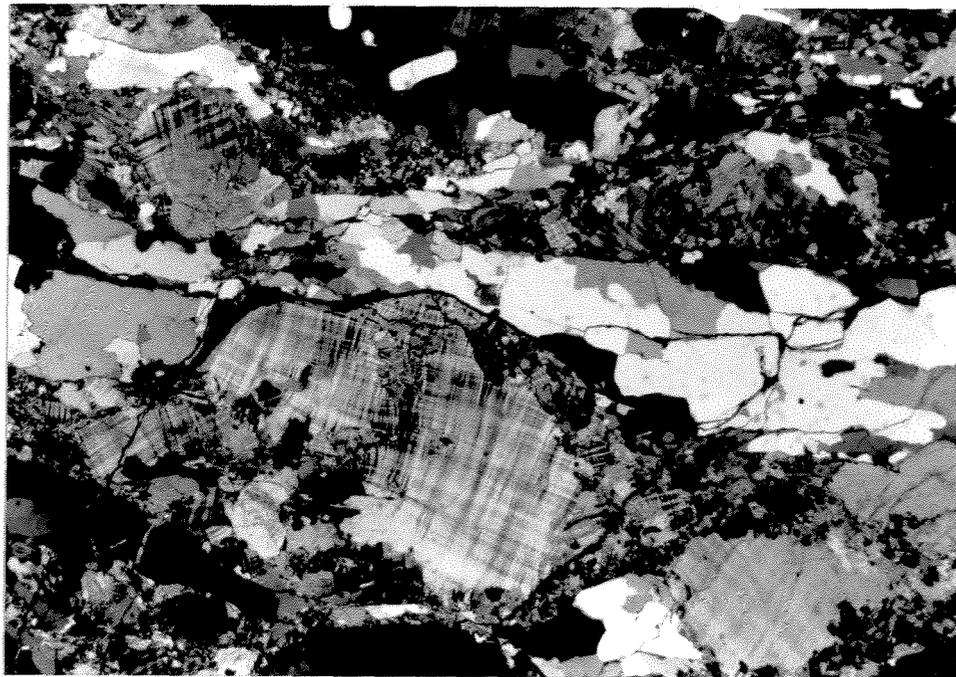


FOTO 3.9a: Cristal de microclínio mostrando sombra de pressão do próprio microclínio, de plagioclásio e de quartzo. Amostra Serra da Januária (RSJ, Fig. 2.3). Nicóis cruzado (2,5x).

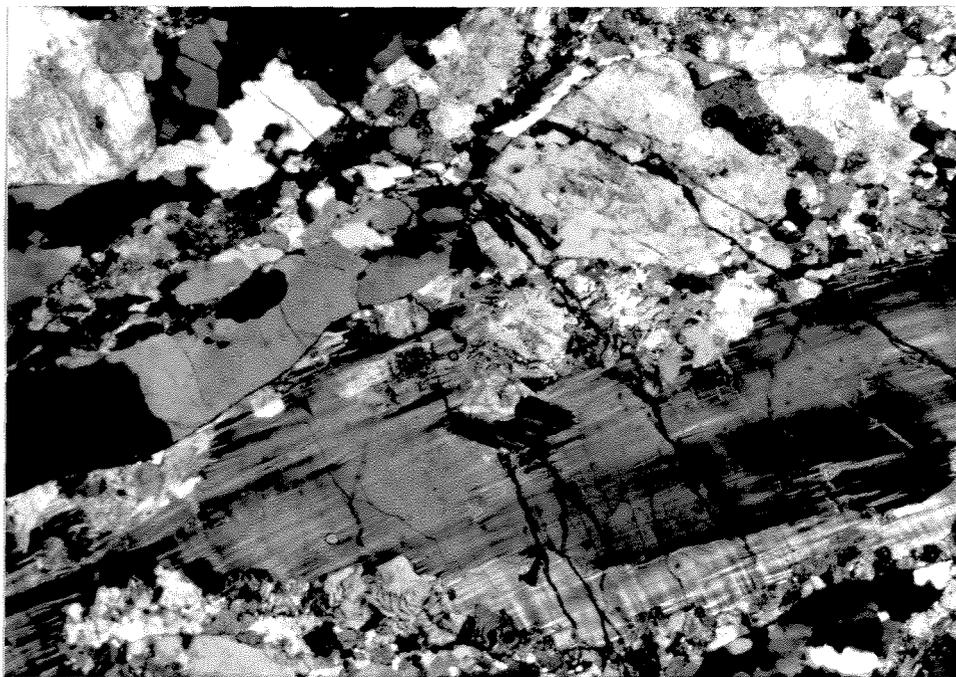


FOTO 3.9b: Cristal de microclínio mostrando intercrescimento mimerquítico. Amostra Serra da Januária (RSJ, Fig. 2.3). Nicóis cruzado (2,5x).

observadas. O processo de recristalização dinâmica é marcado pelo desenvolvimento de *ribbons* e de pequenos grãos recristalizados que podem ou não ter a forma poligonal. Feições de deformação em escala mineral são representadas por extinção ondulante e bandas de deformação oblíquas à foliação (estágios 3, 4 e 5 de Laurent, 1974). As bandas de deformação observadas nos *ribbons* de quartzo, que se posicionam obliquamente a foliação regional, é um indício de que a deformação continuou após a recristalização. Os cristais menores apresentam contatos serrilhados a subpoligonais. Os *ribbons* de quartzo mostram uma desorientação progressiva de subgrãos em grãos maiores até atingir a forma de grãos (recristalização) como descritos por Drury & Urai (1990). Em lâmina delgada podem ser observadas microzonas de cisalhamento onde a largura dos *ribbons* é maior.

As ripas de biotitas com tamanho médio de 1mm, exibem pleocroísmo que varia de marrom escuro a marrom esverdeado e apresentam-se dispostas paralelamente aos *ribbons* de quartzo e possuem extinção ondulante (estágio 1 de Laurent, 1974).

A muscovita ocorre na forma de finas ripas concordantes com a foliação ou em agrupamentos radiais sem orientação preferencial. Ocorre freqüentemente nas bordas de megacristais de microclínio, junto a cristais de quartzo e plagioclásio, e próximos a cristais de plagioclásio com intercrescimento mirmequítico.

3.4.2. Cordierita-sillimanita-granada *augen* gnaisses protomiloníticos

Estes *augen* gnaisses apresentam bandamento composicional marcado por cristais de granada que se dispõem como bandas paralelas à foliação, intercalados com bandas félsicas compostas por quartzo e feldspato (Foto 3.10). Os cristais de granada são identificados, principalmente, em afloramento. Apresentam-se estirados e com comprimento do eixo maior variável de 2 a 15 cm, tendo na média 7 cm.

Este litotipo foi considerado por Lindenmayer (1981) como pertencente a seqüência supracrustal. Sá *et al.* (1984) descrevem gnaisses aluminosos pertencentes a seqüência do Gnaiss Surubim. Porém, Silva (1985) e Oliveira (1990) através do reconhecimento de possíveis xenólitos nesta unidade consideraram que estas rochas seriam ortoderivadas e não paraderivadas. Cabe ressaltar, que foge do escopo do presente trabalho definir a origem deste litotipo, desta forma o nome adotado tem considerações apenas descritivas

Essas rochas mostram as mesmas feições texturais e de deformação em escala mineral observadas nos ortognaisses graníticos descritos anteriormente. A principal diferença é a presença de granada *sin*-deformacional e sillimanita. Os cristais de granada possuem a forma de grãos

esqueletais contendo em seu interior inclusões de quartzo e feldspato. Estes cristais são bordejados por *ribbons* de quartzo (Foto 3.11).

Os cristais de sillimanita se apresentam em ripas que bordejam os cristais de granada e estão orientados de maneira concordante com a foliação, que é dada pelos *ribbons* de quartzo. Os cristais de cordierita possuem geminação característica.

3.4.3. Epidoto-hornblenda gnaisses proto a miloníticos

Este litotipo possui coloração rosa e apresenta um bandamento metamórfico onde os níveis félsicos são constituídos por quartzo e feldspato potássico e os máficos por hornblenda. Seu contato com as outras rochas não foi estabelecido.

Os epidoto-hornblenda gnaisses possuem uma textura que varia de protomilonítica a milonítica (Foto 3.12) e são constituídos, além de epidoto e hornblenda, por quartzo, feldspato potássico, clinopiroxênio (diopsídio) e biotita, tendo como minerais acessórios ilmenita, titanita, zircão e apatita.

Os cristais de hornblenda apresentam-se como porfiroclastos do tipo 6. Feições de deformação em escala de grãos são representadas por extinção ondulante e fraturamento. Nestas rochas os porfiroclastos de hornblenda predominam sobre os de feldspato.

Os cristais de feldspato alcalino, também como porfiroclastos do tipo 6, são pertíticos e apresentam bordos recristalizados e cauda formada por cristais de quartzo, plagioclásio e do próprio feldspato. Ao microscópio sua composição ficou indeterminada devido à ausência de geminação primária. As principais feições de deformação intracristalina são extinção ondulante, extinção em bandas, geminação mecânica com terminação em chamuscas e formação de grãos e subgrãos.

Os cristais de quartzo são subidiomórficos a xenomórficos, alongados e chegam a formar *ribbons* e contatos suturados. Possuem extinção ondulante e extinção por setores tanto nos *ribbons* como na matriz (estágios 3, 4 e 5 de Laurent, 1974). Cristais menores compõem a cauda dos porfiroclastos e estão presentes em suas bordas.

Os cristais de diopsídio possuem coloração verde clara, são subidiomórficos a esqueletais e comumente encontram-se associados com epidoto e titanita. É comum a presença de borda de reação entre epidoto e diopsídio e entre epidoto e hornblenda, evidenciando possíveis processos de substituição.

Os cristais de biotita ocorrem como ripas de granulação fina associados com titanita e epidoto.



FOTO 3.10: Cordierita- sillimanita- granada *augen* gnaiss. Amostra: afloramento Lagoa do Curral (LC, Fig. 2.3).

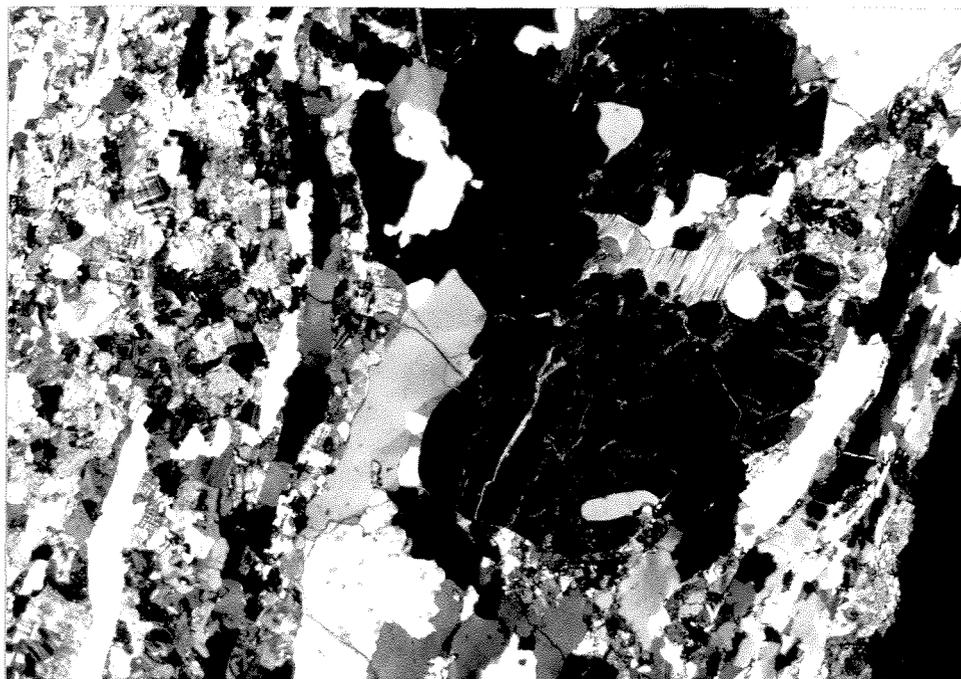


FOTO 3.11: Cristais de granada e sillimanita, microclínio e *ribbons* de quartzo. Amostra afloramento Lagoa do Curral (LC, Fig.2.3). Nicóis Cruzado (2,5x).

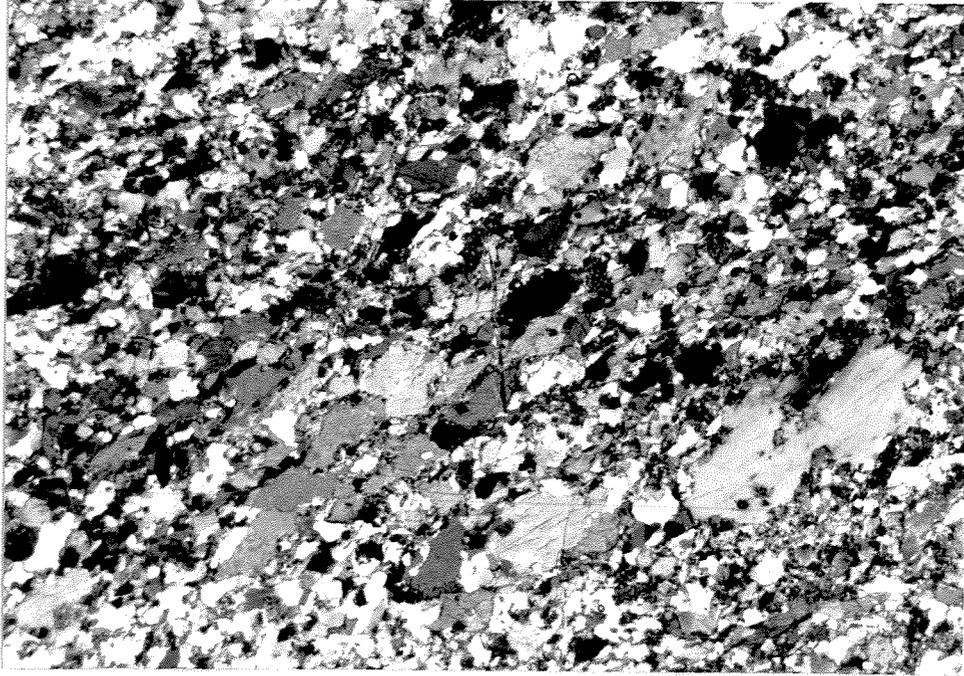


FOTO 3.12: Epidoto-hornblenda gnaiss milonítico. Amostra: afloramento próximo a adutora de Uauá (AU, Fig.2.3). Nicóis cruzado (2,5x).

3.4.4. Granitos rosas e cinzas

Este litotipo ocorre na forma de folhas sub-concordantes com a foliação da suíte dos ortognaisses e dos *augen* gnaisses. Possuem coloração cinza a rosa e granulação variando de fina a média. Estes granitos são encontrados na mina de Caratba cortando os gnaisses migmatíticos. Seu posicionamento estratigráfico em relação às rochas máfico-ultramáficas não foi estabelecido durante o trabalho de mapeamento. Macroscopicamente são homogêneos não mostrando nenhuma orientação preferencial.

Essas rochas possuem uma textura granoblástica a granonematoblástica e sua mineralogia principal é composta por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Acessoriamente, zircão, apatita, titanita, muscovita e magnetita. Embora em escala macroscópica este litotipo não possua uma orientação preferencial, estudos microscópicos mostraram uma trama planar marcada pela orientação de cristais de quartzo e feldspato.

Os cristais de microclínio têm hábito subidiomórfico a xenomórfico e mostram geminação polissintética em grade. Comumente, contêm inclusões de quartzo, plagioclásio e do próprio microclínio. Cristais maiores são circundados por cristais menores de microclínio, de quartzo e de plagioclásio com intercrescimento de quartzo. Feições de deformação estão marcadas pela extinção ondulante e geminação mecânica. Texturas de intercrescimento peritítico foram observadas.

Os cristais de quartzo possuem hábitos xenomórficos e mostram uma orientação preferencial. Porém não há o desenvolvimento de *ribbons*, como observado no *augen*-gnaisses. As principais feições de deformação em escala de grãos são caracterizadas pelo desenvolvimento de extinção ondulante, bandas de deformação oblíquas à foliação e pela formação de grãos e subgrãos.

A biotita ocorre em palhetas que apresentam coloração marrom e pleocroísmo marrom a marrom amarelado e dispõem-se paralelamente aos cristais de quartzo alongados. A associação deste mineral com epidoto e inclusões de zircão produzindo halos pleocróicos são bastante comuns. Apresenta-se também substituída por clorita.

O Quadro 3.2 mostra as principais feições de deformação em escala de grão para os litotipos descritos acima.

| LITOTIPOS | ASSEMBLEIAS MINERAIS (* ACESSÓRIOS) | TEXTURAS METAMÓRFICAS | FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ESCALA DE GRÃOS |
|--|--|---|---|
| <p><i>AUGEN</i> GNAISSES GRANÍTICOS PROTOMILONÍTICOS</p> <p>-----</p> <p>CORDIERITA-SILLIMANITA-GRANADA GNAISSES</p> | <p>Mc, Qz, Pg, Ms (* Bio, Ep, Tt, Ap, Zc)</p> <p>-----</p> <p>(Co, Sil, Gr), Mc, Qz, Pg, Ms (* Bio, Ep, Tt, Ap, Zc)</p> | Milonítica | extinção ondulante (Qz, Mc, Pg, Ms), extinção em bandas (Qz), geminação mecânica (Mc, Pg), formação de grãos e subgrãos (Qz, Pg, Mc), <i>ribbons</i> (Qz), mirmequitas e antipertitas (Pg), pertitas (Mc) |
| <p>BIOTITA-HIPERSTÊNIO GNAISSES</p> <p>-----</p> <p>BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSES</p> <p>-----</p> <p>CLORITA GNAISSES</p> | <p>Pg, Qz, Hps, Bio, (* Ilm, Mt, Zc)</p> <p>-----</p> <p>Os mesmos + Hnb</p> <p>-----</p> <p>Mc, Qz, Cl, * Ep, Carb, Tt, Hps</p> | <p>* Granoblástica a Granonematoblástica</p> <p>-----</p> | <p>extinção ondulante (Pg, Qz e Hps raros), extinção em bandas com mudança na forma (Pg, Qz), geminação mecânica (Pg, Bio), formação de grãos e subgrãos (Pg e Qz), desenvolvimento de <i>kinks</i> (Bio)</p> <p>-----</p> <p>extinção ondulante e em bandas, formação de grãos e subgrãos (K-Fd, Qz) e geminação mecânica (Fd)</p> |
| ORTOGNAISSES TONALÍTICOS A GRANODIORÍTICOS | Pg, Qz, K-Fd, Hps, Bio Cpx. (* Ilm, Hnb, Ap, Zc) | Granoblástica a Granonematoblástica | mesma dos biotita-hiperstênio gnaisses |

QUADRO 3.2: Paragênese mineral nos diversos tipos litológicos circundantes à mina de Caralpa. Ap, Apatita; Bio, Biotita; Carb, Carbonato; Cl, Clorita; Cpx, Clinopiroxênio; Co, Cordierita; Ep, Epidoto; Gr, Granada; Hnb, Hornblenda; Hps, Hiperstênio; K-Fd, Feldspato potássico; Ilm, Ilmenita; Mc, Microclínio; Ms, Muscovita; Mt, Magnetita; Pg, Plagioclásio; Qz, Quartzo; Sil, Sillimanita; Tt, Titanita; Zc, Zircão.

3.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

A análise das várias fases minerais discutidas permitiu formular algumas considerações sobre os processos deformacionais que afetaram estas rochas. Cabe ressaltar que, as rochas respondem de modos diferentes à deformação e que este fato é uma função do contraste reológico entre os diferentes litotipos, e que, adicionalmente, dentro de um mesmo litotipo cada fase mineral reagirá de maneira diferente segundo as suas próprias características.

Para os litotipos pertencentes à suíte granítica pode-se estabelecer uma história dúctil-rúptil, sendo que o quartzo foi a fase mineral mais dúctil acomodando-se de forma plástica à

deformação, formando texturas dos tipo *ribbons*. Os litotipos do tipo *augen* são as rochas mais deformadas desta suíte, sendo marcados por uma recristalização mais intensa nestas rochas.

Os cristais de quartzo, na suíte granítica mostram efeitos de deformação marcados por extinção ondulante, extinção por setores, formação de subgrãos e grãos, incluindo grãos do tipo *ribbons* (estágios de deformação do tipo 1, 2, 3, 4 e 5 de Laurent, 1974). Efeitos de deformação progressiva após a formação dos *ribbons* de quartzo são mostrados pelo desenvolvimento de extinção ondulante e extinção em bandas oblíquas à foliação. Esta deformação tardia pode ser explicada utilizando o conceito de deformação progressiva onde considera-se que a recristalização dinâmica aconteceu muito cedo permitindo assim o prosseguimento da deformação intracristalina (Boussiere & Vauchez, 1978). O fenômeno de recristalização para estas rochas quartzo-feldspáticas foi de 20 a 70 %. Como efeito progressivo desta deformação, instalou-se nestes litotipos um sistema de fraturamento que foi preenchido por epidoto, carbonato e clorita.

Entre as microestruturas encontradas nos feldspatos da suíte granítica destacam-se a forma lenticular dos porfiroclastos, as texturas de intercrescimento mirmequítico e pertítico e a recristalização em suas bordas. Para que os feldspatos desenvolvam tais feições é necessária uma temperatura mínima próxima de 550° C (Simpson & Wintsch, 1989; O'Hara, 1988).

Os intercrescimentos mirmequíticos considerados como produto de deformação foram observados principalmente nos granitos mais deformados. Granitos menos deformados possuem uma proporção maior de mirmequitas (zona de deformação baixa) consideradas como de origem ígnea. O desenvolvimento de pertitas associadas a mecanismos de deformação é evidenciado por pertitas localizados em posição de 45° com a foliação em planos cristalográficos não distintos como proposto por Debat *et al.* (1978). Antipertitas ocorrem associadas à recristalização do microclínio e, em muitos casos, foram caracterizadas pela sua instabilização para muscovita.

Os litotipos da suíte granítica ocorrem de forma intrusiva cortando quase todas as rochas do Vale do Rio Curaçá, incluindo os gnaisses migmatíticos encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos, as rochas pertencentes à suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioritos e as rochas consideradas na literatura como pertencentes a seqüência supracrustal.

Os gnaisses migmatíticos encontrados na cava da mina de Caraíba são os principais litotipos encaixantes da mineralização. Estas rochas mostram um espectro composicional que varia de biotita-hiperstênio-gnaisses a biotita-hornblenda-gnaisses sendo que nestas últimas as proporções dos minerais máficos podem variar com um mineral dominando sobre o outro. Em campo foi caracterizado o contato gradacional entre os diferentes litotipos.

Uma das principais características dos hiperstênio gnaisses é dada pelo comportamento reológico do plagioclásio que se comporta de maneira mais plástica, absorvendo melhor a deformação formando grãos alongados que apresentam extinção ondulante, extinção por setores, formação de grãos e subgrãos. Grãos menores de plagioclásio apresentam forma subidiomórfica e mostram feições de deformação marcadas pela extinção ondulante. O hiperstênio, neste contexto, se comporta de modo mais rúptil, como demonstrado pelo desenvolvimento de fraturas, geminação mecânica e por extinção ondulante (rara).

Os cloritas gnaisses mostram um comportamento semelhante aos observados nos litotipos pertencentes à suíte granítica. Assim sendo, os cristais de quartzo e feldspato alcalino se comportaram de maneira mais dúctil. Estes litotipos mostram um bandamento em macroescala, mas estudos microscópicos revelaram que os níveis ricos em clorita cortam a trama planar formada por quartzo e feldspatos, sendo, desta forma, posteriores a esta. No modelo de deformação progressiva, eles poderiam ter sido gerados durante um mesmo evento, mas num incremento da deformação posteriormente ao desenvolvimento da trama planar.

Os ortognaisses tonalíticos a granodioríticos mostram feições de recristalização em plagioclásio, principalmente, nas suas bordas.

Para os plagioclásios em temperaturas maiores do que 550°C, o deslizamento é o mecanismo dominante acompanhado de recuperação e recristalização. Este fato é válido para plagioclásio deformado tanto, experimentalmente, como naturalmente. A recristalização parece ocorrer por mecanismos de rotação em condições de fácies anfíbolito a granulito (Tulis, 1983; Vernon, 1975; Ji & Mainprice, 1990). Abaixo de 550°C o plagioclásio pode deformar-se por mecanismos dúcteis de baixa temperatura, como deslizamento cristalino, embora predomine os fraturamentos e as microquebras.

A análise deformacional em escala de grãos nos gnaisses migmatíticos e nos ortognaisses tonalíticos a granodioritos revelou que o plagioclásio se comportou de maneira mais dúctil, devido ao contraste reológico entre esses minerais e os máficos representados por hornblenda e piroxênio, fato este já descrito por Brodie e Rutter (1985). O processo de recristalização de plagioclásio ocorreu principalmente nos limites dos grãos e nas zonas de contato entre estes e as fases mais máficas. O último caso, pode ser explicado pela maior concentração da deformação nestes locais devido ao contraste reológico.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. INTRODUÇÃO

A geologia estrutural da região do Vale do Rio Curaçá tem sido interpretada com base em modelos policíclicos de deformação (Sá *et al.*, 1982; Hasui *et al.*, 1982; Silva, 1985; Silva *et al.*, 1994). Estes modelos foram baseados em análises geométricas planares e lineares. Estes autores usaram, principalmente, padrões de interferência de dobramentos para definir as fases de deformação e caracterizar a estrutura da área.

Considerando que, durante um processo de deformação contínuo um evento tectônico pode ser definido por um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva (Davis, 1984) as famílias de estruturas descritas serão agrupadas de acordo com suas características. Neste contexto, o termo fase tectônica empregado possui um aspecto descritivo e corresponde a uma família de estruturas que possuem compatibilidade geocronológica e cinemática.

Os símbolos usados para identificar os elementos estruturais são aqueles sugeridos por Hasui e Costa (1988), onde S_0 representa o acamamento original, S os planos de foliação, F as dobras e L as lineações. Para as fases de deformação serão utilizados os símbolo D.

Estes símbolos são complementados por índices (S_n , $S_n + 1$) que indicam a sucessão cronológica da deformação imposta às rochas.

As feições tectônicas identificadas em escala de afloramento são principalmente a foliação, os dobramentos e as lineações.

A descrição e o estudo da geometria das diversas estruturas observadas permitiram a subdivisão da tectônica dúctil/dúctil-rúptil em duas fases principais, cada um delas relacionadas a um evento deformacional metamórfico e cinemático. A mais antiga D_n está associada a uma tectônica tangencial e a outra, mais jovem, D_{n+1} associada a uma tectônica direcional (transcorrente). Registros associados a uma tectônica rúptil também foram encontrados e foram considerados como produtos de reativação da fase D_{n+1} .

4.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

Na área mapeada não foram observadas estruturas primárias, assim sendo, não foi

possível demonstrar se há coincidência do bandamento metamórfico com o acamamento original primário. Porém, Hasui *et al.* (1982) e Silva (1985) descrevem uma foliação S1 paralela ao bandamento composicional, observada por eles nas rochas pertencentes à seqüência supracrustal.

Por outro lado, nos *augen* gnaisses foram observadas evidências de um fluxo magmático marcadas pelo arranjo aleatório de megacristais de feldspato potássico. Porém estudos mais sistemáticos devem ser feitos para sua melhor caracterização.

4.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS D_n

As estruturas mais antigas da área são identificadas nos litotipos da suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioritos e nos gnaisses migmatíticos, que são as principais rochas encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos.

A principal estrutura de D_n é caracterizada pela presença marcante de uma trama planar, definida pelo bandamento composicional nos gnaisses migmatíticos e nas rochas da suíte dos ortognaisses e por uma foliação paralela a este. Outras estruturas resultantes da deformação D_n estão representadas por dobras e lineações.

No presente trabalho, D_n corresponde as fases F1 e F2 de Silva (1985) e o evento deformacional (D1) de Hasui *et al.* (1982).

As feições microscópicas de D_n são representadas pela intercalação de níveis máficos, compostos por biotita e hiperstênio, e níveis félsicos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico. Cabe ressaltar, que as biotitas presentes nos níveis máficos são resultantes de processos de substituição dos piroxênios. Muitas vezes, elas encontram-se transpostas no bandamento e correspondem a atuação da fase D_n +1 em condições metamórficas de fácies anfíbolítica.

Feições de deformação em escala de grão são marcadas por extinção ondulante de cristais de piroxênio; por recuperação e recristalização, em plagioclásio e quartzo, marcadas pela alongação positiva de seus grãos que apresentam também extinção ondulante e bandas de deformação seguidas pelo desenvolvimento de grãos e subgrãos. Estes grãos alongados de quartzo, feldspato e piroxênio compõem a foliação principal.

4.3.1. Foliação S_n, Bandamento gnássico S_n e lineação L_n

Esta trama planar é marcada pela disposição dos cristais de quartzo, feldspato e hiperstênio. Apresenta-se de forma paralela ao bandamento composicional e constitui, junto com

este a estrutura mais antiga da região.

Esta foliação é definida pelo achatamento dos grãos de quartzo e de feldspatos associados à orientação planar de hiperstênio e biotita gerando texturas granonematoblásticas (Foto 3.2). Possui, comumente, um aspecto de bandamento composicional com diferentes graus de mobilização. Nos biotita-hiperstênio gnaisses esta feição é caracterizada pela alternância de níveis de plagioclásio, quartzo, de granulação fina a média com níveis de hiperstênio e biotita. A espessura destes leitos leucocráticos é variada podendo ser milimétrica a centimétrica e decimétricas a métricas.

As lineações observadas são paralelas aos eixos das dobras e indicam um estiramento nesta direção. Possuem em geral direção NNE e mergulhos subhorizontais a fortemente inclinados, corroborando com aquelas encontradas por Hasui *et al.*, (1982) (Fig. 4.1). Merece destacar, que o diagrama apresentado foi extraído de Hasui *et al.* (1982) embora o autor tenha descrito durante esta fase lineações com eixos fortemente inclinados, o diagrama de isolinhas não mostra claramente este fato.

4.3.2. Dobras F_n

Nos modelos de evolução estrutural propostos, anteriormente, para a região, as dobras foram descritas usando seus diferentes estilos para caracterizar feições estruturais de eventos deformativos distintos. Assim, os padrões de interferência de dobramentos foram utilizados para caracterizar diferentes eventos deformativos.

Considerando que durante uma deformação progressiva uma dobra formada pode ser redobrada dentro de um mesmo evento tectônico. Os padrões de interferência em uma área pode ser resultante de um incremento de deformação e não resultar um outro evento.

Com base no exposto, neste trabalho as dobras não foram utilizadas como indicativas de eventos deformativos, como proposto anteriormente. Desta forma, as dobras geradas durante a fase D_n na região são:

- Dobras isoclinais intrafoliais fechadas com eixos N-S horizontais responsáveis pelo desenvolvimento de uma xistosidade plano-axial (S_n). São dobras recumbentes a isoclinais com flancos transpostos (evento de dobramento D1 segundo Hasui *et al.*, 1982; fase F1 de Silva, 1985). Este tipo de dobra evidencia uma tectônica horizontal (Park, 1989). Deve-se salientar, que na mina de Caraíba e seus arredores estas dobras não são uma feição comum e sua caracterização no presente trabalho foi baseada em dados da literatura local descritos principalmente por Hasui *et al.* (1982), Sá *et al.* (1982) e Silva (1985).

- Outro tipo de dobra descrita na literatura é o o tipo apertada com eixo E-W ou NW-SE e planos axiais mergulhando para sul ou sudoeste. Seu modelo de superposição com as dobras anteriores é do tipo laço. Sá *et al.* (1982) e Silva (1985) identificando este tipo de feição sugeriram uma fase deformacional E-W para explicar tal feição. Entretanto, Hasui *et al.* (1982) interpretaram este padrão como o resultado da movimentação das dobras D1 antes da incidência do evento de dobramento (D2) que corresponde à fase F3 de Silva (1985) nas zonas plásticas. Na fase de mapeamento, este tipo de padrão de interferência foi encontrado somente no afloramento de rochas quartzo-feldspática do Açude de Pinhões, não sendo uma feição característica na mina de Caraíba e seus arredores.

O metamorfismo atuante durante esta fase possui paragêneses minerais características de grau granulito. Porém trabalhos anteriores descrevem um metamorfismo em grau anfíbolito posterior. Assim, é admitido para a fase Dn +1 um metamorfismo progressivo que varia de grau anfíbolito a granulito.

4.3.3. Cinemática de Dn

As feições estruturais da fase Dn são essencialmente dúcteis e típicas de temperaturas elevadas em fácies granulítica, desenvolvidas em níveis crustais profundos.

A falta de lineações de alongação consideradas como eixo cinemático X e a ausência de estruturas assimétricas não permitiram a determinação da direção de transporte principal durante esta fase. Entretanto, com base em dados estruturais descritos por Sá *et al.* (1982), Hasui *et al.* (1982) e Silva (1985), é possível estabelecer que a fase Dn tenha tido sentido de transporte tectônico de leste para oeste que poderia gerar dobras com eixos NS horizontalizados.

A fase Dn envolveu grande encurtamento crustal como evidenciado pelos tipos de dobras e pela transposição da foliação Sn.

4.4. ELEMENTOS ESTRUTURAIS Dn+1

A fase de deformação Dn+1 inicia-se com a passagem de um regime tangencial para um regime direcional, sendo caracterizado pela orientação N-S dos seus elementos planares e lineares. Essa fase é marcada: pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto ângulo com amplitudes variáveis; pelo desenvolvimento de uma trama planar facilmente observada nos litotipos pertencentes à suíte granítica; e pelo desenvolvimento de texturas proto a milonítica nas zonas de alta deformação.

Neste trabalho, as rochas graníticas e piroxeníticas foram interpretadas como colocadas durante esta fase. Em consequência do desenvolvimento de zonas de cisalhamento estes litotipos sofreram processos de deformação que produziram texturas miloníticas.

Os minerais dos litotipos submetidos aos processos deformacionais D_{n+1} mostram evidências de recuperação e recristalização, marcadas por características dúcteis-rúpteis que por sua vez dependem do tipo de rocha e do contraste de competência entre as fases cristalinas.

Nos gnaisses migmatíticos e nas rochas pertencentes a suíte dos ortognaisses D_{n+1} nem sempre impôs uma nova foliação (Fig.2.3). Sendo seu efeito identificado por reações retrogressivas.

Em escala de grão, as principais feições da fase $D_n + 1$ são marcadas pelo desenvolvimento de:

- Orientação planar dada pela alongação de cristais de quartzo e feldspato potássico;
- Extinção ondulante, bandas de deformação, formação de subgrãos e recristalização (quartzo, microclínio, plagioclásio e hiperstênio) (Fotos 3.9a; 3.12; 5.7)
- Porfiroclastos rotacionados de K-feldspato, piroxênios (em piroxenitos e noritos), hornblenda e plagioclásio;
- Desenvolvimento de *kinks* (micas, piroxênio dos hiperstenitos) e geminação mecânica (piroxênio dos hiperstenitos e feldspato) (Fotos 5.8a; b);
- Intercrescimento pertítico e mirmequítico (Foto 3.9b);
- Mobilização mecânica de sulfetos;
- *Ribbons* de quartzo (Fotos 3.9b, 3.11).

4.4.1. Foliação S_{n+1} , Bandamento gnáissico e lineação L_{n+1}

A foliação S_{n+1} possui características mais regionais sendo penetrativa em quase todas as rochas da região. Apresenta uma orientação aproximadamente N-S (Fig.4.2) e mergulhos fortes ($>70^\circ$). A foliação S_{n+1} é paralela ao bandamento composicional observado nos *augen* gnaisses (Foto 3.7), e é uma estrutura marcada pela conformação planar dos cristais de quartzo, feldspatos e minerais ferromagnesianos. É penetrativa, tanto na escala microscópica, como na mesoscópica.

Essa foliação S_{n+1} é marcada pelo achatamento de cristais de quartzo e feldspato associados a uma orientação laminar de cristais de mica, gerando assim texturas granoblásticas a granolepidoblásticas. De uma maneira geral, a trama planar é bem desenvolvida.

As rochas da suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e dos gnaisses migmatíticos já se encontravam anteriormente recristalizadas em grau metamórfico mais elevado.

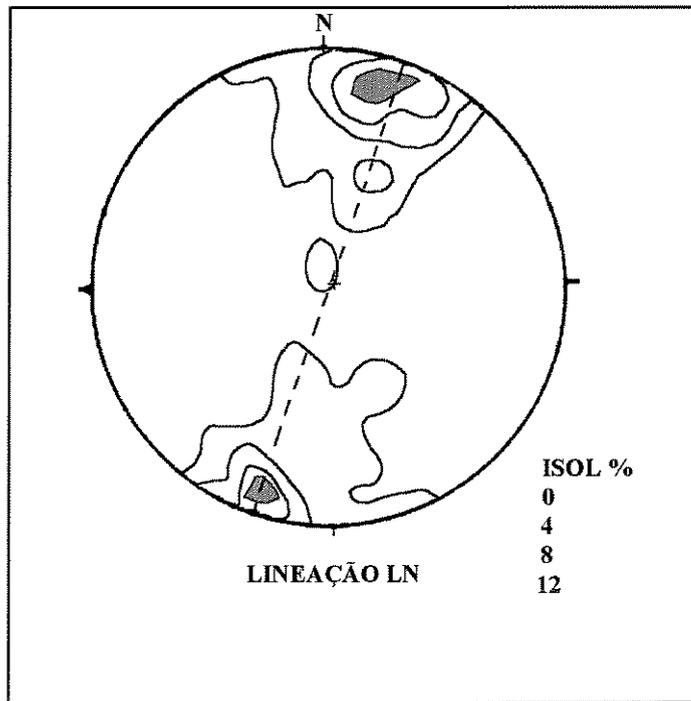


FIG. 4.1: Diagrama de polos da lineação Ln geradas na fase deformacional Dn. Extraído de Hasui *et al.* (1982).

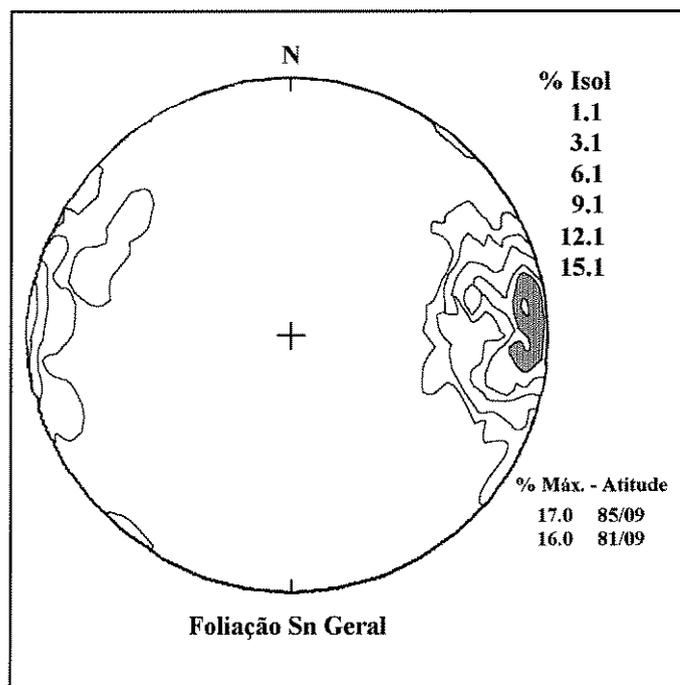


FIG.4.2. Diagramas de polos da foliação Sn paralela a Sn + 1. Os dados de Sn foram medidos, principalmente, na suíte do ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e dos gnaisses migmatíticos, vide (Fig.2.3).

Desta forma, a fase Dn+1 não está muito bem caracterizada nestas rochas, sendo principalmente observada pelas reações retrometamórficas observadas na foliação Sn e pela rotação de elementos estruturais pré-existentes.

Lineações mineral e ou de alongamento são definidas pela orientação de minerais individuais alongados como anfibólio, biotita, feldspato, quartzo estirados (*ribbons*) e porfiroclastos assimétricos com suas sombras de pressão. Possui direção N-S e mergulhos variando de horizontais a fortemente inclinados (Fig 4.3). É, principalmente, observada nos *augen* gnaisses graníticos, proto a miloníticos. Os feldspatos são assimétricos e apresentam porfiroclastos do tipo σ (sigma). Os porfiroclastos assimétricos observados nos *augen* gnaisses da suíte granítica permitiram sugerir que a movimentação atuante durante este regime é sinistral. Medidas sistemáticas em porfiroclastos em granitos próximo a Serra da Laranjeiras apresentam orientação para NNE.

4.4.2. Dobras Fn + 1

As dobras Fn +1 variam de isoclinais fechadas a abertas, apresentam um espessamento apical e flancos rompidos, possuem planos axiais subverticais e são caracterizadas também pelo desenvolvimento de uma foliação plano-axial. Os eixos destas dobras são N-S e mergulhos tanto horizontais como subverticais (Fotos 3.1; 4.1 e 4.2) mergulhando ora para Sul, ora para Norte. Encontram-se desenhadas tanto pela foliação Sn quanto por Sn + 1 ou mostram-se deformando o bandamento composicional dos gnaisses.

A fase Dn + 1 foi considerada na literatura como responsável pelo desenvolvimento do anticlinório Curaçá, (Delgado & Souza, 1976) e corresponde à fase F3 de Silva (1985), e evento de dobramento (D2) de Hasui *et al.* (1982). O padrão de interferência das dobras Fn + 1 com as dobras Fn é do tipo cogumelo-bumerangue (tipo 2; Ramsay, 1987).

Este padrão atesta a extrema ductibilidade dos litotipos perante à deformação, ocorrendo em litotipos que mostram contraste de viscosidade e competência.

4.4.3. Tectônica rúptil-dúctil e rúptil

Esta fase deformacional apresenta estruturas típicas de regimes rúptil-dúcteis caracterizadas por movimentos extensivos e distensivos seguidos do desenvolvimento de fraturamentos verticais associados a acomodação de camadas. Estas fraturas e falhas afetam todas as estruturas (Fig.4.4).

Em escala de afloramento, esta fase é representada por dois sistemas principais de zonas

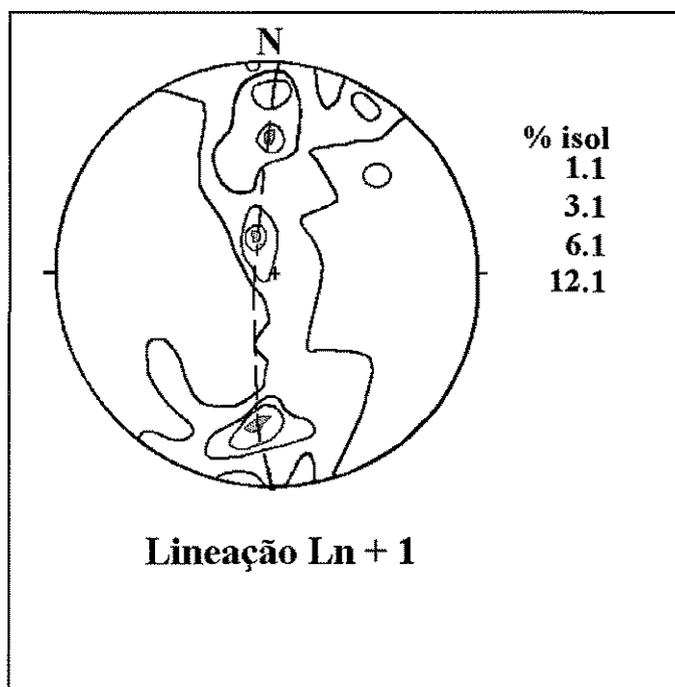


FIG.4.3. Diagramas de polos da lineação Ln +1 da fase deformacional Dn +1. Observa-se neste diagrama a foliação da lineação de estiramento.

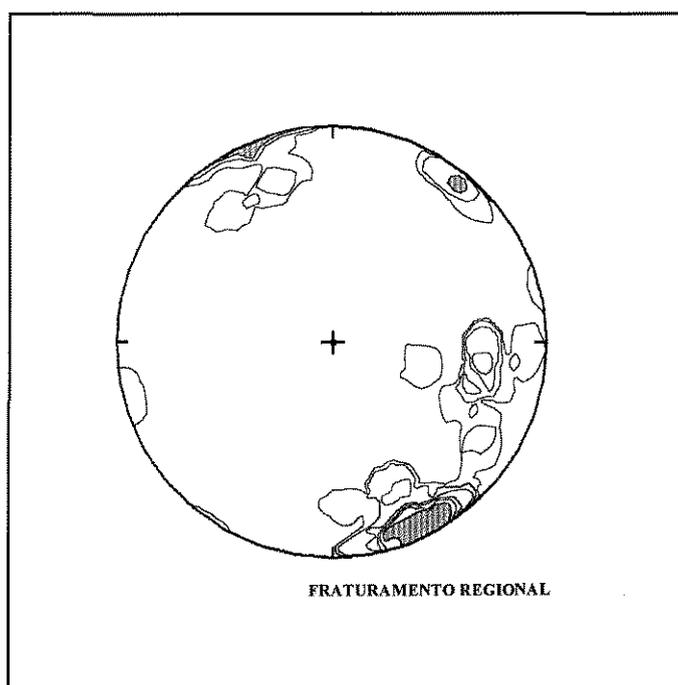


FIG.4.4: Diagramas de polo do fraturamento regional, considerado como efeito de reativação.



FOTO 4.1: Dobra desarmônica em Gnaiss Bom Despacho. Amostra; Afloramento próximo a Pinhões (Fig.2.3)



FOTO 4.2: Dobras isoclinais em Gnaiss Bom Despacho. Amostra; Afloramento próximo a Pinhões (Fig.2.3). Caneta aponta para Norte.

de cisalhamento rúpteis de direção vertical. Na zona mineralizada (cava da mina de Caraíba) esta fase está representada por falhamento inverso e pelo desenvolvimento de cisalhamento rúptil, tendo como conseqüência o desenvolvimento de rochas cataclásticas.

Durante essa fase ocorreu mobilização de sulfetos, fato este evidenciado pelo preenchimento de sulfetos nesses planos e pela redução de granulação dos hiperstênios, por cataclase, em hiperstenitos próximos a microzonas de fraturamento.

Uma das características das falhas observadas na mina de Caraíba é que elas tendem a ser lítricas em profundidade, e muitas vezes são preenchidas por pegmatitos cataclasados.

Nessa tectônica rúptil-dúctil duas famílias de fraturas se destacam. Estas possuem planos subverticais e foram interpretadas como planos R e R' de Riedhel (Fig.4.4) (Park, 1989).

A tectônica rúptil em escala de lâmina é representada por descontinuidades de cisalhamento que podem estar preenchidas por clorita, epidoto e sulfeto de cobre e ferro (calcopirita e pirrotita).

4.4.4. Interpretação cinemática de Dn + 1

As feições estruturais de Dn + 1 são resultantes de deformações dúcteis a dúctil-rúpteis dos litotipos presentes e são características de metamorfismo em fácies anfíbolito, ocorrendo em níveis crustais mais rasos que os da fase Dn.

Indicadores cinemáticos, como porfiroclastos assimétricos, lineação de estiramento e relações entre veios permitiram estabelecer que a fase Dn + 1 é de caráter direcional com sentido de movimento sinistral.

A fase Dn + 1 foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de movimentação principal sinistral e de modo secundário dextral. A zona de cisalhamento dextral no vale do Rio Curaçá foi descrita por Hasui *et al.* (1982) para a zona de falha que corta o sienito Itiúba.

4.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

A análise dos elementos estruturais descritos permitiram estabelecer que a área foi submetida a um evento tectônico transamazônico. Este evento é caracterizado por duas fases de deformação progressivas, cada uma delas gerando um conjunto de estruturas características em condições metamórficas diferentes. A evidência de progressividade da deformação pode ser evidenciada pela rotação da lineação na Fig 4.3.

A primeira fase Dn foi responsável por uma tectônica horizontal de baixo ângulo que

resultou na geração de dobras recumbentes com eixo N-S com metamorfismo progressivo em grau anfíbolito a granulito. Levantamento de dados da literatura permitiram sugerir que o sentido de movimento tectônico poderia ser de leste para oeste. A resposta dos litotipos a esta fase é marcada por características essencialmente dúcteis dos seus minerais

A trama planar desta fase é marcada pela orientação das fases minerais quartzo, feldspato e ortopiroxênio.

A fase $D_n + 1$ foi caracterizado como direcional com movimentação sinistral e resultou na formação de dobras isoclinais fechadas a abertas com eixo N-S e planos axiais verticalizados. Durante a fase $D_n + 1$ instalou-se no Vale do Rio Curaçá zonas de cisalhamento transcorrentes com movimentação sinistral e, de modo subordinado, dextral.

No regime progressivo de deformação, estilos de dobras diferentes são desenvolvidos e como consequência são gerados padrões de interferência (Hasui & Costa, 1988). Com base neste fato, no modelo proposto por este trabalho acredita-se que os padrões de interferência do tipo 2 (que ocorrem de forma local) resultaram da mudança progressiva do regime de cavalgamento (D_n) para o de transcorrência (D_{n+1}).

A distinção entre os dois tipos de foliações S_n e S_{n+1} é que a primeira se desenvolve em paragênese mineral em grau granulito e a segunda em grau anfíbolito. O caráter não coaxial do evento tectônico pode ser demonstrado pelo desenvolvimento de estruturas assimétricas como desenvolvimento de sombras de pressão assimétricas, rotação de minerais sin-metamórficos, como granada.

Nos corpos máfico-ultramáficos $D_n + 1$ é caracterizada pela deformação intracristalina de cristais de piroxênio e plagioclásio, que estão representadas por feições de recuperação e de recristalização. Os sulfetos calcopirita e pirrotita sofreram mobilização durante essa fase e migraram para zonas de fraturas cicatrizando-as.

É admitido que os corpos graníticos colocaram-se durante essa fase. As principais evidências são a refração da foliação nos diques encaixados em ortognaisses graníticos, mostrando bandamento metamórfico anfíbolítico e pela existência de dique apresentando foliação semelhante às observadas em ortognaisses graníticos que apresentam dobras de arrasto, bem como o desenvolvimento de porfiroclastos sintectônicos.

Para os corpos pertencentes a suíte granítica, a fase $D_n + 1$ gerou um bandamento composicional, paralelo à foliação S_{n+1} . Em escala de grãos são também desenvolvidas feições de recristalização e recuperação, que estão mais pronunciadas devido ao caráter mais plástico

deste litotipo.

Fraturas desenvolvidas em níveis crustais rasos encontram-se nos veios com sulfetos, nos contatos dos piroxenitos com os gnaisses migmatíticos e nas rochas da suíte granítica. Onde, houve a cristalização de minerais característicos de fácies xisto-verde (epidoto, clorita, quartzo e carbonato). Estas fraturas foram interpretadas como reativações da fase $D_n + 1$.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS

5.1. INTRODUÇÃO

A classificação petrográfica adotada é aquela para as rochas ígneas sugerida por Streckeisen (1967).

Os hiperstenitos e noritos são as principais rochas portadoras de sulfetos de cobre. Como descrito no capítulo II, há na literatura sobre a região duas hipóteses para explicar sua origem. Estas podem ser resumidas em *sills* acamadados originados da diferenciação de um magma tholeítico, (Lindenmayer, 1981; Mandetta, 1982; Silva, 1985; Silva *et al.*, 1994), e como sendo composta por múltiplas injeções na forma de diques e veios de natureza calcio-alcálica (Oliveira, 1989; 1990).

Os resultados obtidos durante este trabalho mostram que, embora ainda aceito na região que os corpos máfico-ultramáficos de Caraíba possam ser *sills* acamadados (Silva *et al.*, 1994), o caráter intrusivo, na forma de diques e veios foi observado, como descrito a seguir.

5.2 ASPECTOS EM ESCALA MESOSCÓPICA

Os piroxenitos são as principais rochas portadoras da mineralização, possuem uma coloração cinza escuro e uma granulação que varia de fina a grossa. Estão encaixados, principalmente, em gnáisses migmatíticos (Fig. 5.1a; b; 5.2a; b).

Os principais contatos dos piroxenitos e noritos com os gnáisses migmatíticos são bruscos, definidos por falhas (que podem estar preenchidas por pegmatitos de coloração rosa), ou marcados pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamentos (Fig. 5.2a; b; Foto 5.1). Nestas zonas observa-se freqüentemente a presença de clorita, quartzo e carbonato.

Nas falhas que cortam os piroxenitos e noritos é comum o desenvolvimento de biotititos mineralizados em cobre.

No presente trabalho, são apresentadas evidências de colocação sintectônica a fase Sn +1 que gerou o bandamento metamórfico em fácies anfíbolito. Silva *et al.* (1994), admitem a possibilidade dos corpos máfico-ultramáficos serem sintectônicos a fase F1 de seu modelo policíclico de deformação e consideraram ainda que estes teriam sido intrudidos na forma de *sills*.

Durante o mapeamento verificou-se que os corpos noríticos-hipersteníticos de Caraíba se colocaram, como sugerido por Oliveira (1989, 1990), na forma de diques e veios, em um processo

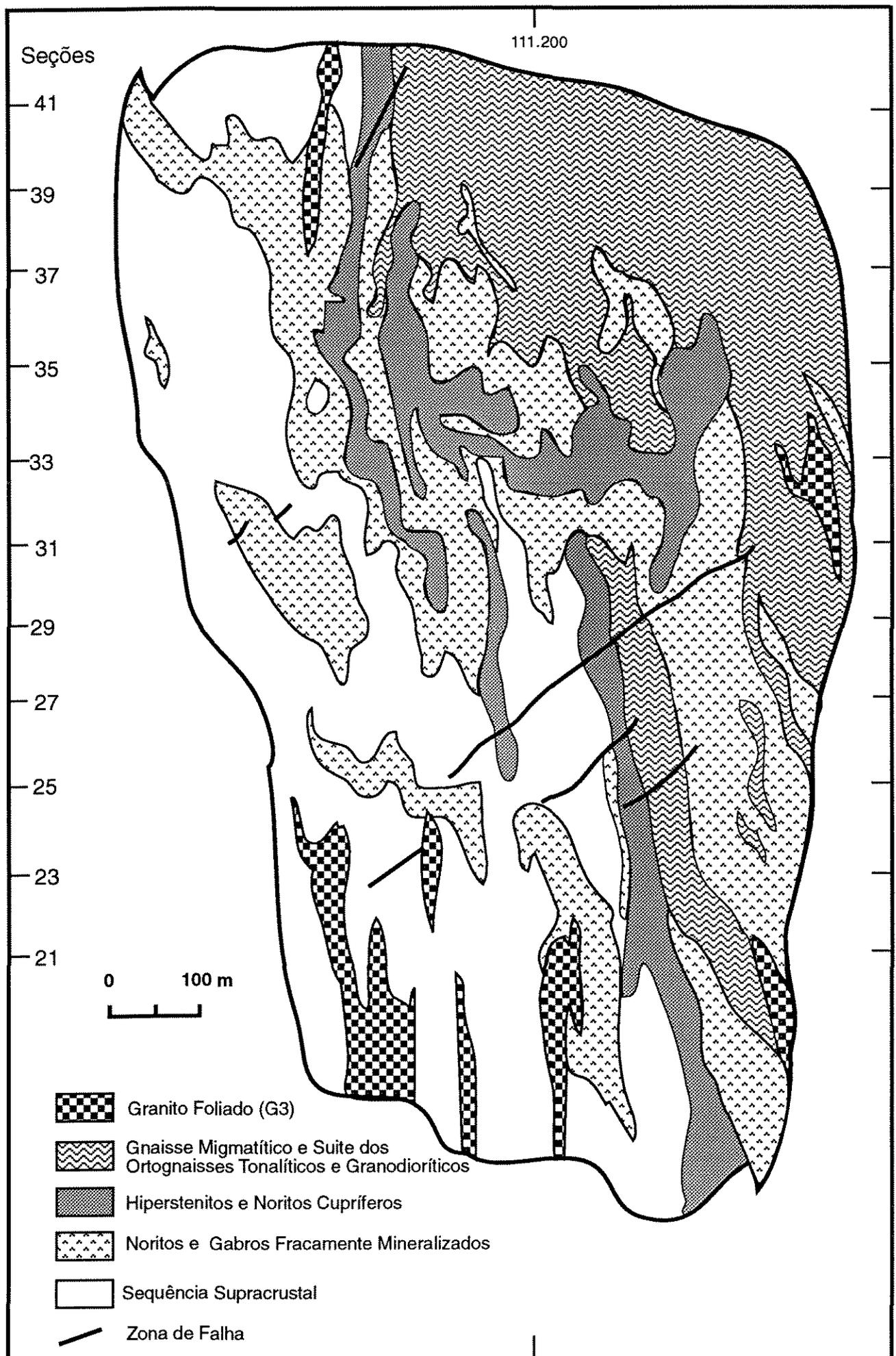
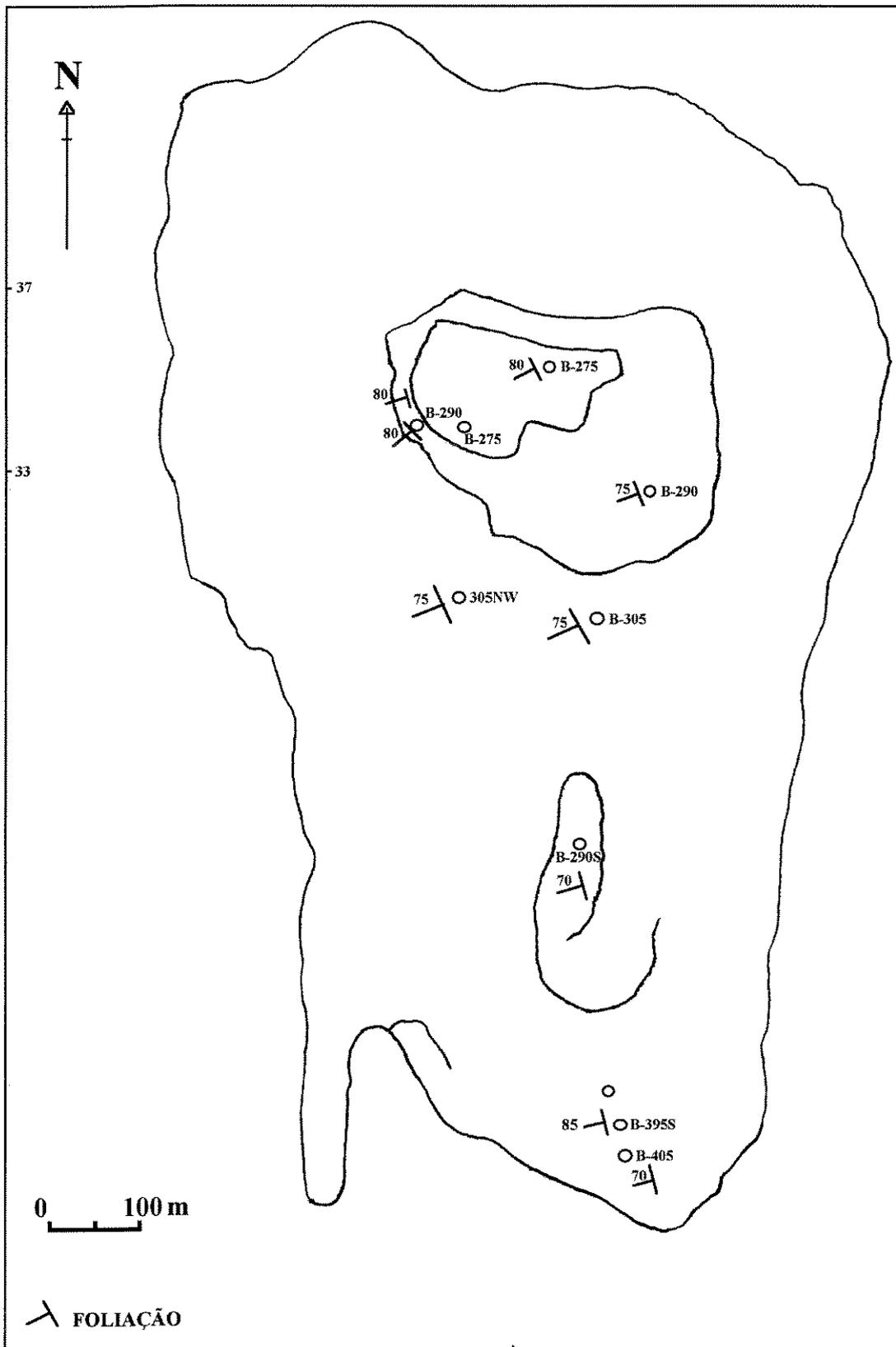


FIGURA 5.1A: Geologia simplificada da cava da mina de Caraíba. Modificado de Silva (1985).



111 - 200

Fig. 5.1b: Planta da cava da mina de Caraíba mostrando os bancos mapeados. n.º 37 e 33 representam seções

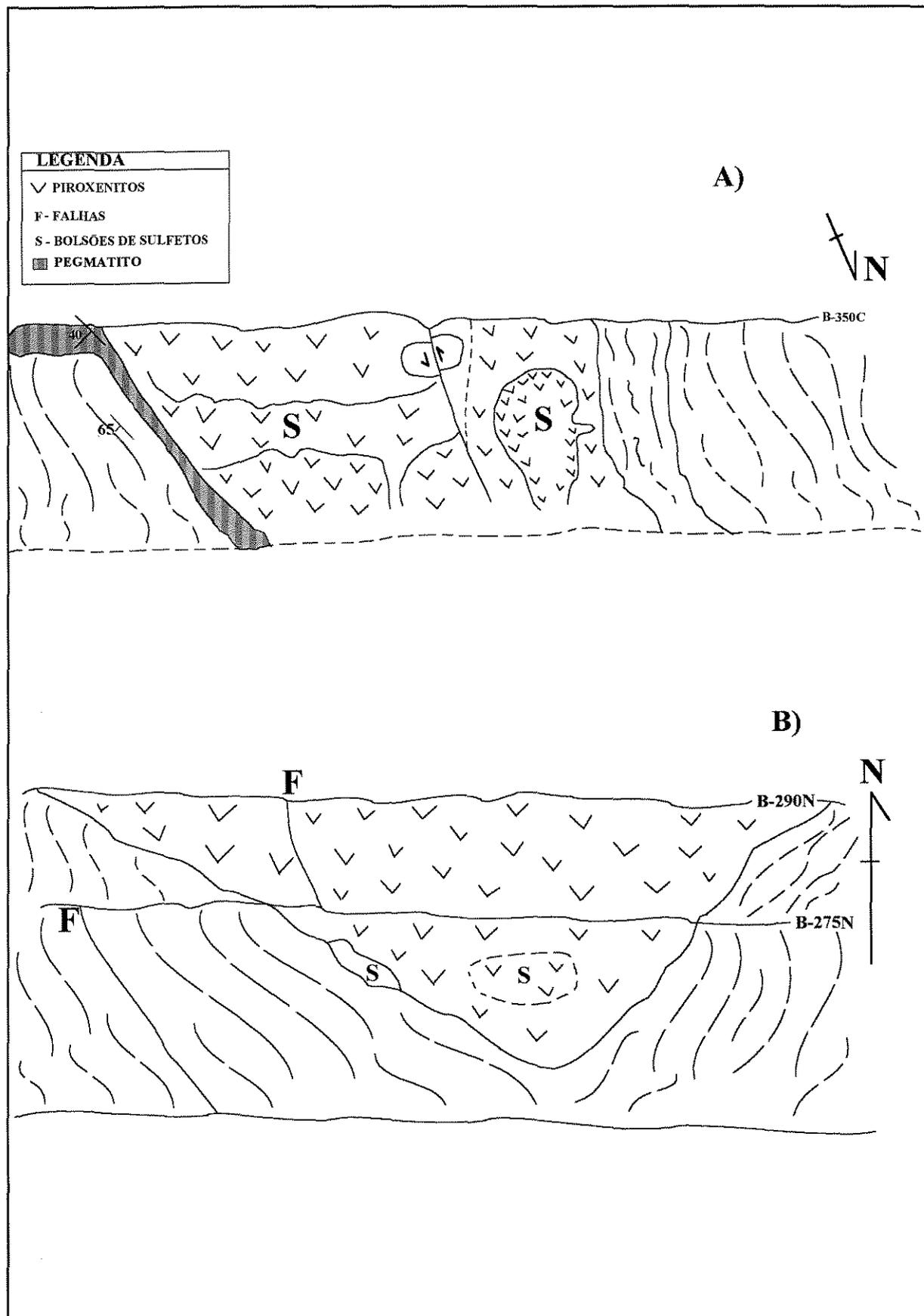


Fig.5.2A: Dique pegmatítico na zona de contato do piroxenito com gnaiss migmatítico; **B)** Zonas de cisalhamento delimitando o contato do piroxenito com sua encaixante. Linhas paralelas representam o gnaiss migmatítico. Altura do banco 15 m. Escala horizontal 1:100.

contínuo de intrusões, associado a uma deformação em metamorfismo em grau anfíbolito.

A natureza intrusiva destes corpos máfico-ultramáficos foi observada, principalmente, nos corpos menores. No banco 410S, o piroxenito intrude o gnaiss migmatítico. A parede de contato deste corpo piroxenítico com o gnaiss migmatítico é paralela a foliação Sn no gnaiss. Este mesmo corpo de piroxenito apresenta uma apófise, que se encontra transposta e trunca essa foliação (Fig. 5.3d; Foto 5.2). No banco 395 S, dobras de arrasto são observadas na foliação Sn do gnaiss migmatítico, as quais seriam geradas pela colocação do piroxenito ao longo de uma zona de cisalhamento dextral (Fig. 5.3a; Foto 5.3). É, ainda, comum observar pequenos diques de piroxenitos que cortam ou se encontram paralelos a foliação regional (Fig. 5.3 b, Foto 5.4). As análises microscópicas em piroxenitos, concordantes e discordantes da foliação, indicam um grau metamórfico semelhante para ambos.

Em macroescala, os corpos máfico-ultramáficos, na maioria das vezes, possuem a forma de um *boudin* delimitado por falhas ou zonas de cisalhamento. Um pequeno *boudin* de piroxenito pôde ser observado no banco 395S (Fig. 5.3c), o qual foi cortado por uma falha inversa, que possui movimento dextral, indicando assim a continuidade da deformação após a colocação do corpo. A formação de *boudins* de piroxenito caracteriza um caráter menos plástico para estas rochas em relação à sua encaixante. Este fato advoga contra a possibilidade de migração plástica por diferença de competência para este litotipo apresentada por Silva *et al.* (1994). Silva (1985) ao comparar os gnaisses máficos bandados com os piroxenitos considerou que os primeiros possuem um comportamento mais plástico do que os últimos.

Os piroxenitos, normalmente, podem conter xenólitos angulosos a arredondados de peridotitos e noritos, e, normalmente, preenchem fraturas em noritos finos a grosso, dando uma textura semelhante a brecha (Foto 5.5). Estas relações mostram que as intrusões piroxeníticas são posteriores as de noritos.

5.3. ASPECTOS EM ESCALA MICROSCÓPICA

5.3.1 Generalidades

Devido ao fato das rochas máfico-ultramáficas terem sofrido modificações, principalmente, texturais em resposta à deformação e metamorfismo, nas descrições de lâminas delgadas e delgadas polidas foram usados termos ígneos e metamórficos para as texturas.

O reconhecimento onde deformação e recristalização ocorrem durante o resfriamento de

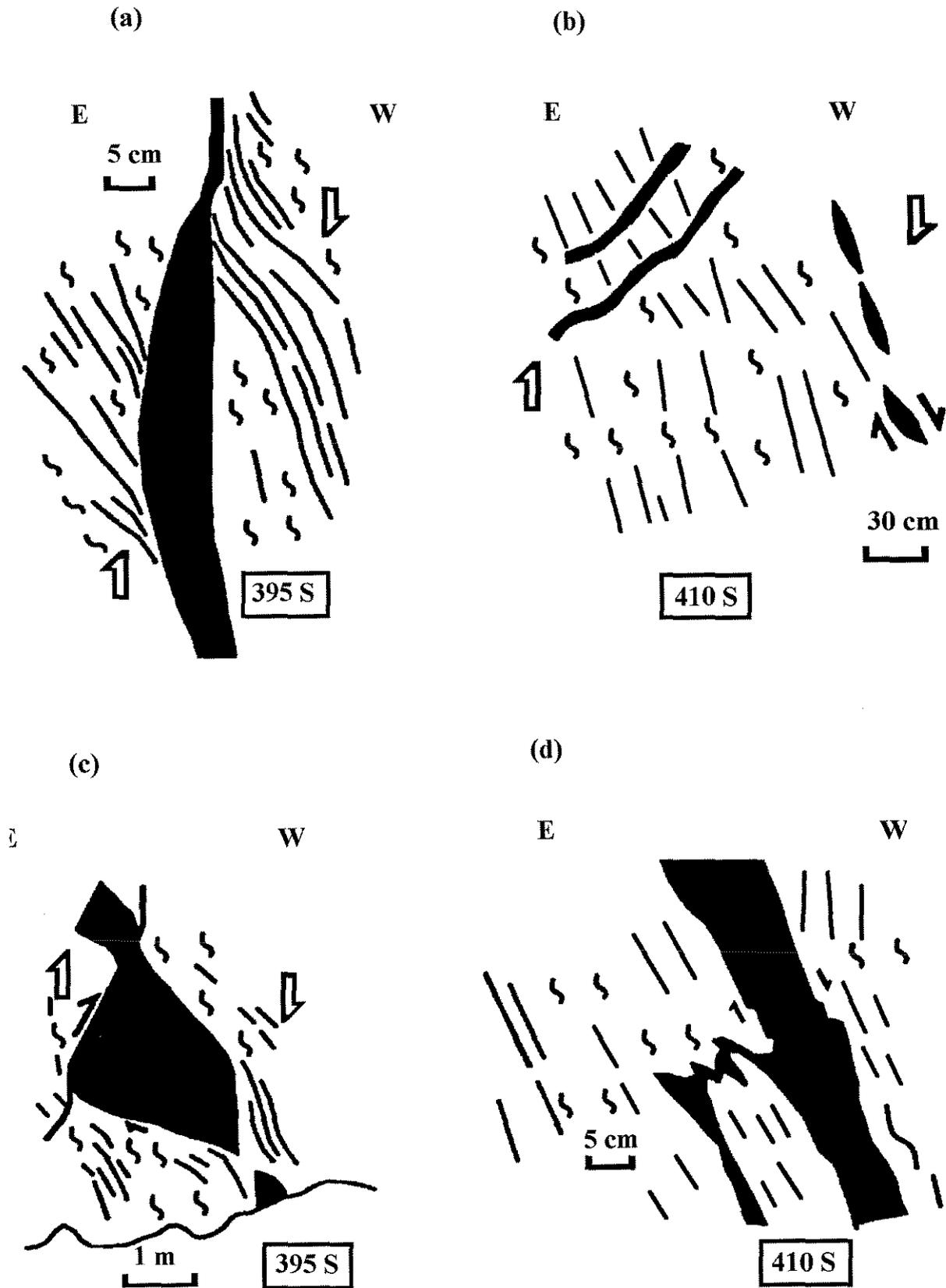


Fig. 5.3: Evidências de colocação de hiperstenito controlado por cisalhamento (a) e (b), dique e deformação (c) e (d). Visada para o sul; Preto = hiperstenito, linhas subparalelas = foliação do gnaiss migmatítico. Segundo Oliveira & Lacerda (1993).



FOTO 5.1: Zona de contato do piroxenito com gnaiss migmatítico. Nesta zona houve a colocação de pegmatitos. Amostra Banco 305 C. Preto, piroxenito, rosa pegmatito e no ponto C3 o gnaiss migmatítico (Fig.5.1b).



FOTO 5.2: Piroxenito indrudido no gnaiss paralelo a foliação. Apresenta também uma apófise que encontra-se transposta truncando a foliação do gnaiss. Amostra Banco 410S (Fig.5.1b).



FOTO 5.3: Piroxenito intrudindo gnaíse migmatítico, cujo bandamento gnaíssico apresenta dobras de arrasto. Amostra: banco 395S (Fig.5.1b)



FOTO 5.4: Piroxenito aproximadamente paralelo ao bandamento gnáíssico. Amostra: banco 410 (Fig. 5.1b)

temperaturas magmáticas e de outros locais durante aquecimento tardio (zonas de cisalhamento transcorrentes) é de fundamental importância para o entendimento da história evolutiva do processo de colocação.

No decorrer da descrição em escala mineral, a deformação de biotitas foi separada em estágios definidos por Laurent (1974).

Novamente aqui serão abordadas as feições intracristalinas dos minerais, de forma que a história tectono-metamórfica possa ser determinada. As rochas máfico-ultramáficas são, principalmente, constituídas por hiperstênio e plagioclásio, sendo que o último se comporta de maneira mais plástica em relação ao primeiro.

5.3.2. Hiperstenitos

Este litotipo apresenta textura granoblástica a granonematoblástica, inequigranular, que passa a milonítica nos piroxenitos mais deformados. A deformação imposta nestas rochas pode obliterar totalmente a textura ígnea original, que normalmente é do tipo intergranular, poiquilítica e cumulática.

Os hiperstenitos possuem uma granulação que varia de fina a grossa, são constituídos, essencialmente, por hiperstênio e apresentam quantidades subordinadas de plagioclásio, flogopita, apatita, magnetita e sulfetos de cobre e níquel.

Os cristais de hiperstênio (En₆₈₋₅₄, segundo Oliveira, 1990) apresentam coloração marrom acastanhado e fórmula pleocróica $x = \text{castanho esverdeado pálido}$, $y = \text{castanho avermelhado}$ e $z = \text{verde pálido}$. Localmente, este mineral altera-se para anfibólio fibroso, hornblenda, biotita, clorita e talco. A transformação de hiperstênio para biotita ocorre principalmente ao longo do plano (100). Hiperstênios com bordas de reação foi observado quando estes cristais se transformam em anfibólio fibroso da série cumingtonita-grunierita. As outras transformações ocorrem principalmente ao longo de zonas de descontinuidades.

Os cristais de hiperstênio, mesmo onde as feições ígneas originais estão preservadas, raramente, possuem faces retas, apresentando, na maioria das vezes, hábito subédrico a anédrico. Em regiões mais deformadas, os cristais maiores são circundados por cristais menores. Estes últimos são resultantes da deformação sofridas por estas rochas e são, na maioria das vezes, idiomórficos a subidiomórficos, comumente apresentando junção tríplice em 120°, definindo uma textura granoblástica poligonal. As feições de deformação intracristalina são a extinção ondulante, a extinção em bandas, formação de grãos e subgrãos, o desenvolvimento de *kinks* e da geminação mecânica (Fotos 5.6a, 5.6b, 5.6c, 5.7, 5.8a, 5.8b). Os cristais menores mostram extinção



FOTO5.5: Piroxenitos apresentando xenólitos arredondados de noritos e peridotitos. Amostra: Banco 305 C (Fig.5.1b)

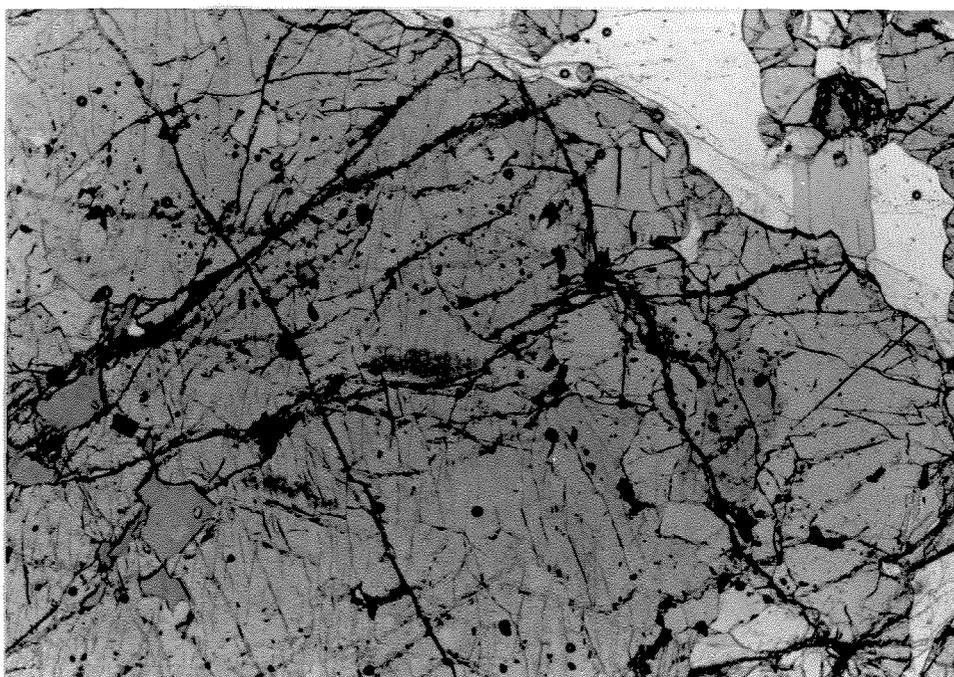


FOTO 5.6a: Cristal de hiperstênio apresentando inclusões de sulfeto. Amostra: Piroxenito grosseiro, banco 305 C (Fig.5.1b). Nícois paralelo (2,5x).

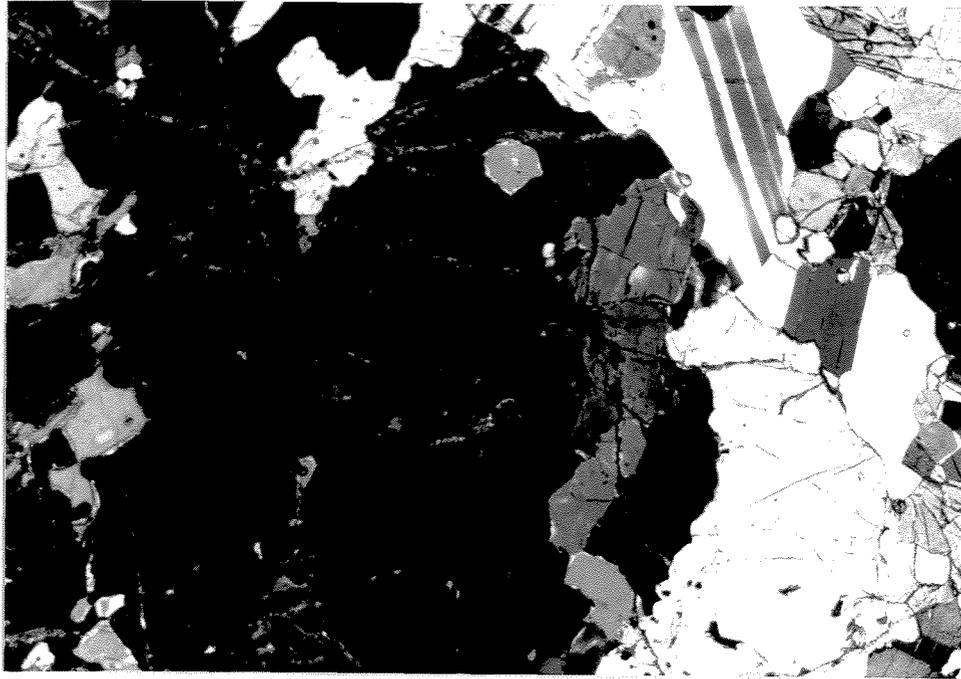


FOTO 5.6b: Cristal de hiperstênio apresentando extinção ondulante. Amostra: Piroxenito grosseiro, banco 305 C (Fig.5.1b). Nícois cruzado (2,5x).

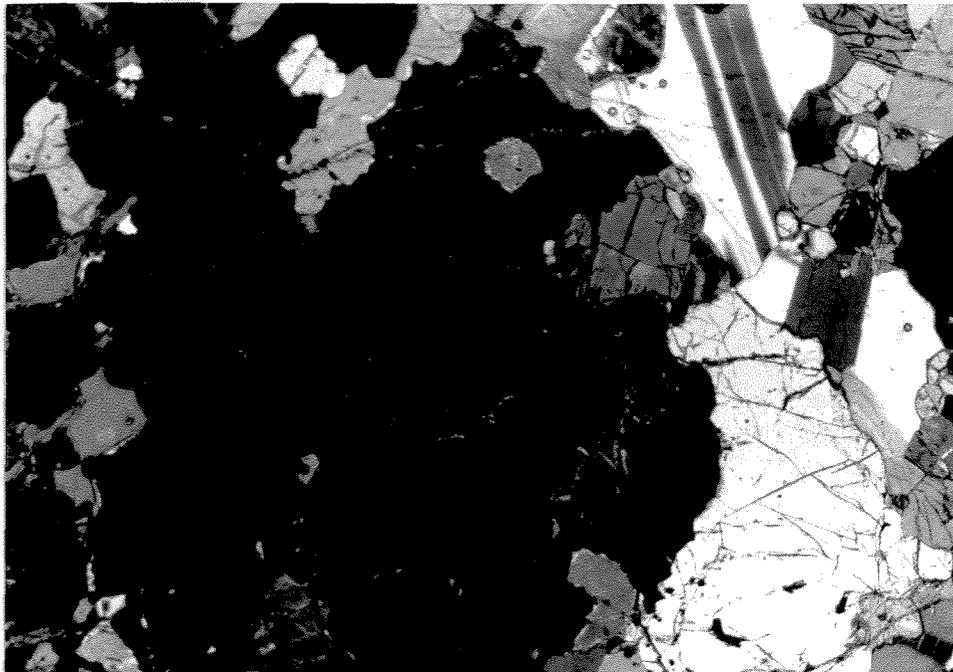


FOTO 5.6c: Cristal de hiperstênio apresentando extinção ondulante. Mesma amostra de 5.6a e 5.6b. Placa de gipso.

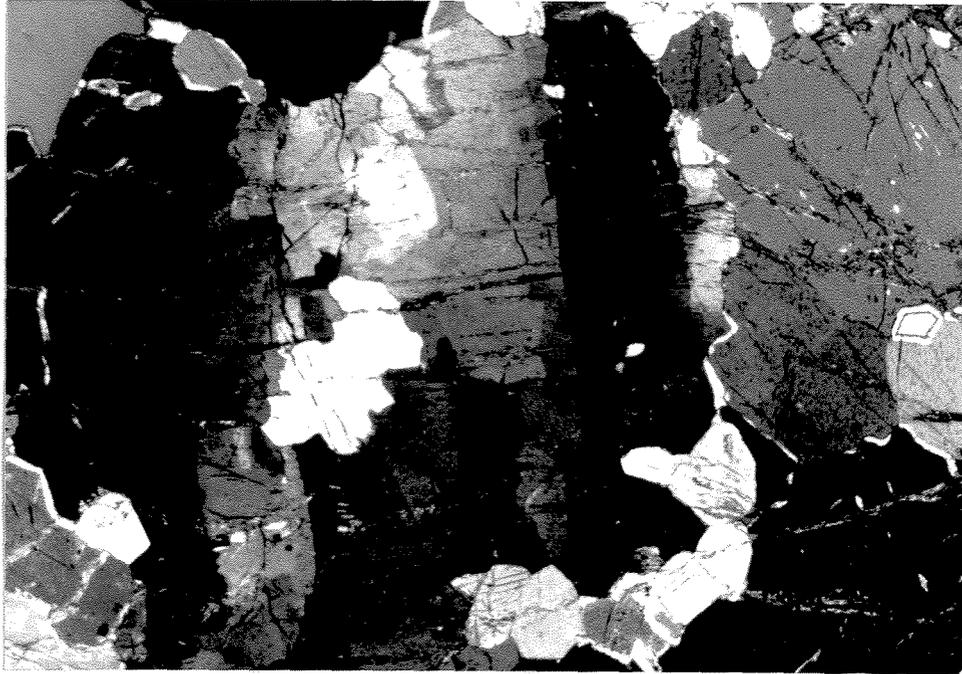


FOTO5.7: Extinção em bandas em piroxenitos. Amostra: Piroxenito grosseiro, Banco 305c (Fig, 5.1b). Nicóis cruzado (2,5x).

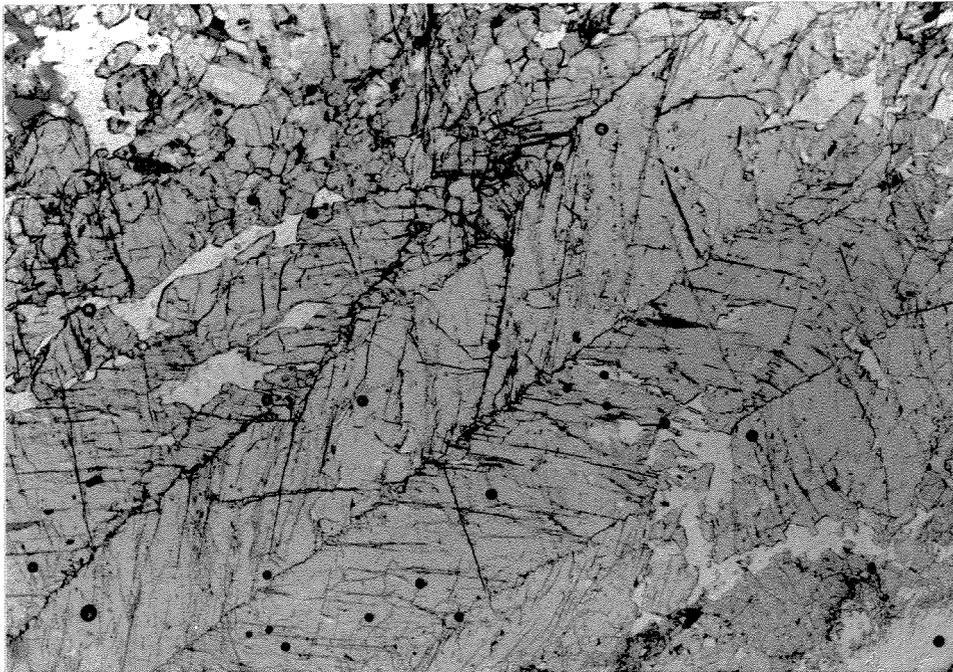


FOTO 5.8a: Cristal de piroxênio apresentando *kinks*. Amostra: Banco 395S (Fig.5.1b). Nicóis paralelo (2,5x).

ondulante, evidenciando que a deformação continuou após a sua recristalização, fato este já descrito anteriormente para as rochas circundantes às rochas mineralizadas.

Numerosas gotículas de magnetita e sulfetos de cobre estão inclusas em cristais de hiperstênio conferindo ao hiperstênio uma textura poiquilítica ou poiquiloblástica.

Os cristais de plagioclásio ($An_{40.8-60.5}$, segundo Oliveira, 1990) ocorrem como grãos subédricos (ou subidiomórficos), apresentam geminação polissintética do tipo albita e periclínio combinadas ou não, e geminação Carlsbad. Inclusões de plagioclásio em continuidade ótica são freqüentemente encontradas em cristais de hiperstênio, implicando que o plagioclásio, algumas vezes, é uma fase *pós-cumulus*. Em algumas lâminas, principalmente em zonas de descontinuidades, é comum observar a saussuritização e a sericitização do plagioclásio. As principais microestruturas presentes são a extinção ondulante, as geminações mecânicas (com terminações em chamas) e a formação de grãos e subgrãos. As geminações, como descritas acima, podem ser de origem primária ou secundária (mecânicas). As primárias podem apresentar-se com formas curvas, registrando assim os efeitos da deformação. Já as geminações secundárias possuem formas acunhadas, tornando-se mais finas ou desaparecendo no centro dos grãos (chamas). Esta feição é indicativa de maclas de origem secundária formadas por deformação (Debat *et al.*, 1978; Spry, 1969).

A flogopita mostra pleocroísmo que varia de marrom avermelhado até marrom amarelado. É muito difícil estabelecer se as flogopitas nos piroxenitos são primárias ou se já sofreram processos de recristalização. Análise de microsonda eletrônica realizadas por Oliveira (1990) mostram que não há variação composicional nas diferentes flogopitas. A flogopita descrita como primária é principalmente caracterizada pela feição *intercumulus* ao redor de *cumulus* de hiperstênio. A flogopita descrita como secundária ocorre na forma de ripas de granulação média que pode ou não ter uma orientação preferencial. Nas secundárias observa-se o crescimento de calcopirita ao longo dos seu planos de clivagem. As principais microestruturas observadas neste mineral são extinção ondulante, dobramentos e formação de *kinks*, estágios 1 e 2 (Laurent, 1974).

Os cristais de piroxênio e plagioclásio, nos piroxenitos e noritos, quando submetidos a um cisalhamento direcional, os eixos maiores rotacionam e tornam-se paralelos com a direção de cisalhamento (foliação milonítica observada, principalmente, nos piroxenitos milonitizados (Fotos 5.9a, 5.9b).

Os milonitos são caracterizados por uma matriz fina (50%) e são constituídos por piroxênio, plagioclásio, biotitas, sulfetos e óxidos. Os bordos dos porfiroclastos de hiperstênio

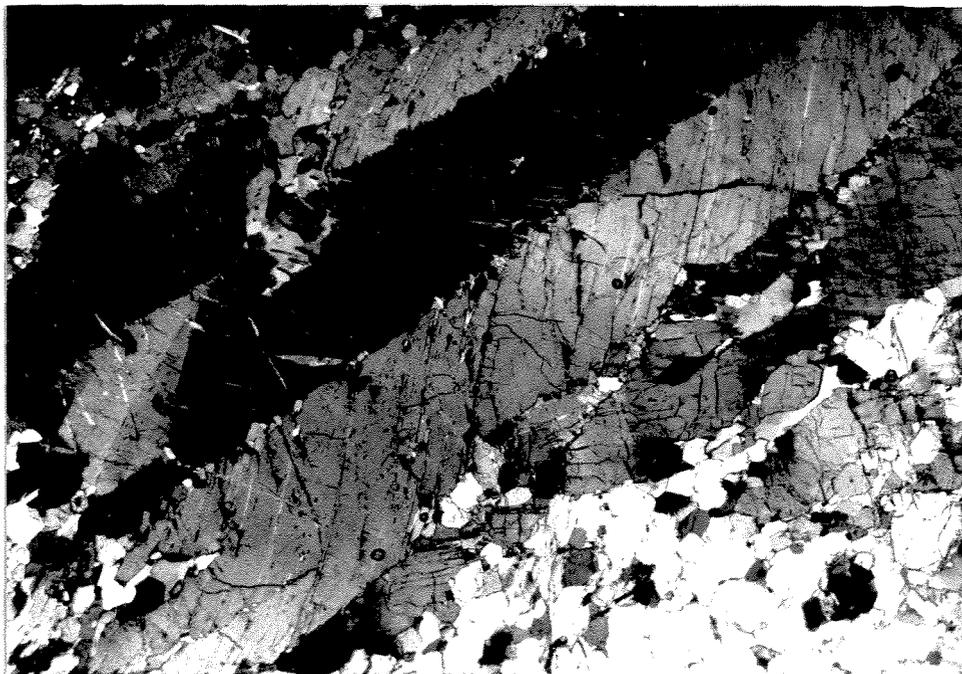


FOTO 5.8b: Cristal de piroxênio apresentando kinks. Amostra: Banco 395S (Fig.5.1b). Nícois cruzado (2,5x).

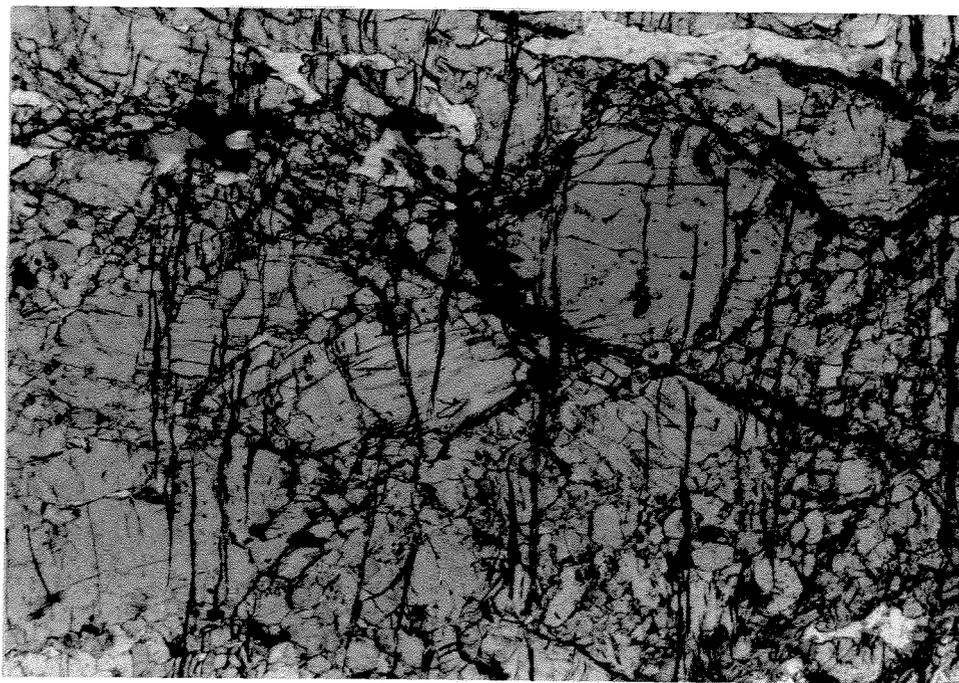


FOTO 5.9a: Piroxenito milonitizado. Amostra: Banco 395 S. Nícois paralelo (2,5x).

são constituídos por grãos diminutos de hiperstênio e plagioclásio (mais raros), apresentam forma lenticular ou ovóide com bordos recristalizados dinamicamente, e apresentam feições de deformação como extinção ondulante, bandas de deformação em alto ângulo com a foliação milonítica, formação de grãos e subgrãos, dobramento em *kinks* e geminação mecânica. As *kinkbands* observadas nos piroxênios estão em um baixo ângulo com a direção de cisalhamento milonítica. Estas foram consideradas no presente trabalho como uma feição rúptil gerada em alta temperatura. Isto, foi sugerido pelo desenvolvimento de grãos de piroxênios recristalizados nos planos de limite das *kinks* (Foto 5.8a, 5.8b).

Os porfiroclastos de piroxênio não mostram assimetria, o que poderia levar à suposição que estes se formaram em condições de cisalhamento puro. Entretanto, quando se estuda os porfiroclastos dos noritos milonitizados observa-se que o cisalhamento simples foi o mecanismo atuante. Adicionalmente a isto, os piroxenitos são rochas que podem ser consideradas como monominerálicas, desta forma não apresentariam um contraste de viscosidade entre os grãos como vistos nos noritos, fato este que contribuiria para a geração de porfiroclastos com forma simétrica.

Os grãos de hiperstênio na matriz são caracterizados por possuírem contatos retos, junção tríplice (120°) e por estarem, praticamente, livres de deformação, que quando presente limitam-se a extinção ondulante. Análise de microsonda eletrônica nos grãos mãe e nos grãos menores recristalizados mostram uma leve mudança composicional (Quadro 5.1). Na Fig.5.4 pode ser notada a diferença composicional entre os grãos primários originais e os grãos recristalizados. Esta tendência foi observada também ao longo das bordas do grão original. De maneira analoga as considerações de Etheridge para o Complexo de Giles, esta diferença composicional foi relacionada a processos de nucleação.

Em Caraíba a rotação de fenocristais subeudrais de piroxênio na direção de cisalhamento levou a formação de sombras de pressão nos mesmos. As sombras de pressão dos porfiroclastos são preenchidas por material recristalizado do mesmo mineral que o compõe (piroxênio nos piroxenitos milonitizados, Foto 5.9a; b). Os novos grãos podem exibir contatos poligonais. Estas feições estão de acordo com os conceitos atuais sobre deformação progressiva e deformação em estado sólido, que consideram o desenvolvimento de sombras de pressão sindeformacional de acordo com o tipo de material que preenche a região da cauda do porfiroclasto (Paterson *et al.*; 1989).

| | Grão mãe (centro) | Grão mãe (borda) | Grão (filho) | Grão (filho) |
|--------------------------------|----------------------|---------------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 51.9 | 51.9 | 52.7 | 52.1 |
| TiO ₂ | ----- | | | 0.3 |
| Al ₂ O ₃ | 2.9 | 2.5 | 2.1 | 2.1 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.4 | 0.4 | | 0.4 |
| FeO | 22.7 | 22.6 | 22.1 | 21.8 |
| MnO | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.5 |
| MgO | 20.7 | 21.3 | 21.6 | 22.1 |
| CaO | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.4 |
| TOTAL | 99.5 | 99.5 | 99.2 | 99.8 |

Tabela 5.1: Análises representativas de grãos mãe e recristalizados (filhos) de hiperstênio. Porcentagem de ferro total expressa como FeO.

Os cristais de plagioclásio apresentam feições de recristalização dinâmica, que é marcada por grãos poligonais. Ao contrário do observado nos cristais de hiperstênio, os cristais de plagioclásio na matriz apresentam feições de deformação após a recristalização que são marcadas por extinção ondulante, geminação mecânica do tipo albita e periclínio com terminação em chamas. Nos piroxenitos de Caraíba os plagioclásios representam a fase mineralógica mais plástica. Muitos trabalhos experimentais realizados em plagioclásios foram obtidos em rochas mais ácidas onde estes se comportam de maneira mais rúptil. No caso de rochas mais básicas como as de Caraíba o plagioclásio se comporta de maneira mais plástica em comparação com o piroxênio (Brodie & Rutter, 1985).

Reações metamórficas em hiperstenitos estão, principalmente, descontinuidades, nas quais os cristais de hiperstênio passam anfibólio fibroso, talco, hornblenda ou biotita. Os cristais de biotita podem ser de origem primária, ter sofrido recristalização ou ainda representar reações retrometamórficas do hiperstênio. Os cristais de hornblenda e biotita se encontram comumente associados a descontinuidades cicatrizadas por calcopirita (*fracture infilling*) de modo semelhante as descritas por Vokes & Craig (1993) para o depósito *strata bound* da região de Caledônia Norueguesa, onde cristais de calcopirita cicatrizam fraturas do tipo *pull apart* desenvolvidas em cristais de pirita.

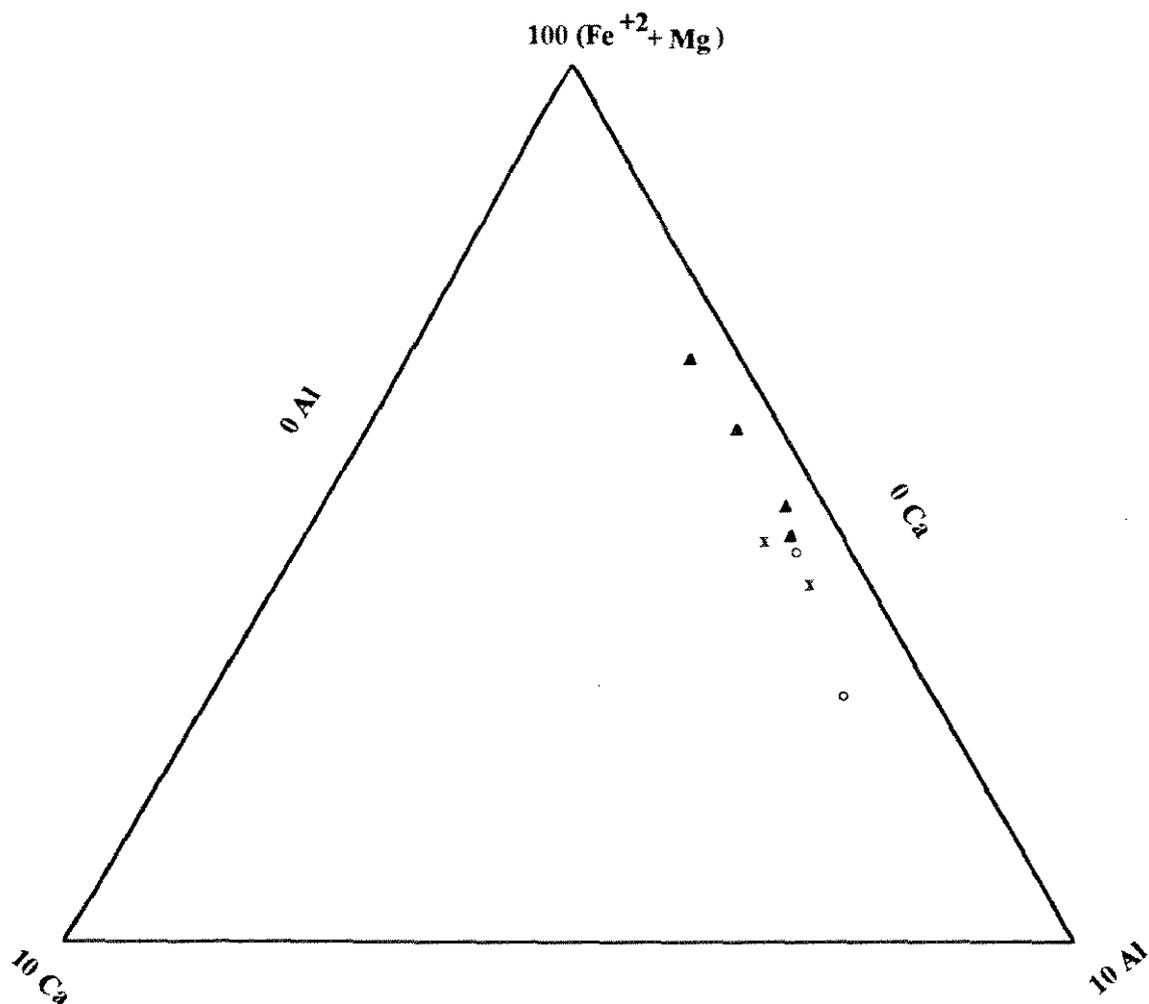


FIG.5.4: Diagrama ACF apresentando as composições de ortopiroxênio por análise de microsonda eletrônica de grãos mãe e grãos filhos (recristalizados). As bordas do diagrama triangular representam somente 10% do campo total ACF, como mostrado. Composições de grãos mãe (centro) = círculos abertos; grãos mãe borda = X e grãos filhos = triângulos.

Uma feição rúptil é desenvolvida nas regiões próximas do contato entre o piroxenito e o minério filoniano. Nestas zonas há uma diminuição da granulação dos cristais de piroxênio por cataclase (processo mecânico). Cristais de piroxênio podem ser transportados pela calcopirita, que migra por fluxo plástico.

A composição dos hiperstênios nas rochas máfico-ultramáficas de Caraíba foram plotadas no diagrama (FeO + MgO) vs Al₂O₃, onde estão separados os campos de piroxênios ígneos e metamórficos (Bhattacharyya, 1971). Os valores de hiperstênio da zona principal do Complexo Nordeste de Bushveld (Mitchell, 1990) e os de Okiep (Cawthorn & Meyer, 1993) também foram plotados para fins de comparação (Tabela 5.2). Pela análise da Fig. 5.5. observa-se que, os piroxenitos de Caraíba caem tanto, no campo dos piroxênio metamórficos, como no dos ígneos,

assim como os de Okiep e Bushveld. Piroxênios ígneos de Caraíba formados através da interação do magma piroxenítico com xenólitos de peridotitos (mostrado pelo crescimento do cristal contra uma parede fria, cristais perpendiculares a parede de contato) caem tanto no campo dos ígneos, como nos dos metamórficos. Com base, nestas considerações pode-se sugerir que o método é válido, mais o limite estabelecido não é tão pontual, podendo oscilar para valores próximos da reta de separação dos campos.

| ORTOPIROXÊNIO | FeO | MgO |
|---|-------|-------|
| Piroxenitos (Caraíba) | 43,4 | 1,11 |
| | 44,0 | 1,97 |
| Gabros (Caraíba) | 43,22 | 1,12 |
| | 44,41 | 1,24 |
| Piroxenitos com xenólitos Peridotíticos(Caraíba) | 42,72 | 1,44 |
| | 42,54 | 2,08 |
| | 43,09 | 2,87 |
| | 43,29 | 3,06 |
| | 44,45 | 3,3 |
| Okiep | 44,04 | 1,11 |
| | 40,48 | 3,52 |
| | 43,51 | 2,10 |
| | 44,36 | 1,70 |
| | 40,97 | 3,01 |
| Bushveld | 43,90 | 0,64 |
| | 0,57 | 45,37 |
| | 0,51 | 44,84 |

TABELA 5.2. Porcentagem em peso de FeO e MgO de ortopiroxênios na Minas de Caraíba, Okiep e no complexo de Bushveld.

5.3.3. Noritos

Estes litotipos apresentam textura granolepidoblástica a granonematoblástica, inequigranular, possuem granulação que varia de fina a grossa e são, mineralogicamente, constituídas por hiperstênio, plagioclásio, flogopita, sulfetos de cobre e de níquel, magnetita e ilmenita. Minerais secundários são representados por anfibólio e biotita. Quando possui uma foliação esta é, principalmente, representada pela orientação planar de cristais de hiperstênio, plagioclásio e biotita. O padrão da foliação é do tipo anastomosado e é principalmente observado em noritos grossos (Fig. 5.6). Esta foliação, foi considerada como se desenvolvido em estágio viscoso-plástico. Os cristais de piroxênio nestas amostras exibem intercrescimento de plagioclásio em continuidade ótica.

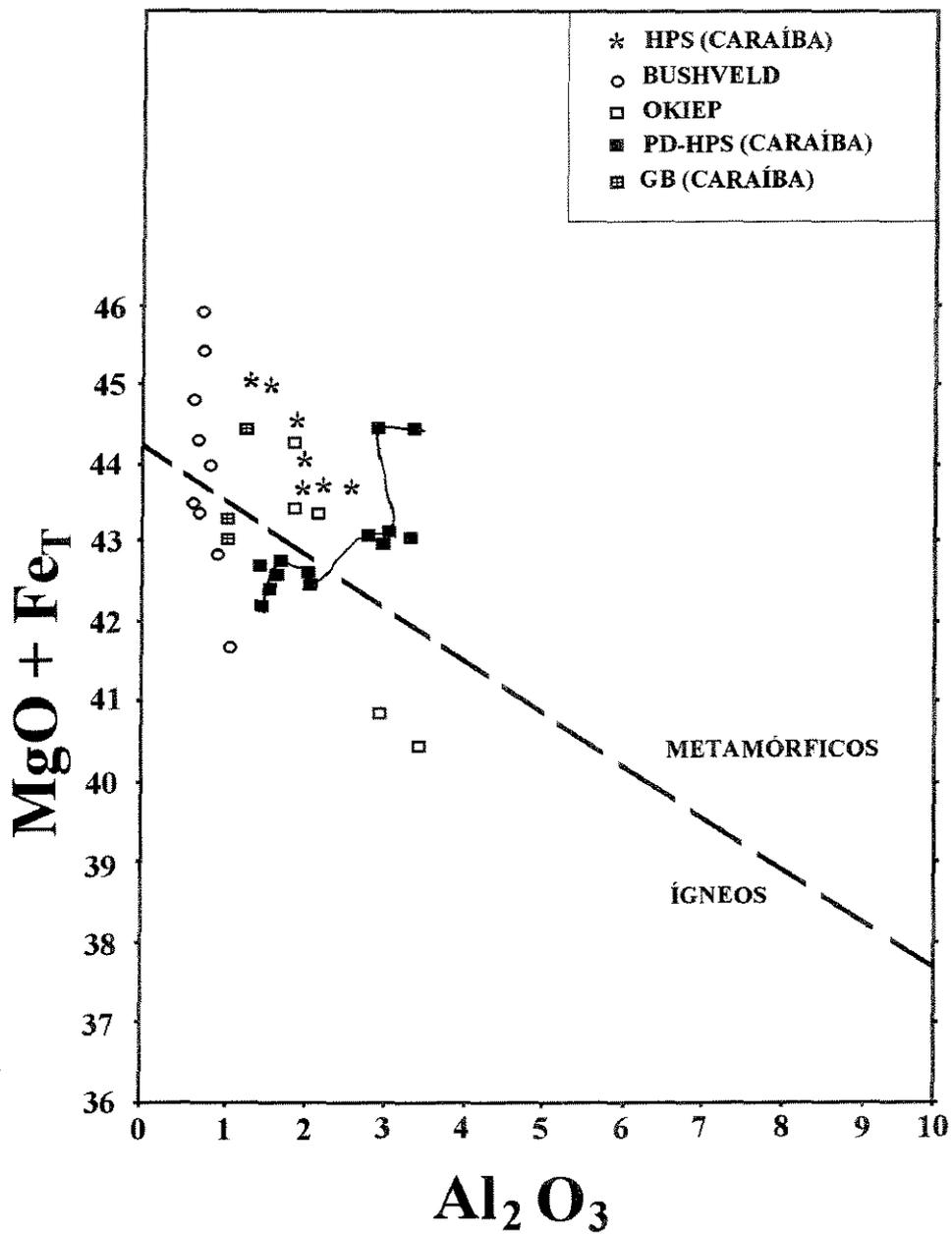


FIG. 5.5: Campos de ortopiroxênios ígneos e metamórficos, segundo Battacharyya (1971). Abreviações: HPS = Hiperstênio, Gb = Gabro e Pd-HPS = Hiperstênio com xenólito de peridotito.

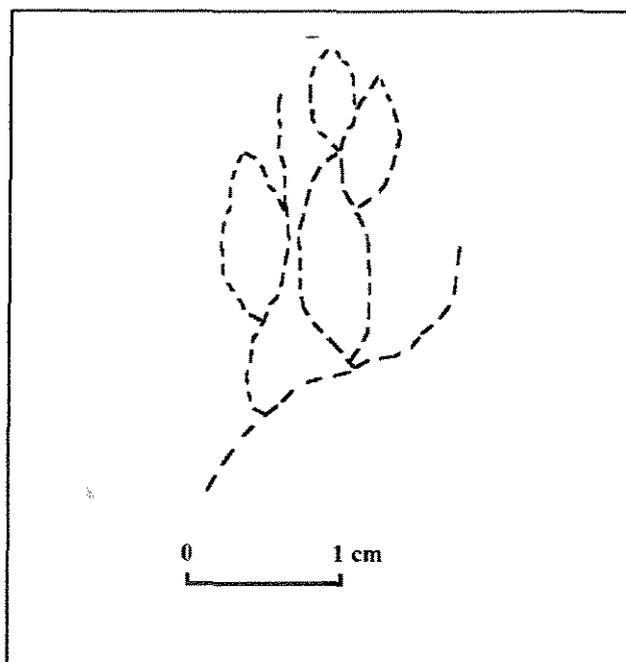


Fig.5.6. Padrão anastomosado da foliação em noritos grosseiros de Caraíba. Banco 305C (Fig.5.1a). Tracejado representa piroxênios que envolve os noritos e compoem a foliação

Em zonas deformadas, os cristais de plagioclásio ($An_{44,7-54,7}$ em melanoritos; $An_{41,9-58,7}$ em noritos; segundo Oliveira, 1990) ocorrem como grãos subidiomórficos a xenomórficos (ovóides), que apresentam extinção ondulante, formação de grãos e subgrãos, geminação mecânica, contatos interdigitados e processos de sericitização e de saussuritização. Já, em zonas menos deformadas os cristais de plagioclásio mostram hábitos subédricos, geminações do tipo albita, periclinio, combinadas, ou não, com geminação Carlsbad.

Os piroxênios possuem a mesma fórmula pleocróica daqueles observados nos piroxenitos, e hábito subédrico (ou subidiomórfico). As feições microestruturais também são as mesmas que as dos piroxenitos.

Cristais de hornblenda, quando presentes, possuem hábitos esqueletais, envolvendo cristais de piroxênio. Nos noritos, o metamorfismo anfibolítico é revelado pela passagem de hiperstênio para hornblenda. Estas transformações são mais comuns do que nos piroxenitos porque os cristais de plagioclásio poderiam fornecer o cálcio para a formação do anfibólio.

5.3.4. Biotititos

Os biotititos podem ser rochas geradas em condições magmáticas, porém devido à sua disposição ao longo de zonas de cisalhamento que cortam as rochas máfico-ultramáficas foram

considerados como produtos de substituição do piroxênio.

Este litotipo apresenta uma textura lepidoblástica e é constituído essencialmente por biotita e, subordinadamente, por hiperstênio, plagioclásio, calcopirita e pirrotita (Foto 5.10).

A biotita mostra pleocroísmo que varia de marrom avermelhado até marrom amarelado. Ocorre, principalmente, na forma de ripas de granulação média, ou ainda como grãos esqueletais. Cristais de calcopirita e pirrotita podem se dispor entre dois cristais de biotita ou ainda ao longo do seu plano de clivagem. As principais feições microestruturais são extinção ondulante, dobramento, formação de *kinks* e fraturamentos estágios 1 e 2 de Laurent (1974).

Esta litotipo apresenta uma foliação com padrão anastomosado, que resulta da orientação da biotita ao longo de cristais de piroxênio e de plagioclásio.

O hiperstênio apresenta granulação média a grossa, possui hábito subédrico e feições estruturais como extinção ondulante, extinção em bandas, formação de grão e subgrãos e geminação mecânica.

Os cristais de plagioclásio ocorrem como grãos subédricos com geminações segundo as leis da albita e ou periclinio; apresentam alteração para sericita, principalmente, ao longo de suas bordas.

As zonas de cisalhamento com biotitos, foram formadas durante o evento deformacional $D_n + 1$ em metamorfismo de fácies anfibolítica.

Cabe ressaltar, que rochas ígneas empobrecidas em minerais hidratados como os piroxenitos e noritos de Caraíba, quando submetidas a um metamorfismo em condições de fácies anfibolítica só irão desestabilizar seus minerais primários se houver entrada de fluidos aquosos. Em tais rochas processos de recristalização pode ocorrer em temperaturas menores do que aquela necessária para a formação de paragêneses metamórficas de grau granulítico (Hyndman, 1985).

Em Caraíba, é notório o predomínio de reações retrometamórficas em regiões onde os fluidos poderiam percolar (zonas de cisalhamento, descontinuidades) e desta forma as feições intracristalinas observados em noritos e piroxenitos como recristalização e recuperação podem ter acontecido em condições metamórficas de fácies anfibolítica.

O Quadro 5.1 mostra as principais feições intracristalinas em noritos e piroxenitos.

5.4. ASPECTOS CRISTALOGRAFICOS DOS PIROXÊNIOS

O subgrupo de minerais ortorrômbicos consiste essencialmente da série de composição $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$, enquanto que o subgrupo monoclinico inclui termos de uma extensa gama de

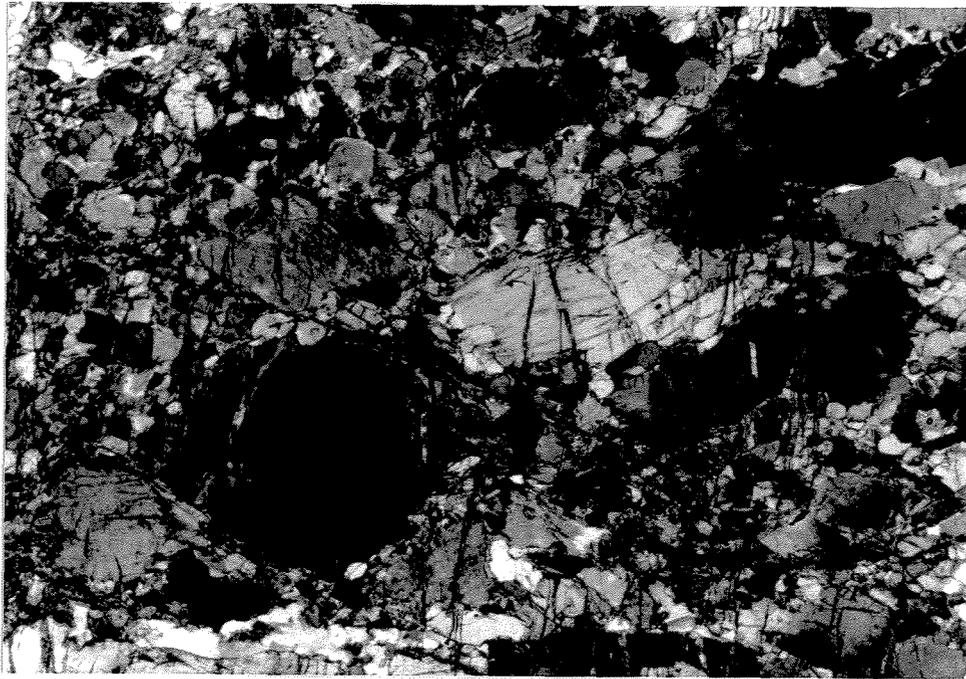


FOTO 5.9b: Piroxenito milonitizado. Amostra: banco 395S. Nicois cruzado (2,5x).

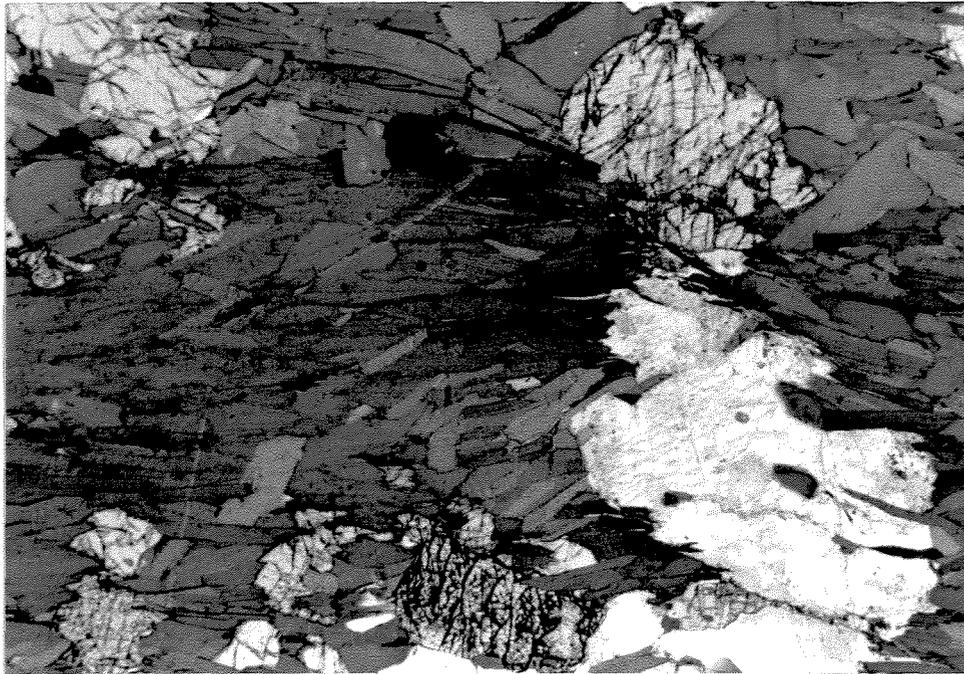


FOTO 5.10: Biotitito. Amostra Banco 275 N. Nicois paralelo.(2,5x).

composição química (Deer *et al.*, 1966).

Na notação utilizada no presente trabalho a representação da face do cristal se dá através de índices numéricos entre parentêses (sistema Miller), que se referem aos eixos cristalográficos a, b e c, respectivamente, com notação geral (h, k e l), onde h, k e l são números inteiros, que representam um plano. Para se representar uma dada direção usa-se também as letras h, k e l dentro de colchetes.

No presente trabalho, o estudo de petrografia foi feito, principalmente, nos cristais de hiperstênio, pertencentes ao sistema ortorrômbico. Os eixos X, Y e Z, para este mineral estão representados na Fig. 5.7.

| LITOTIPO | PARAGÊNESE PRINCIPAL | MICROTEXTURAS |
|------------------------------|--|---|
| PIROXENITOS | a) Hps + Pg + Bio + Cp + Bn + Mt b) Hps + Pg + Biot + Cp + Po + Pt + Cb + Mc. | extinção ondulante (Hps, Bio, Pg) kinkbands (Hps, Bio), Gem. mecânica Pg (Hps raro), bandas de deformação subgrãos (Hps, Pg) |
| NORITOS E MELANORITOS | a) Hps + Pg + Bio + Cp + Bn + Mt b) Hps + Pg + Bio + Cp + Po + Pt + Cb + Mc. | gem. mecânica, subgrãos (Pg) extinção ondulante (Pg, Hps, Bio), bandas de deformação Hps |

Quadro 5.1: Principais microestruturas observadas na paragêneses silicatadas dos piroxenitos e noritos de Caraíba. Abreviaturas: Bio= Biotita, Bn = Bornita, Cb = Cubanita, Cp = Calcopirita, Hps = Hiperstênio, Pg = Plagioclásio, Po = Pirrotita, Pt = Pentlandita, Mc = Macnawita, Mt = Magnetita.

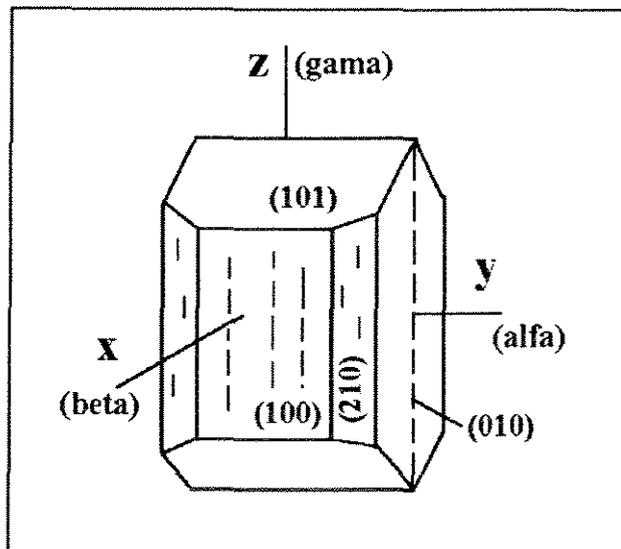


FIG. 5.7: Aspectos cristalográficos dos hiperstênio, mostrando os eixos (X,Y, Z) de notação geral (h, k, l) que corresponde aos índices de Miller, segundo Deer *et al.* (1966).

5.4.1 Mecanismos de deformação em piroxênios

A recuperação em rochas inclui um conjunto de processos que diminuem a energia elástica armazenada do sistema (Barker, 1980; Bard, 1986).

Em consequência de sua estrutura cristalina, que é formada por cadeias de tetraedros ligados em pares com cátions octaédricos, os piroxênios possuem potencialmente um sistema de deslizamento (deformação plástica) segundo (100)[001], (Mercier, 1985; Brodie & Rutter, 1985). Este fato já tinha sido demonstrado experimentalmente por Ave Lallement (1978) e Etheridge (1975). Além disso, em piroxênios deformados experimentalmente foram verificados também deslizamentos (001)[100] e vários outros sistemas menores.

Por outro lado, a indução do aparecimento de geminação mecânica ou de deslocamento translacional (*translation glide*) nos experimentos é função da orientação do cristal frente ao eixo de compressão. Segundo Tullis (1980), a geminação mecânica ocorre quando o esforço cisalhante atinge um valor crítico em um plano de geminação na direção da geminação e no sentido corretos. Geminação mecânica em (100) e (001) foi observada em diopsídio deformado experimentalmente e Ave Lallement (1978) descreve uma transição de deformação dominada por geminação mecânica (100)[001] em baixa temperatura e alta taxas de deformação para deslizamento translacional (*gliding*), poligonização e recristalização em temperaturas mais altas e taxa de deformação menores.

Escalonamento (*climb*) é relativamente difícil de ocorrer em piroxênios por causa da dissolução dos deslocamentos em deslocamentos parciais separados por empilhamento de falhas. Assim, sob muitas condições crustais os piroxênios deformam plasticamente por deslizamento dos deslocamentos, produzindo feições como bandas de deformação e alongação na forma do grãos por deslizamento em (100) (Mercier, 1985).

Por ser a deformação de piroxênios ser um assunto pouco abordado na literatura são feito a seguir duas descrições deste assunto e as principais implicações deste estudo.

No complexo Giles (Etheridge, 1975) a deformação dos cristais de enstatita foi acomodada por deslizamento em (100)[001] produzindo dobramento da rede e *kinks*. O processo de recristalização ocorreu principalmente ao longo dos limites dos grãos e limites de *kinkbands*. As microestruturas e a orientação preferencial dos grãos recristalizados foram interpretadas em termos de possíveis mecanismos de nucleação. Análises de microsonda eletrônica indicam uma pequena diferença composicional entre os grãos novos (recristalizados) e os grãos mãe, que foi relacionada com o mecanismo de nucleação.

Para a intrusão gabróica de Komatipoort, na África do Sul, os cristais de piroxênios mostram uma forte tendência para deformar por dobramento (*bending*). Este processo é aparentemente controlado por deslizamento (*gliding*) (100). Com a continuação da deformação, é provável que endurecimento (*strain hardening*) ocorra como defeitos de rede acumulados. Em alguns instantes, isto foi seguido por translações no plano (100), ao passo que em outros a deformação foi acumulada na forma de defeitos na rede, que foram, subseqüentemente, aliviados por poligonização. Onde os piroxênios estavam apropriadamente orientados a geminação se desenvolveu paralela a (100) e (001). Em outros casos, a extinção em bandas paralelas (bandas de deformação) se desenvolveu. Devido ao fato de feições como geminação mecânica serem formadas em condições de taxa de deformação alta e temperatura baixa e deslizamento translacional (revelado por zonas de extinção ondulante), poligonização e recristalização tectônica serem resultadas de condições de deformação em alta temperatura e taxa de deformação baixa, a presença das duas feições poderia resultar da hibridação de uma rocha pré-existente solidificada por um último pulso de magma (Saggerson & Logan, 1988).

5.4.3. Mecanismos de deformação em feldspatos

Trabalhos experimentais e deformação em feldspatos naturais têm demonstrado que a deformação nos feldspatos é fortemente dependente das condições metamórficas (Pryer, 1993; Hanmer, 1982). Com o aumento da temperatura e diminuição da taxa de deformação, os seguintes

comportamentos foram observados:

1) Em grau metamórfico muito baixo (< 300°C) os feldspatos deformam-se principalmente por fraturamento rúptil e fluxo cataclástico. As estruturas características são fragmentos de grãos angulares com um amplo limite de tamanho de grãos. Feições intracristalinas, incluindo falhas em escala de grãos, clivagem e geminação dobrada, extinção ondulante e subgrãos, estão normalmente presentes.

2) Em condições de metamorfismo baixo (300- 400°C) os feldspatos deformam-se principalmente por microfraturamento interno acompanhado por quantidade menor de descolamento por deslizamento (*glide*). Geminação mecânica em chamadas, extinção ondulante, geminações dobradas e *kinkbands* estão normalmente presentes.

3) Em condições de grau médio a baixo (400-500°C) deslocamento escalonado (*climb dislocation*) torna-se possível em feldspatos e a recristalização passa a ser importante, principalmente, nas bordas de grãos de feldspatos e microzonas de cisalhamento (Yund & Tullis, 1991).

4) Em condições de médio a alto grau (>500°C) deslocamento escalonado e recuperação são processos relativamente importantes em feldspatos e subgrãos se formam (Pryer, 1993).

Cabe ressaltar que a maioria dos estudos realizados em relação ao comportamento mecânico dos plagioclásios foi em rochas ácidas onde os minerais mais plásticos, como o quartzo, são as fases dominantes. Em contraste, em rochas metabásicas em grau metamórfico alto a médio o plagioclásio é o mineral mais plástico (em relação aos piroxênios e aos anfibólios) e acomoda desta forma muito mais a deformação.

A análise de petrotrama em cristais de piroxênio e plagioclásio em Caraíba mostraram evidências de recuperação que são marcadas pelo desenvolvimento de subgrãos, lamelas de deformação e extinção ondulante. Este resultado foi obtido através da comparação de eixos óticos do cristal que se situavam entre 5 e 10°. Nos milonitos a formação de grãos é mais intensa e os grãos passam a ter medidas de eixos óticos superiores a 5°.

Para os plagioclásios a ativação de planos cristalográficos é mostrada pela formação de geminação mecânica com terminação em chamadas (que se afinam no centro do cristal). Os planos ativados medidos em melanoritos e noritos de Caraíba foram principalmente o (001) e subordinadamente (010). Esta ativação, ancorada com cristalização não intensiva, permitiram estimar uma temperatura de ativação próxima a 550°C (O'Hara, 1988; Debat *et al.*, 1978). Para os piroxênios as lamelas de deformação são paralelas ao plano [100] (001). Houve uma formação

de novos grãos nos planos de *kinks* que giraram em torno de (101). Segundo Steuten & Van Roermund a ativação destes planos se dá em temperaturas de 500 a 600° C em pressões de 5 a 6 kbars.

5.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Os corpos máfico-ultramáficos foram considerados como pré-tectônicos à história tectônica do Vale do Rio Curaçá (Silva, 1985). Porém, Oliveira (1989; 1990) sugeriu que eles se colocaram posteriormente à geração do bandamento metamórfico granulítico observados nos gnaisses migmatíticos. Oliveira e Lacerda (1993) sugeriram, também que eles teriam se colocado sincinematicamente à fase F3 do modelo de policíclico de deformação de Silva (1985).

No presente trabalho conclui-se que os corpos máfico-ultramáficos foram colocados sincinematicamente ao evento direcional D_{n+1} em condições metamórficas de fácies anfibolítica.

Apesar de ser aceito na literatura sobre região que esses corpos possuem a forma de *sills* estratificados, foram observados diques intrusivos, xenólitos angulosos a arredondados e estruturas do tipo brechas, confirmando o modelo proposto por Oliveira (1989; 1990) de múltiplas intrusões para o complexo.

Feições de deformação, na escala de grão, exibem respostas diferentes dependendo do contexto em que estão inseridas. Desta forma, os cristais de piroxênios, plagioclásios e biotitas mostraram comportamento diferente nos diversos litotipos sendo este fato uma função das contraste de viscosidade entre as fases.

Os piroxenitos podem, de maneira geral, ser considerados como rochas monominerálicas, visto que o hiperstênio constitui 90% das mesmas. Feições de deformação intracristalina revelaram um comportamento, principalmente, plástico, que é marcado por: extinção ondulante sem mudança na forma, extinção ondulante com mudança na forma, extinção em bandas em alto ângulo com foliação, extinção ondulante oblíqua à foliação, formação de *kinks* e dobras, formação de grãos e subgrãos.

Feições de substituição em piroxênios são observadas em todas rochas pela passagem para flogopita ao longo de seu plano (100). Nos outros casos as transformações ocorrem principalmente em descontinuidades onde fases minerais secundárias estão associadas, principalmente, à calcopirita na forma de microveios mobilizados.

Para os noritos, onde o plagioclásio passa a ser a fase dominante, o piroxênio mostra

feições mais rupturais que são seguidas de deformação plástica, representada por ruptura frágil, extinção ondulante e extinção por setores.

Os grãos de plagioclásio nas amostras deformadas são subpoligonais com limites curvos e apresentam contatos serrilhados. O processo de recristalização ocorre, principalmente, nas bordas dos grãos e no contato destes com piroxênios. Este fato pode ser explicado pelo acúmulo de deformação neste local por diferença de competência. A recuperação nos plagioclásios é caracterizada pela extinção ondulante, extinção por setores em grãos com alongação positiva, pelo desenvolvimento de *kinks* e pela geminação mecânica.

Em regiões de deformação intensa os cristais de plagioclásio possuem hábitos ovóides e formam sigmóides do tipo θ , indicando que a deformação heterogênea atuou por um mecanismo de cisalhamento puro.

Os biotitos são rochas compostas por flogopita (90%) contendo os acessórios hiperstênio, plagioclásio, calcopirita e magnetita. Estas rochas poderiam ser interpretadas como a última fase da intrusão máfico-ultramáfica. Porém devido ao fato deste litotipo serem principalmente encontrados em zonas de cisalhamento desenvolvidas no domínio litológico formado por rochas noríticas e hipersteníticas, foram considerados como produtos do metamorfismo e da deformação dos corpos máficos-ultramáficos. Feições de deformação, em escala de grãos, estão representadas por extinção ondulante e formação de *kinks*.

Reações metamórficas foram observadas somente em regiões propícias à percolação de fluidos. Nestas zonas houve principalmente desestabilização dos hiperstênios para hornblenda, anfibólio fibroso, biotita e talco.

A passagem de hiperstênio para biotita e hornblenda implica na adição de fluidos ricos em potássio e cálcio. Durante esta história metassomática, com temperatura em grau anfibólito, o hiperstênio e plagioclásio sofreram recristalização principalmente nos limites dos grãos, resultando assim na formação de hiperstênio granular em temperaturas inferiores àquelas esperadas para a cristalização deste mineral em rochas metamórficas, como sugerido por Hynddman (1985). Análises de microsonda eletrônica mostram uma leve variação composicional entre os grãos mãe e grãos filhos que foram interpretadas como resultante de processos de nucleação de maneira semelhante àquelas sugeridas por Etheridge (1975) para o Complexo de Giles.

CAPÍTULO 6

MINERALIZAÇÃO DE COBRE

6.1. INTRODUÇÃO

Estudos da gênese de minérios em terrenos polideformados compreendem o entendimento dos processos responsáveis pela sua formação e modificações subsequentes. Uma vez que sulfetos precipitam de soluções hidrotermais ou cristalizam numa fusão, após a sua formação eles podem estar sujeitos a processos tais como: metamorfismo, deformação, hidrotermalismo, produção de fusão anatética e alteração supergênica. Estes fatores possuem a capacidade de concentrar, remobilizar ou dispersar a mineralização.

Mookherjee (1976) e Marshall & Gilligan (1987) consideram que os depósitos podem ser metamorfisados ou metamorfogênicos. Os metamorfisados são casuais, isto é, o metamorfismo é impresso no depósito e nas rochas hospedeiras, enquanto os metamorfogênicos são causais, isto é, o metamorfismo é o processo principal de sua formação.

Marshall & Gilligan (1987; 1993) definem mobilização como um processo de movimentação em micro, meso e macroescala, que provoca aumento na concentração dos constituintes metálicos originalmente dispersos ou disseminados na rochas e remobilização como um processo de movimentação em micro, meso e macroescala que resulta na modificação da concentração e distribuição de mineralização pre-existentes maciça ou semi-maciça.

Para uma fase dispersa tornar-se concentrada, dissolução ou fusão seguida de transporte, concentração e reprecipitação ou cristalização deverá ocorrer.

Marshall & Gilligan (1993) descrevem, ainda, que tanto a mobilização, como a remobilização podem ser devido a processos químicos, físicos ou à mistura de ambos.

Nos processos químicos, o transporte é realizado no estado líquido, incluindo solução, fusão e difusão úmida.

Nos processos físicos, todo transporte ocorre no estado sólido-dúctil, incluindo fluxo plástico e cataclástico.

Nos processos mistos os dois processos atuam juntos, sendo o mais comum em terrenos metamórficos.

Com base nas considerações acima, será feito a seguir um estudo da mineralização de cobre de Caraíba no que tange ao entendimento da origem do tipos disseminado e mobilizado e o seu comportamento durante a evolução tectono-metamórfica da área.

Como descrito anteriormente, os principais corpos hospedeiros da mineralização possuem

composição hiperstenítica a norítica. Como consequência da história evolutiva da área a mineralização sofreu um processo de enriquecimento, que é representado pela presença de sulfetos maciços e veios de calcopirita. O depósito de Caraíba seria, segundo a definição de Marshall & Gilligan (1987, 1993), metamorfisado e o processo de enriquecimento seria resultado de mobilização como será discutido a seguir.

As paragênese dos sulfetos presentes na região pertencem aos sistemas Cu-Fe-S, Ni-Fe-S, Cu-Ni-Fe-S. Por este motivo será feito a seguir uma breve revisão das fase presentes nestes sistemas e encontradas na área de estudo.

6.2. SISTEMA Cu-Fe-S

Este sistema a 600°C, é caracterizado por três campos de solução sólida (Fig. 6.1a), constituídos pelo campo da solução sólida calcocita-digenita-bornita (cc-dg-bn), pelo da solução sólida intermediária (iss), levemente deficiente em enxofre, e pelo da solução sólida da pirrotita (po) (Craig, 1982).

Calcopirita (cp) aparece como uma fase estável abaixo de 557°C. Acima desta temperatura ela se decompõe em iss + pirita (py) (Craig, 1982).

Bornita (bn), junto com digenita (dg), exibem uma extensa solução sólida dentro do sistema Cu-Fe-S. Acima de 335°C, a bornita forma uma solução sólida completa com a digenita. A fase bornita de alta temperatura exhibe uma solução sólida em direção a calcopirita. A quebra destas composições produz notáveis exsoluções frequentemente encontradas em minérios (Craig, 1982).

A Fig. 6.1b mostra as relações das fases na isoterma de 300°C (Craig, 1982). Esta isoterma é caracterizada pela presença da (iss), pela solução sólida da pirrotita, pela solução sólida da bornita e pela solução sólida da digenita-calcocita. Calcopirita já aparece como uma fase estável.

O mineral cubanita (cb), que frequentemente aparece associado com calcopirita, é uma fase estável abaixo de 200°-210°C. Acima desta temperatura ele se transforma em solução sólida intermediária cúbica (Craig, 1982).

A solução sólida da pirrotita (po) é capaz de dissolver uma porcentagem de cobre, e Craig & Kullerud (1969) mostram que o cobre é simultaneamente solúvel em solução sólida monossulfídica (mss) níquelífera. Em consequência, a maioria das mineralizações com sulfetos de cobre e níquel plota dentro do limite da mss portadora de cobre em 600°C (vide Fig. 6.3).

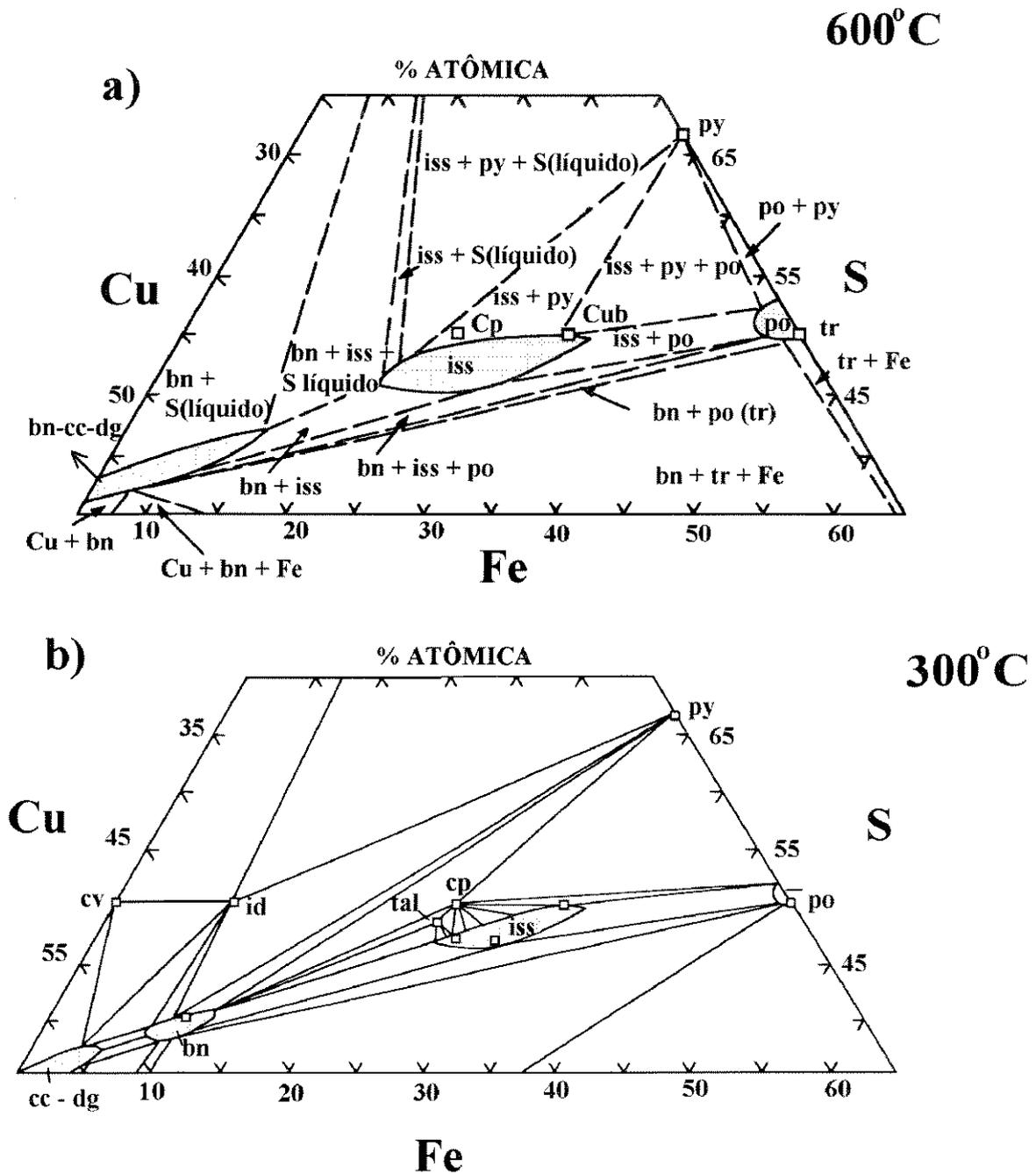


Fig.6.1: Relações de fases no sistema Cu-Fe-S em equilíbrio com vapor; a) isoterma a 600° C e b) isoterma a 300°C. bn = bornita, cc = calcocita, cp = calcopirita, cub= cubanita, cv= covelita, dg = digenita, id = idaíta, iss = solução sólida intermediária, po = pirrotita, py = pirita, tal = talnakhita, tr = troelita. Segundo Craig (1982).

6.3. SISTEMA Ni-Fe-S

As Fig. 6.2 e 6.3 mostram as relações de fases no sistema Ni-Fe-S a 1000°C e 650°C, respectivamente. Este sistema é caracterizado por uma solução sólida monossulfídica (mss), que possui um amplo limite composicional, por várias fases binárias e pelo desenvolvimento de uma variedade de regiões de duas e três fases (Craig, 1982).

A pentlandita (Pt), que é o principal mineral de Ni, torna-se uma fase estável em 610°C e forma-se pela reação de uma composição da solução sólida menos sulfídica (FeS aproximadamente pura) e $(\text{Ni, Fe})_{3-x}\text{S}_2$ (Kullerud, 1963).

Os equilíbrios de alta temperatura são dominados pela solução sólida monossulfídica que é estável desde temperaturas próximas a 1000°C até abaixo de 300°C. O limite composicional de muitos depósitos ricos em sulfetos de níquel, como aqueles do tipo Sudbury, que são interpretados como formados a partir de fusões sulfetadas, indica que a solução sólida monossulfídica é a fase cristalina primária e, comumente, é a única fase cristalina primária a aparecer até os minerais de minérios terem-se resfriado a centenas de graus. A fase de solução sólida monossulfídica é conhecida também por acomodar cobre e cobalto em sua estrutura (Craig, 1982).

Com a diminuição da temperatura aparecem várias fases binárias e desenvolvem-se regiões de duas e três fases (Fig.6.3). Na isoterma de 650°C pouca mudança é notada no limite composicional da solução sólida monossulfídica (Craig, 1982).

A ocorrência comum de pentlandita como chamas ou lamelas na pirrotita levaram Craig & Kullerud, (1969) a investigar a porção central do sistema Ni-Fe-S. Eles encontraram que os limites composicionais do campo da solução sólida monossulfídica são sensíveis à temperatura e que o resfriamento de minerais de minérios com composição típica de sulfeto maciço (inicialmente mss) a temperaturas abaixo de 400°C poderia resultar na exsolução da pentlandita da solução sólida monossulfídica a medida que retrai para valores mais ricos em enxofre com a diminuição da temperatura.

O sistema Cu-Ni-Fe-S é de grande importância para muitos depósitos de segregação magmática (*e.g.* Depósito de Sudbury; Craig, 1982)

Um dos mais importantes aspectos desse sistema é a extensão do campo da solução sólida da pirrotita (Barnes, 1979). Há uma solução sólida completa entre Fe_{1-x}S e Ni_{1-x}S em 300°C. As composições de muitos depósitos de segregação magmática plotam no campo da solução sólida da pirrotita $(\text{Fe, Ni, Cu})_{1-x}\text{S}$ em temperaturas magmáticas e metamórficas de alto grau. As fases pentlandita e calcopirita exsolvem quando a temperatura diminui (Craig & Kullerud, 1969).

Da comparação de estudos realizados no sistema Cu-Fe-S com o Ni-Fe-S foi observada

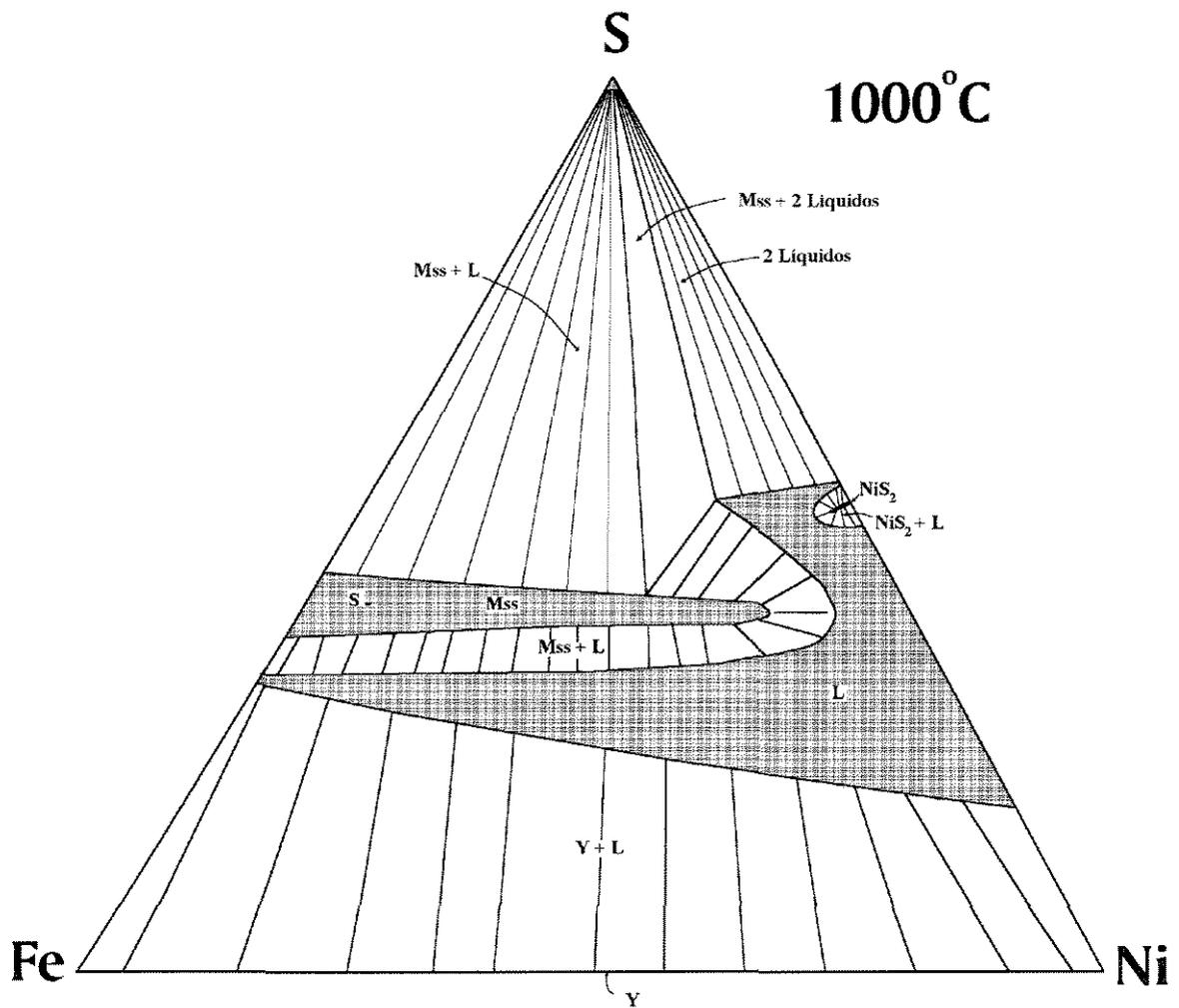


Fig.6.2. : Relações de fases no sistema Fe-Ni-S a 1000°C na presença de vapor. Y fase de liga metálica, Mss Solução sólida monossulfídica, segundo Craig (1982).

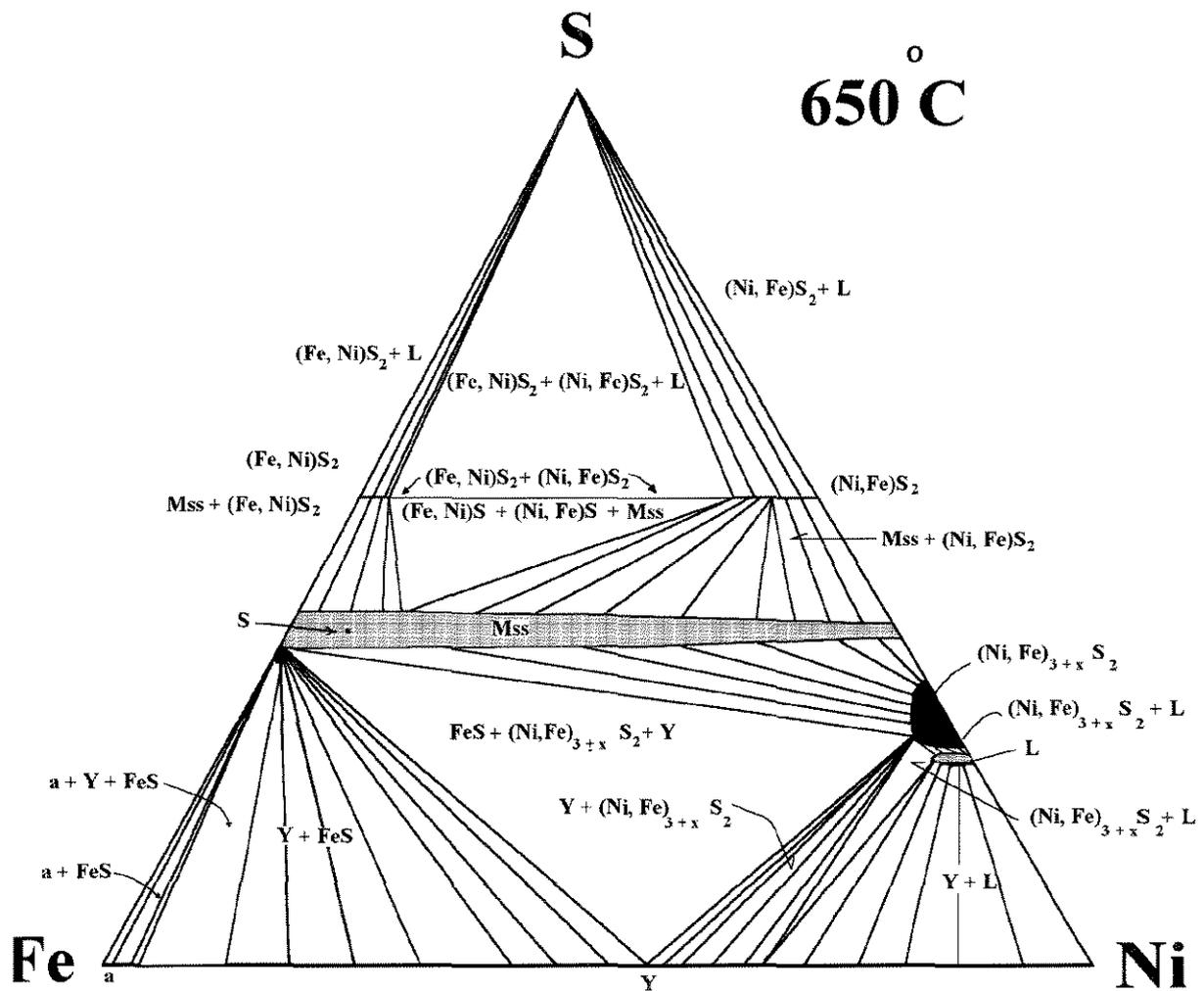


Fig.6.3 : Relações de fase no sistema Fe-Ni-S a 650°C na presença de vapor. a e Y representam fases de liga metálica, Mss Solução sólida monossulfídica, segundo Craig (1982).

que em temperaturas acima de 1000°C o líquido sulfetado em equilíbrio com a solução sólida monossulfídica (mss) é enriquecido em cobre e níquel com relação a mss. Portanto, uma cristalização fracionada da mss a partir deste líquido leva a um enriquecimento em cobre e níquel no líquido residual (Naldrett, 1989). Craig & Kullerud (1969) mostraram que o líquido residual em equilíbrio com a mss em 850°C é mais enriquecido em cobre e mais empobrecido em níquel com relação a mss. Conseqüentemente, a cristalização fracionada de um líquido rico em cobre nesta temperatura é comumente contrária a tendência de aumento de níquel, produzindo um líquido mais rico em cobre e mais pobre em níquel do que seu antecessor no processo de fracionamento. Baseado nestas observações Distler & Genkin (1984 *apud*: Naldrett, 1989) acreditam que na natureza a imiscibilidade ocorre no líquido Fe-Cu-Ni-S levando à coexistência de líquidos ricos em solução sólida monossulfídica e ricos em cobre (não demonstrado experimentalmente).

Apesar da importância dos sistemas descritos acima, as relações de fases minerais portando cobre em minérios de cobre e níquel não são bem estabelecidas. Em consideração ao sistema Cu-Fe-S, pode parecer que a solução sólida intermediária exsolvada da solução sólida monossulfídica cuprífera e que na maioria das assembléias ricas em enxofre (contendo pirita) a maior parte das exsoluções ocorrem entre 700 e 400°C, dependendo do conteúdo de cobre. Com a queda da temperatura, a solução sólida intermediária supostamente separaria para calcopirita e pirrotita, para calcopirita, pirrotita e cubanita e para pirrotita e cubanita e fases intermediárias deficientes em enxofre (Naldrett, 1989).

Um tipo de diagrama de fase particularmente útil é mostrado na Fig. 6.4, no qual as atividades de dois componentes são usadas como campo de coordenadas. Neste diagrama, o oxigênio é adicionado ao sistema Fe-S permitindo calcular os campos de estabilidade para magnetita e hematita em adição àqueles de pirrotita, pirita e enxofre. Nessa figura também são mostrados os campos de estabilidade de alguns sulfetos de cobre.

6.4. ASPECTOS PRINCIPAIS DOS SULFETOS E ÓXIDOS NA MINERALIZAÇÃO DE CARAÍBA

A mineralização de cobre de Caraíba encontra-se heterogeneamente distribuída nos hiperstenitos e noritos. Ela apresenta-se de forma disseminada ou em bolsões do tipo maciço e em pequenos veios ou filões que cortam os piroxenitos, noritos e gnaisses migmatíticos. É comum encontrar bolsões de sulfetos quase maciços, constituídos principalmente de calcopirita e bornita, resultando, desta forma, num enriquecimento local do teor de cobre. Estes bolsões estão

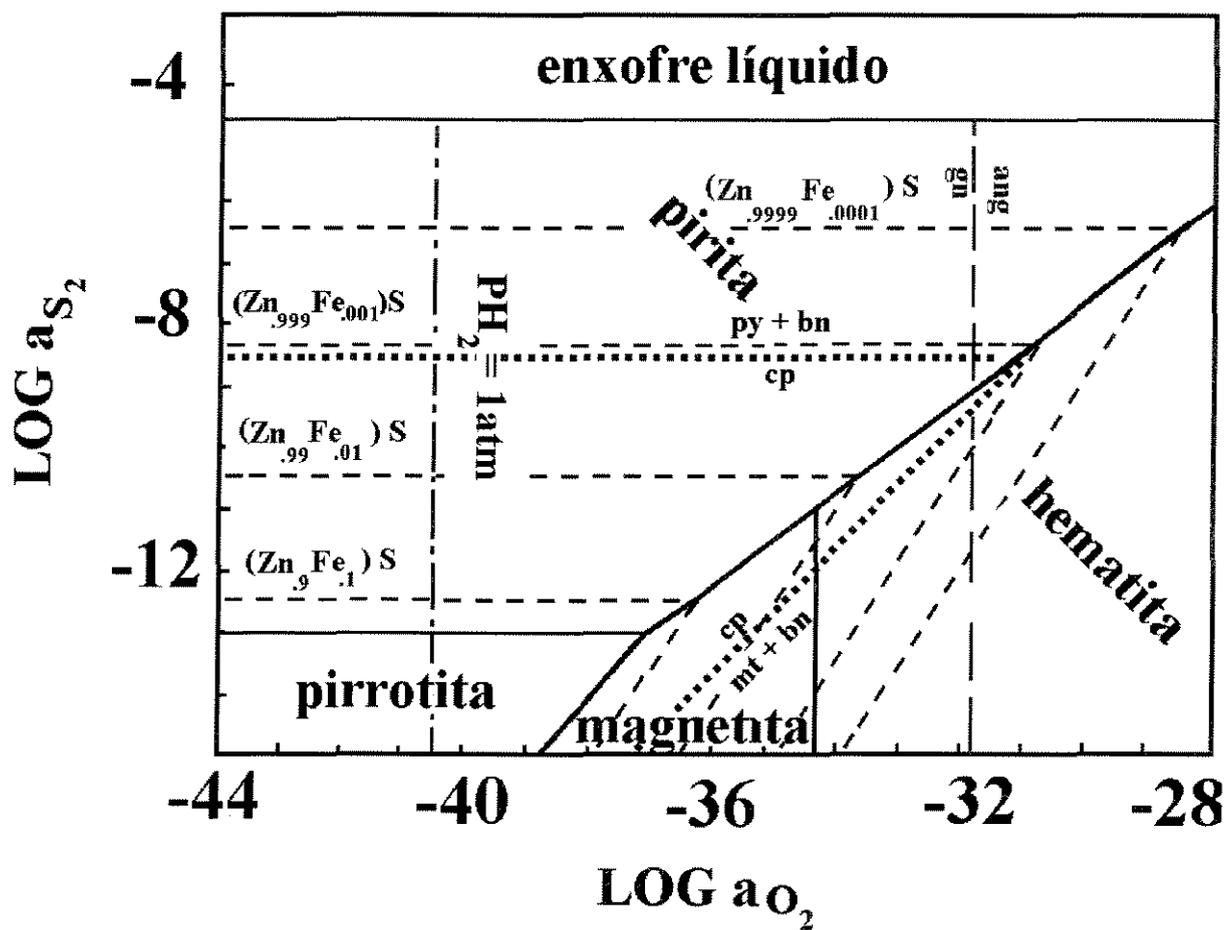


FIG.6.4 : Diagrama atividade-atividade. Este diagrama foi calculado para pressão da água igual a 40 bars e temperatura igual a 200°C. Abreviações ang = anglesita, bn = bornita, cp = calcopirita, gn = galena, mt = magnetita, py= pirita, segundo Barnes (1979).

também presentes na região de contato dos piroxenitos com os gnaisses migmatíticos e foram considerados, no presente trabalho, como resultado da mobilização de sulfetos em estado sólido.

O processo de mobilização pode também ocorrer ao longo de planos de fraturas em piroxenitos, noritos e nos gnaisses migmatíticos. Nos gnaisses migmatíticos a concentração de sulfetos se dá nas regiões de contato destes com as rochas máfico-ultramáficas.

Essas fraturas possuem atitudes N54W/86SW e N70E/65NW que são semelhantes a de um sistema de fraturamento regional, que corta todas as rochas do vale e onde, em alguns locais, foram colocados corpos pegmatíticos.

Do estudo detalhado em lâminas delgada-polidas, pôde-se separar dois tipos de paragêneses com base nos sulfetos e óxidos presentes. Para este estudo, as paragêneses foram designadas de tipo I e tipo II e são apresentadas no Quadro 6.1. Já, as análises representativas de alguns sulfetos de Caraíba são apresentadas na Tabela 6.1.

| LITÓTIPOS | ÓXIDO E SULFETOS | MODO DE OCORRÊNCIA | MINERAIS SECUNDÁRIOS |
|-----------------------|--|--------------------|--|
| PIROXENITOS E NORITOS | A) Cp, Bn, Mt, Hc, Ilm, Teluretos (TIPO I) B) Cp, Po, Pt, Mt, Cb, Mc, Teluretos (TIPO II) | DISSEMINADO | |
| PIROXENITOS E NORITOS | A) Cp, Bn, Mt, Hc, Ilm, Teluretos (TIPO I) B) Cp, Po, Pt, Mt, Cb, Mc, Teluretos (TIPO II) | FILONIANO | Hps para Anf Hps para Bio Cl, Qz, Carb |

Quadro 6.1. Principais paragêneses sulfeto-óxidos associadas as rochas máfico-ultramáficas de Caraíba e o seu modo de ocorrência. Abreviações: Anf = Anfibólio, Bio = Biotita, Bn = Bornita, Carb = Carbonato, Cl = Clorita, Cp = Calcopirita, Hc = Hercinita, Hps = Hiperstênio, Ilm = Ilmenita, Mc = macknowita, Mt = Magnetita, Po = pirrotita, Pt = pentlandita, Qz = Quartzo.

| | CALCOPIRITA FC2516 (A) | PIRROTITA FC2516 (A) | BORNITA FC 2516 (B) | CALCOPIRITA FC 2516 (B) | BORNITA NO33 (C) | CALCOPIRITA NO33 (C) |
|--------------|---------------------------|-------------------------|------------------------|----------------------------|---------------------|-------------------------|
| Fe | 30.70 | 59.76 | 12.64 | 26.41 | 11.60 | 30.50 |
| Co | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 0.01 | 0.02 |
| Ni | 0.01 | 0.35 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.02 |
| Cu | 33.80 | 0.02 | 60.07 | 39.59 | 61.15 | 33.91 |
| Zn | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| S | 34.21 | 38.77 | 26.70 | 32.57 | 26.60 | 34.24 |
| TOTAL | 98.76 | 98.97 | 99.44 | 98.65 | 99.40 | 98.70 |

Tabela 6.1: Análises minerais representativas de alguns sulfetos de Caraiba em hiperstenitos e noritos. FC2516 (A) e (B) e NO33 (C) furos de sonda em profundidade 257.33 , 33.81 e 94.24, respectivamente (Oliveira, 1990).

6.4.1. Paragênese do tipo I

A paragênese do tipo I é representada, principalmente, (em ordem decrescente de abundância) por calcopirita, bornita e magnetita (com exsoluções de ilmenita e hercinita) ilmenita e telureto (Fotos 6.1, 6.2, 6.3, 6.4).

Na mineralização disseminada, os hábitos dos sulfetos e óxidos são controlados pelos hábitos dos silicatos. Devido ao fato dos piroxênios não se apresentarem como cristais perfeitamente euédricos, os sulfetos e óxidos possuem formas variadas, podendo ser subédricos (ou subidiomórficos) até triangulares com terminações em cúspides (Foto 6.5).

Onde a flogopita ocorre em forma de palhetas bem formadas, o contato com os sulfetos é as vezes, marcado por uma linha reta, o que resulta em hábitos idiomórficos para a fase sulfeto. O termo metamórfico foi usado devido ao fato das flogopitas ripiforme serem, algumas vezes, minerais secundários, gerados a partir do hiperstênio.

É comum sulfetos e óxidos apresentarem contatos interdigitados com flogopita e hiperstênio. Estes contatos, com os hiperstênios, são principalmente visto em zonas de Decontinuidade (Foto 6.6) ou nas suas bordas, quando se alteram para anfibólio fibroso (da série cumingtonita-grunerita), biotita ou talco.

Os sulfetos e óxidos podem também apresentar texturas aciculares ou capilares. Estas feições são, principalmente, observadas quando sulfetos e óxidos crescem em planos de clivagem basal (001) das flogopitas.

Sulfetos e óxidos euédricos são frequentemente encontrados inclusos em cristais de



FOTO 6.1: Paragênese do tipo I, modo de ocorrência dos sulfeto: disseminado. Calcopirita = amarelo, bornita = rosa e telureto branco. Amostra = Banco 305 C (Fig. 5.1b). Nicois paralelo (20x)

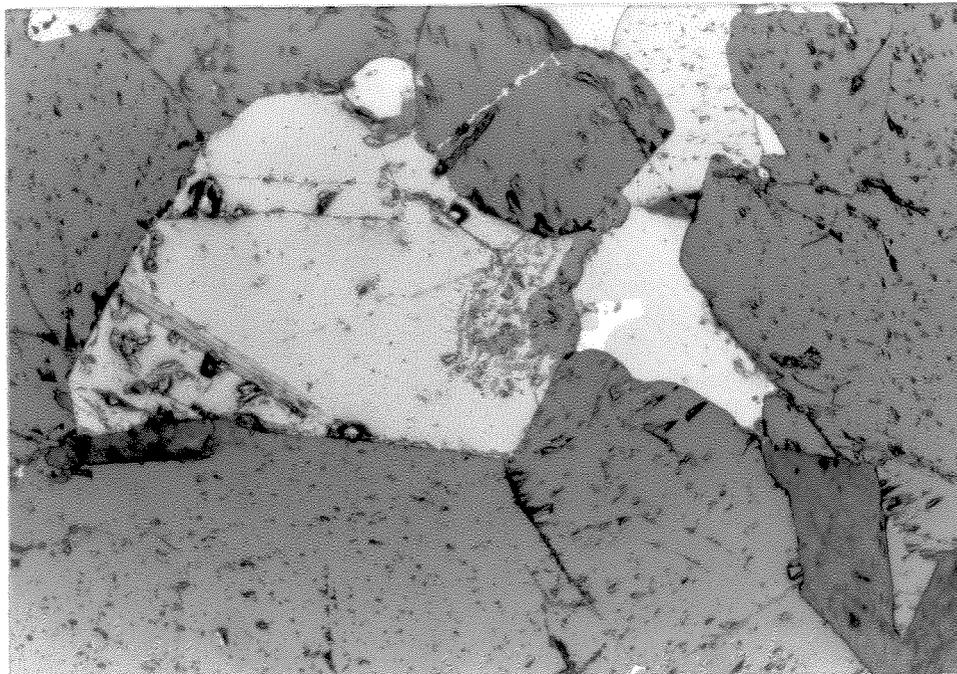


FOTO 6.2: Paragênese do tipo I, modo de ocorrência dos sulfeto: disseminado. banco275N (Fig. 5.1b). Nicois paralelo (20 x)

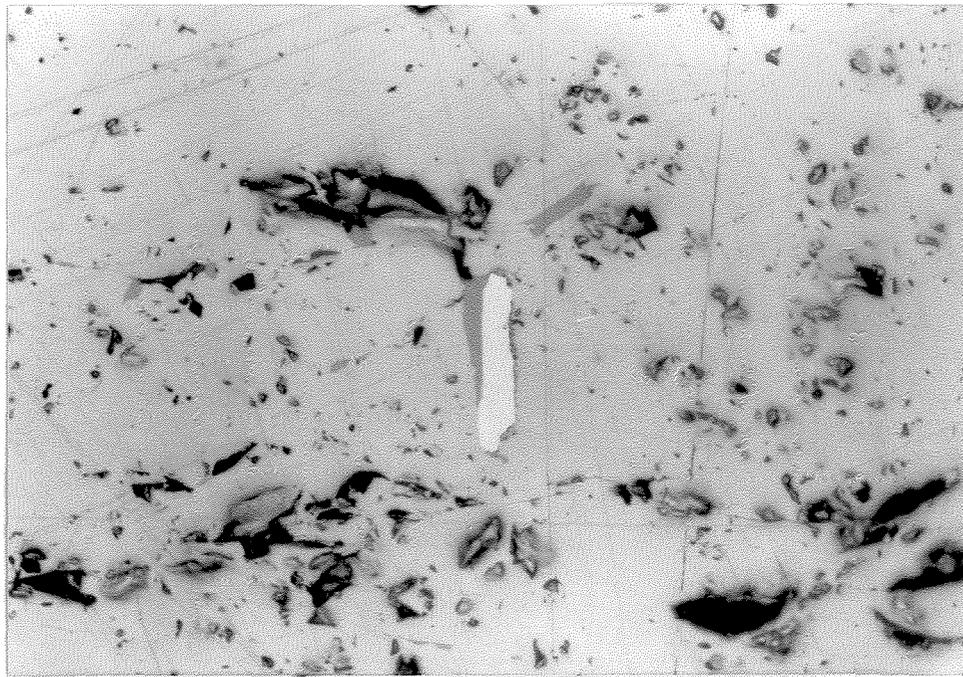


FOTO 6.3: Paragênese do tipo I, modo de ocorrência dos sulfeto: filoniano. Calcopirita = amarelo, Melonita = Cristal prismático branco, borda cinza = Hessita. Amostra = banco 275N (Fig. 5.1b). Nicóis paralelo (20 x)

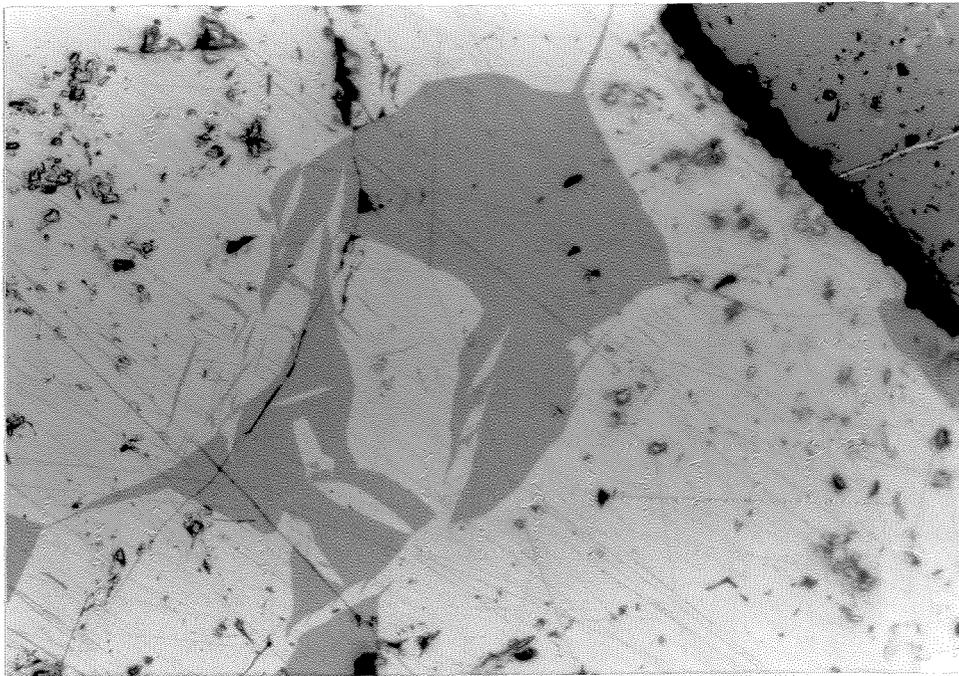


FOTO 6.4: Feições de intercrescimento de bornita na magnetita. Mineralização disseminada. Amostra: banco 290N (Fig. 5.1b). Nicóis paralelo (20x)

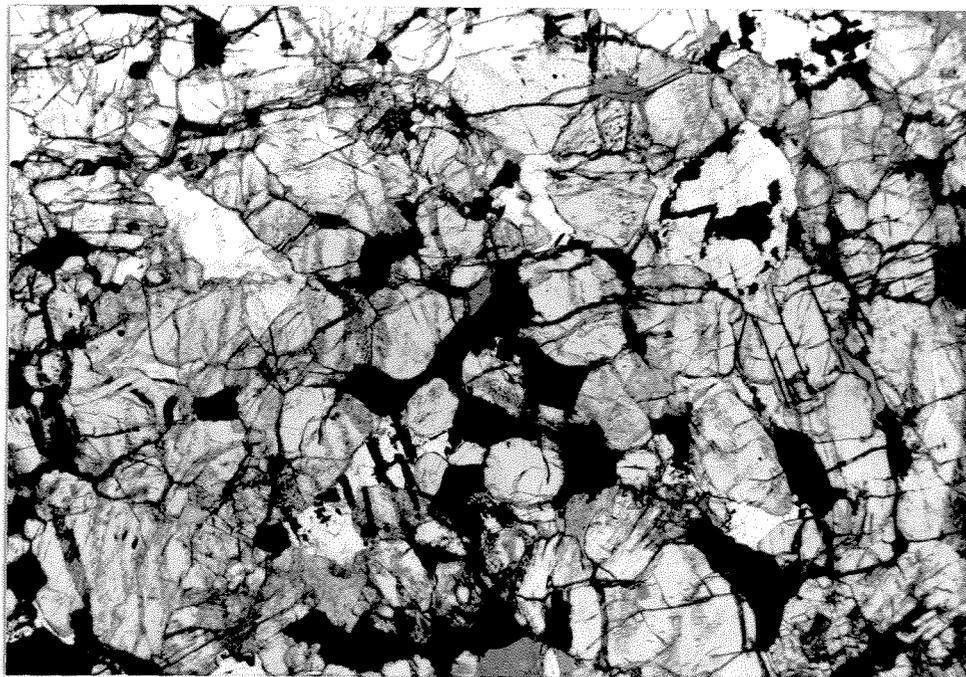


FOTO 6.5: Piroxenito com sulfeto disseminado. banco 290N (Fig.5.1b). Nicois paralelo (2,5x).



FOTO6.6: calcopirita e pirrotita com intercrescimento interdigitado de com hiperstênio substituído por anfibólio fibroso. Amostra: Banco 290S. Nicois Paralelo (2,5x)

piroxênio e plagioclásio, o que confere à rocha uma textura poiquilítica.

Em microfraturas presentes nos piroxenitos é comum a presença de sulfetos principalmente calcopirita cicatrizando estas (Foto 6.7).

A calcopirita e a bornita apresentam-se comumente associadas. É comum observar cristais de calcopirita envolvendo cristais de bornita ou vice-versa. Cristais lamelares de calcopirita podem estar inclusos em cristais de bornita ou o contrário, formando desta forma texturas semelhantes ao crescimento pertítico e antipertítico observado nos feldspatos. Estes dois sulfetos mostram também texturas de intercrescimentos simplectíticos (Fotos 6.8, 6.9).

Associado à calcopirita e bornita ocorrem também cristais de teluretos. Análises de microsonda eletrônica mostraram que estes são melonita (NiTe_2) e hessita (Ag_2Te). Alguns cristais de teluretos possuem forma prismática e seção basal arredondada (Foto 6.3). Os resultados de microsonda (Tabela 6.2) mostram um fracionamento químico dos teluretos, que algumas vezes apresentam centros compostos por melonita e bordas constituídas por teluretos de prata (hessita). Este fato pode resultar de processos de substituição de melonita por hessita como descrito na intrusão alcalina não acamadada Geordie Lake, em Ontário. Neste depósito, os teluretos e minerais do grupo da platina estão principalmente associados a calcopirita disseminada (Mulja & Mitchell, 1990). A composição da hessita de Caraíba é essencialmente Ag_2Te pura com uma pequena substituição de prata por níquel e telúrio por arsênio e antimônio, como mostrado no Tabela 6.2.

| AMOSTRA | Ni | As | Ag | S | Sb | Te | TOTAL |
|---------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|---------|
| 1 | 18.529 | 0.216 | 0.214 | 0.003 | 0.568 | 79.901 | 99.431 |
| 2 | 21.435 | 0.000 | 0.090 | 0.000 | 0.531 | 78.503 | 100.559 |
| 3 | 21.907 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.481 | 77.817 | 100.214 |
| 4 | 0.349 | 0.658 | 59.497 | 1.373 | 0.230 | 37.591 | 99.698 |

Tabela 6.2: Composições representativas (% peso) dos teluretos de Caraíba. Analista geóloga Olga Maria F. Otero, Laboratório de Microsonda da UFBA.

Magnetita ocorre, na maioria das vezes, como cristais subidiomórficos (ou subédricos) crescida entre cristais de silicatos. Associado a magnetita encontram-se os minerais ilmenita e hercinita, que ocorrem na forma de lamelas de exsoluções, ou em grãos (Fotos 6.2, 6.10, 6.11).

Os grão subidiomórficos de magnetita apresentam junção triplíce em 120° , sugerindo uma textura de equilíbrio metamórfico em alto grau (Reynolds, 1985; Åmcoff & Figueiredo, 1990).

As lamelas de hercinita são de tamanhos variados e espessas e as de ilmenita finas também

com tamanho variado. Ilmenita ocorre também sob a forma de grãos internos e externos em relação à magnetita. No contato entre grãos de ilmenita há uma zona caracterizada pelo intercrescimento simplectítico de hercinita. Estas feições são semelhantes às descritas por Ámcoff & Figueiredo (1990) para o depósito Serrote da Laje. Hercinita também ocorre nos contatos entre cristais de magnetita idiomórfica.

As lamelas de ilmenita estão orientadas ao longo do plano (111) da magnetita hospedeira e as de hercinita ao longo do plano (100) (Foto 6.11). Esta é uma feição comum de magnetitas titaníferas como sugerido por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1976a) e Von Gruenewaldt *et al.* (1985).

Na mineralização na forma de veios e filões, a calcopirita é o sulfeto predominante, com bornita subordinada. Os veios são formados por agregados cristalinos de calcopirita observados principalmente em exame de lupa. Bornita e magnetita associadas aos veios ocorrem, principalmente, na zonas de contatos dos veios com as fases silicáticas.

6.4.2. Paragênese do tipo II

A paragênese do tipo II é constituída (em ordem decrescente de abundância) por calcopirita - pirrotita- pentlandita- cubanita - macknawita - magnetita. Esta paragênese, assim como a do tipo I, pode ocorrer de forma disseminada ou em pequenos filões (Fotos 6.12, 6.13).

No minério filoniano, calcopirita e pirrotita, ou calcopirita e pentlandita, formam agregados cristalinos xenomórficos, que são observados, principalmente, com lupa.

A cubanita ocorre como lamelas de exsoluções na calcopirita, com o eixo maior das lamelas atingindo 0,2 cm (Fotos 6.12, 6.14).

A magnetita ocorre de forma arredondadas a subidiomórfica nas bordas dos veios junto à fase silicatada. Estes cristais de magnetita apresentam-se comumente livres de exsoluções de ilmenita e hercinita contrariamente ao observado na mineralização do tipo I.

A pentlandita pode conter exsoluções de macknawita, ocorrer na forma de grãos e como chamas (*flames*) em calcopirita e pirrotita (Fotos 6.12, 6.13). Macknawita também pode ocorrer como exsoluções do tipo chamas em calcopirita, pirrotita e pentlandita (Foto 6.13).

A paragênese do tipo II, quando disseminada, apresenta características semelhantes a da mineralização do tipo I, ou seja, a forma dos cristais dos sulfetos pode ser subédrica (subidiomórfica) e é controlada pela forma dos silicatos, conferindo a estes minerais uma textura intergranular (intersticial). Calcopirita e pirrotita aparecem também cicatrizando fraturas nos silicatos. Cristais de sulfetos mostram também texturas de interpenetração junto com as fases silicáticas, de forma semelhante à paragênese do tipo I.

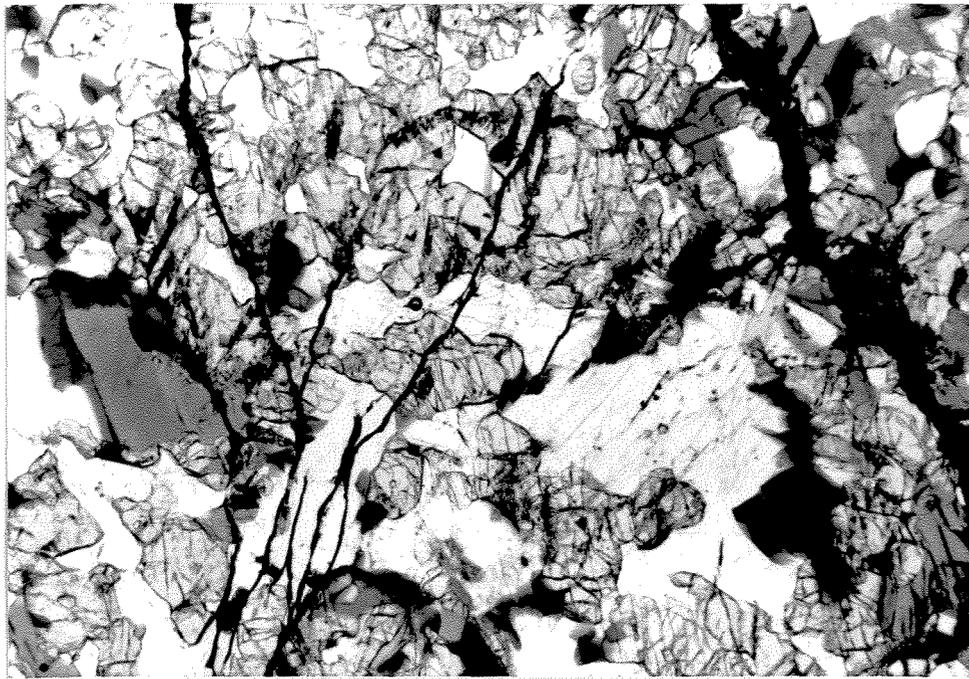


FOTO 6.7: Calcopirita cicatrizando fratura em melanorito. Amostra: banco 290S (Fig. 5.1b). Nícois paralelo (2,5x)

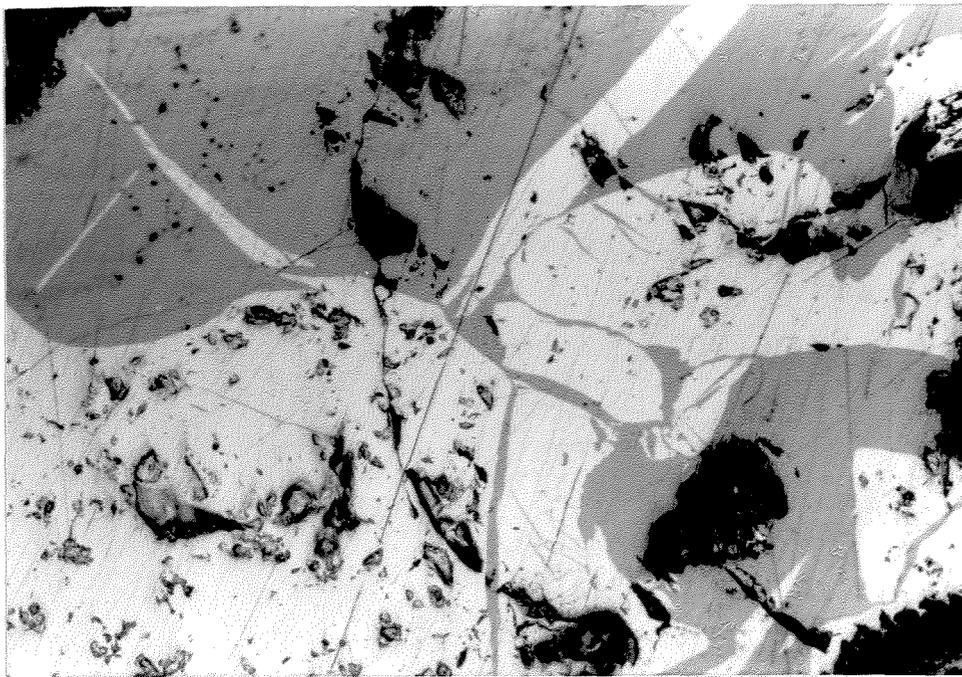


FOTO 6.8: Textura de intercrescimento de bornita na calcopirita. Amostra: banco 305 N. Nícois paralelo (20x).

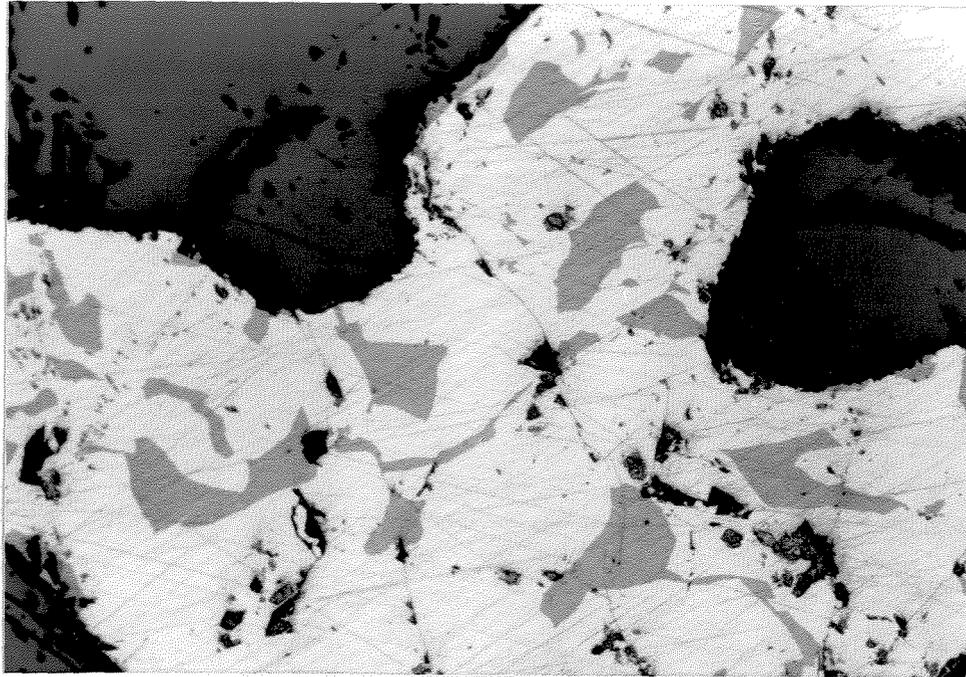


FOTO 6.9: Textura de intercrescimento de bornita na calcopirita. Amostra: banco 305 N. Nicois paralelo (20x).

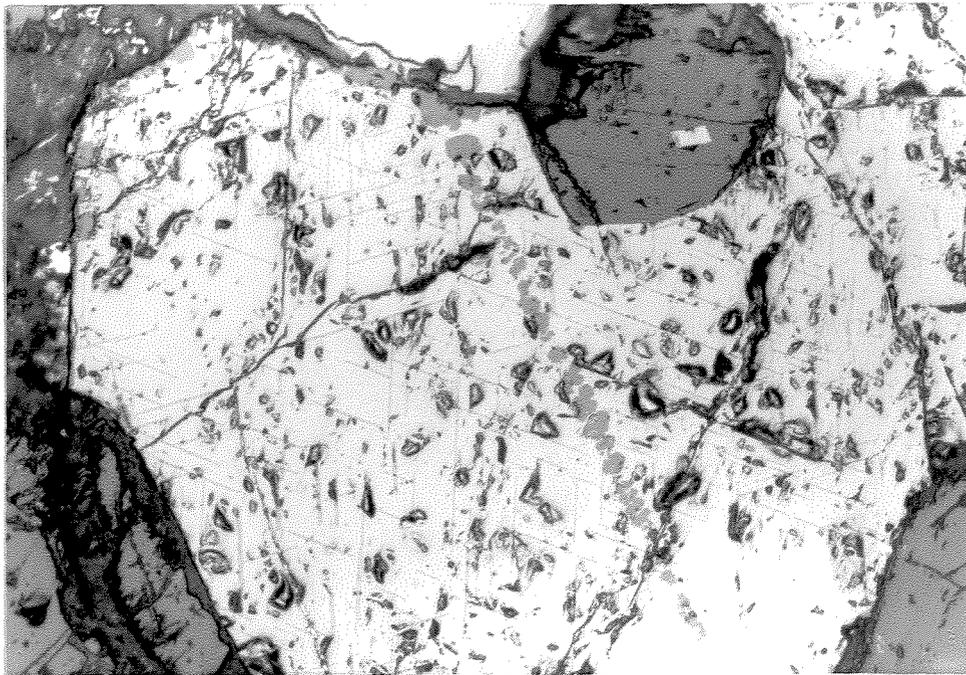


FOTO 6.10: Lamela de exsolução de ilmenita e hercinita na magnetita. Hercinita encontra-se também como trilhas na magnetita. Amostra: Banco 305 C. Nicois paralelo (20x)

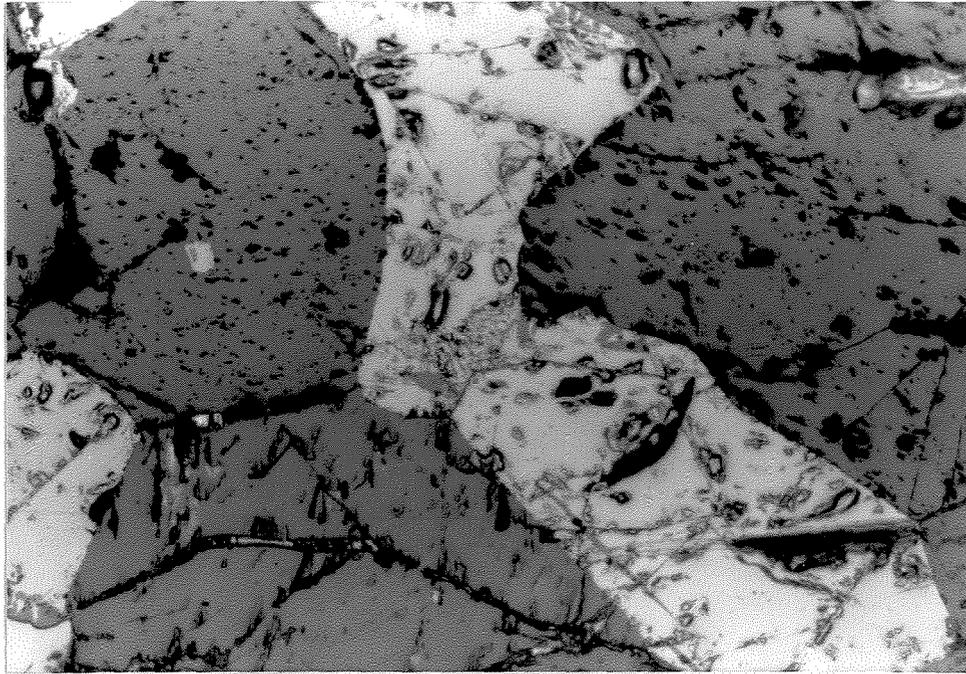


FOTO 6.11: Intercrescimento simplectítico de hercinita na magnetita. Amostra: Banco 305 C. Nicois paralelo (20x)

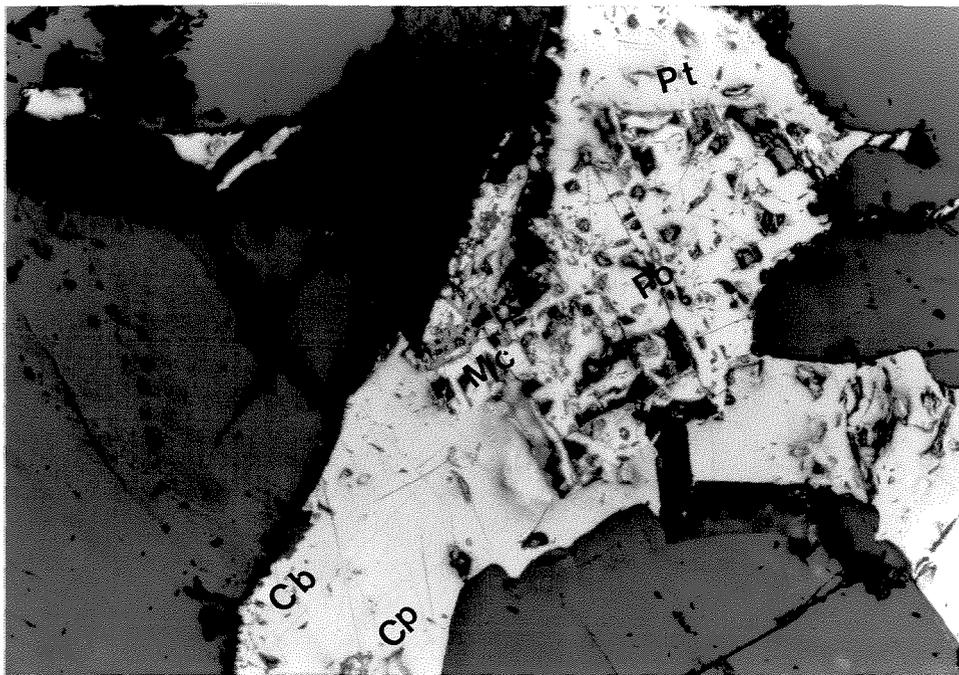


FOTO 6.12: Paragênese do tipo II. Modo de ocorrência disseminada. Amostra: Banco 290S. Nicois paralelo (20x). Cb = Cubanita, CP = Calcopirita, MC = Macknawita, PO = Pirrotita e PT = Pentlandita.

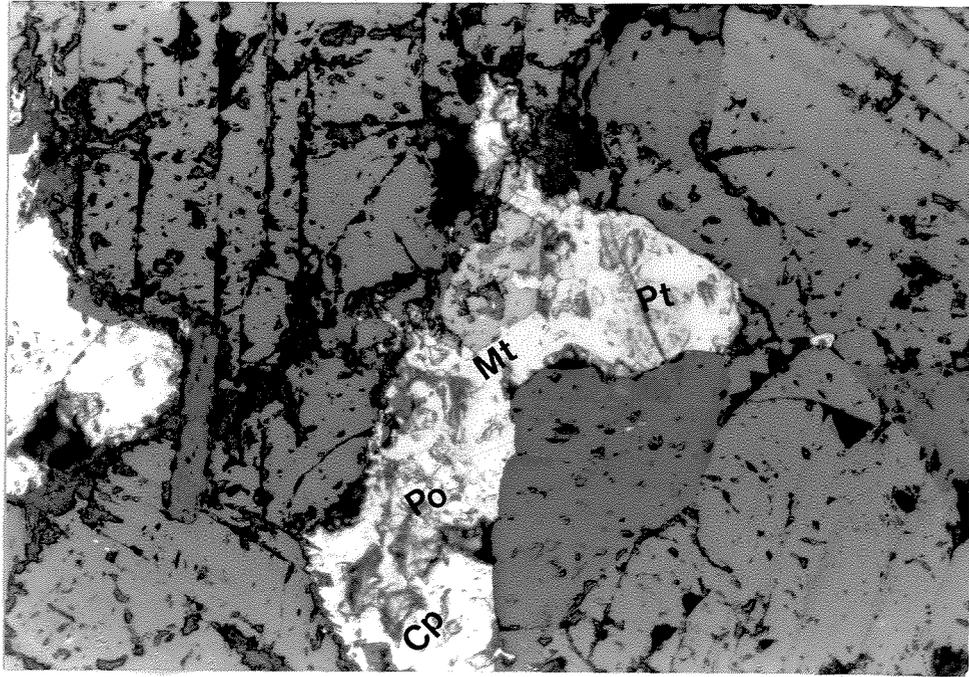


FOTO 6.13: Paragênese do tipo II. Modo de ocorrência disseminada. Amostra: Banco 290S. Nícois paralelo (20x). CP = Calcopirita, MT = Magnetita, PO = Pirrotita e PT = Pentlandita.

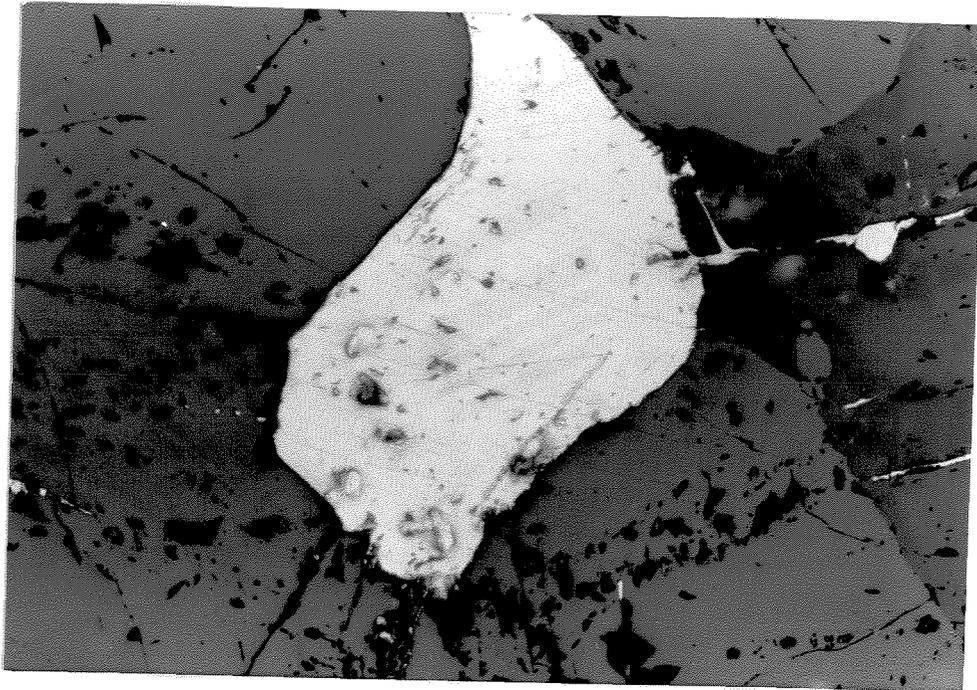


FOTO 6.14: Lamelas de cubanita em calcopirita. Amostra banco 290S. Nícois paralelo (20x).

6.5. PARAGÊNESE SILICATADA vs PARAGÊNESE DE ÓXIDOS E SULFETOS

A mineralização filoniana na mina de Caraíba é resultante da mobilização e esta concentrada em microzonas de cisalhamento dispersas nas rochas máfico-ultramáficas. Estas microzonas são marcadas pelo desenvolvimento de minerais secundários, que se concentram principalmente próximos as suas paredes, na região de contato dos silicatos com o veio.

As principais associações mineralógicas são representadas por:

- 1) Hps + Pg + Fg + (Fg + Hnb) secundária + (Cp + Bn + Mt) disseminada + (Cp) filoniana ou (Cp ± Po ± Pt ± Mc ± Cb) filoniana e disseminada.
- 2) Hps + Pg + Fg + (Fg) secundária + (Cp + Bn + Mt) disseminada + (Cp) filoniana ou (Cp ± Po ± Pt ± Mc ± Cb) filoniana e disseminada.
- 3) Hps + Pg + Fg + (Cl + Qz + Carb) secundário + (Cp + Bn + Mt) disseminados + (Cp) filoniana ou (Cp ± Po ± Pt ± Mc ± Cb) filoniana e disseminada.

Bn- bornita, **Carb-** carbonato, **Cb-** cubanita, **Cl-** clorita, **Cp-** calcopirita, **Fg-** flogopita, **Hnb-** hornblenda, **Hps-** hiperstênio, **Pg-** plagioclásio, **Po-** pirrotita, **Mc-** macknowita, **Mt-** magnetita, **Qz-** quartzo.

As principais feições de mobilizações de sulfetos foram identificadas pelas relações com as fases silicáticas e são marcadas por:

- preenchimento de sulfetos em descontinuidades de silicatos, que podem ou não estar acompanhados de reações de hidratação. Estas reações são dadas pela formação de biotita, anfibólio, clorita ou talco, por reações a partir do hiperstênio (associações 1 e 2) (Fotos 6.6, 6.7).
- Cristais de calcopirita em contatos interdigitados com biotitas e ou hiperstênios. Nos últimos, quando estão alterados para anfibólio fibroso (Fotos 6.6, 6.15, 6.16).
- Cristais de sulfetos (calcopirita e pirrotita) entre cristais de biotita idiomórfica, ou entre os seus planos de clivagem (001).
- Veios de sulfetos ao redor ou entre piroxênios (observados em microescala), que apresentam redução de granulação por fluxo cataclástico.
- Cristais de hiperstênios rotacionados e bordejados por cristais de biotita ripiforme que se encontram dispersos como ilhas em massa sulfídica na forma de veios. Estes cristais podem apresentar microfalhamentos que estão preenchidos por calcopirita (Fotos 6.17, 6.18).
- Desenvolvimento de bolsões ao longo de zonas de cisalhamento (observações macroscópicas), com o desenvolvimento de fases minerais de baixo grau.

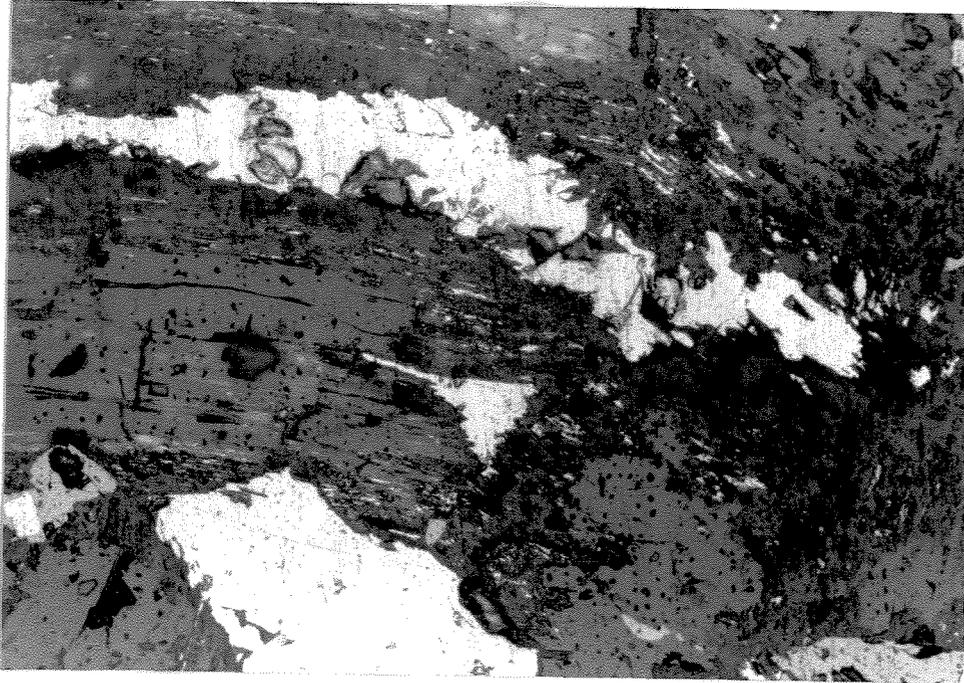


FOTO 6.15: Calcopirita e pirrotita preenchendo descontinuidades em piroxênio. Amostra banco 395 S.(Fig. 5.1b) Nícois paralelo (10x).

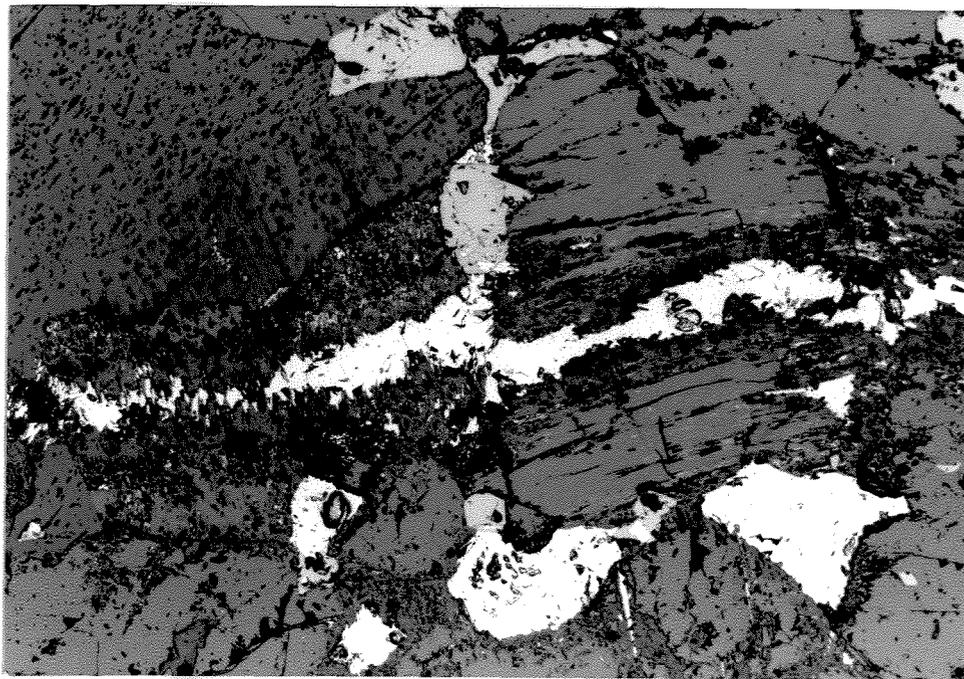


FOTO 6.16: Calcopirita cicatrizando descontinuidades em piroxenitos. Amostra: banco 290 N (Fig. 5.1b) .. Nícois paralelo. (20x).

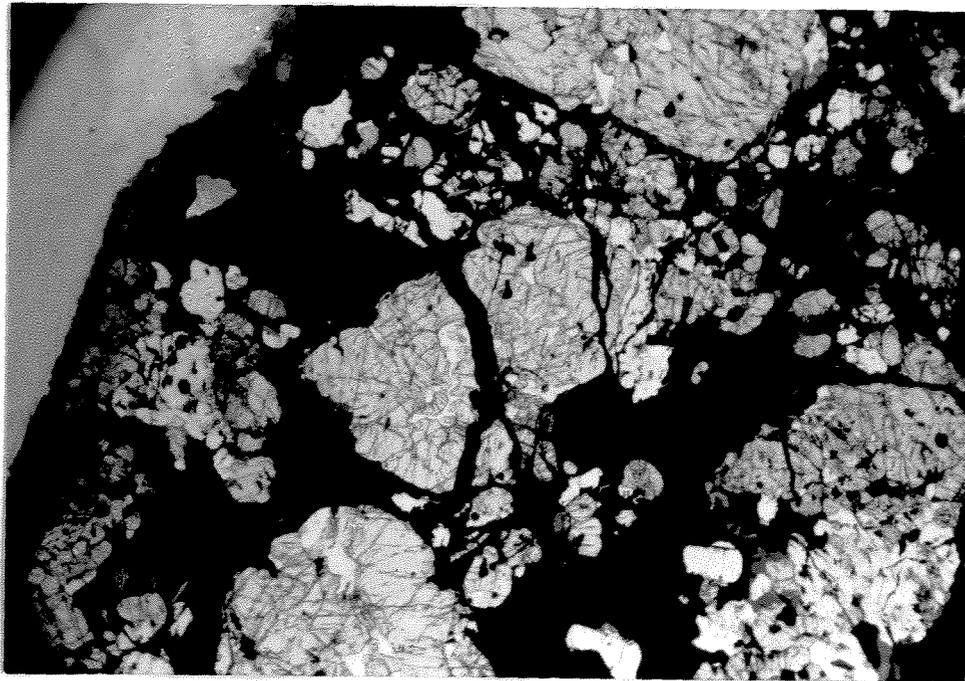


FOTO 6.17: Calcopirita preenchendo fratura em piroxênio. Amostra: 305C (Fig. 5.1b) . Nícois paralelo (2,5x).

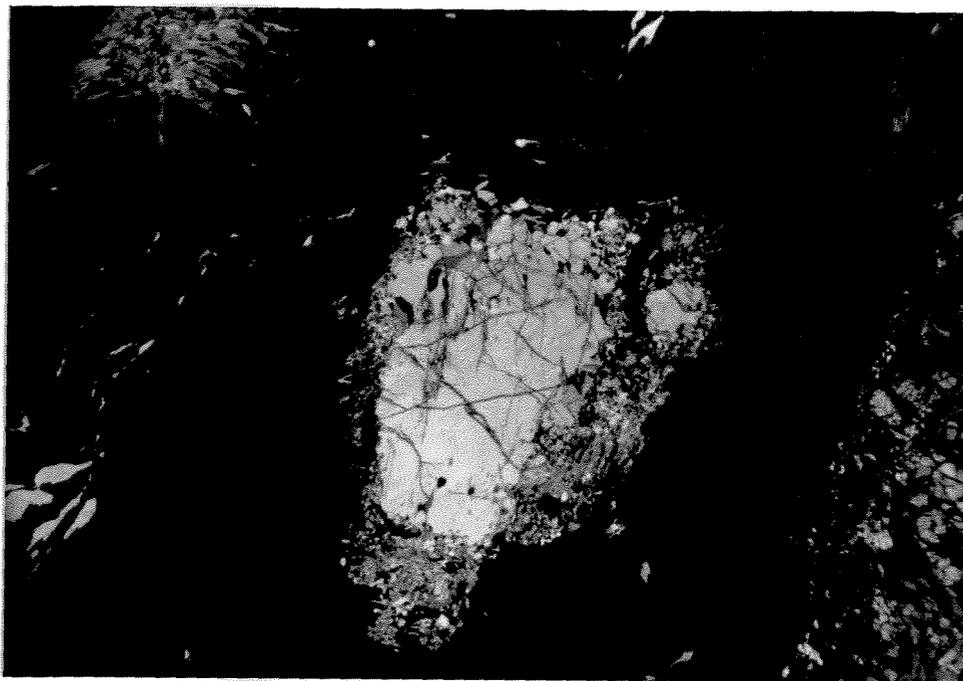


FOTO 6.18: Piroxênio em uma matriz de calcopirita mobilizada. Observa-se a passagem para biotita. Amostra: Banco 290N (Fig. 5.1b) . Nícois paralelo (2,5x).

- Migração de sulfetos para zonas de sombra de pressão em porfiroclastos (em piroxenitos milonitizados).

Adicionalmente, no estudo das fases silicatadas e das fases sulfetos e óxidos presentes pôde-se observar a existência de minerais incompatíveis em relação ao grau metamórfico. Isto é demonstrado pela existência de minerais de alto grau ao lado de fases de baixo grau, sem feições de substituições, como observado na associação 3 acima.

Desta forma, para o entendimento da associação 3 é necessário considerar fatores como a interação fluido/rocha, a velocidade de reação e o comportamento mecânico de sulfetos, para estabelecer de forma objetiva e clara os principais processos de mobilização.

Considerando um fluido percolando uma rocha, se a razão fluido/rocha for baixa, a composição do fluido que se equilibra com a paragênese da rocha é controlada pela reação dele com a rocha. Por outro lado, se a razão fluido/rocha for alta, a composição do fluido equivale à de uma fonte externa (Fyfe *et al.*, 1978).

Além disto, a extensão de variação química de um fluido é também dependente da velocidade de fluxo ou movimento do fluido hidrotermal relativamente à velocidade de reação. Sob certas condições de temperatura, pressão e velocidade de fluxo, a capacidade do fluido interagir quimicamente com as encaixantes é dependente também da área exposta à reação, ou seja, se a área de exposição for muito grande sua capacidade de reação é perdida quase que instantaneamente (Fyfe *et al.*, 1978).

A predominância de paragêneses não tamponadas, indica a infiltração de fluidos de uma fonte externa, sendo a composição mineralógica controlada pela composição do fluido (Fyfe *et al.*, 1978).

Por outro lado, o comportamento mecânico de corpos de minérios sulfetados e as feições desenvolvidas durante a deformação regional e metamorfismo são controlados pelas propriedades reológicas do componente sulfetado e pelo contraste de resistência e ductibilidade entre sulfetos e rochas silicáticas hospedeiras. Em conseqüência, o entendimento da reologia dos sulfetos e dos processos envolvidos no desenvolvimento das tramas são fundamentais para determinar a extensão em que os depósitos foram modificados durante a deformação e o metamorfismo (Nicolas & Poirier, 1976; Cox, 1987; Marshall & Gilligan, 1987).

Muitos dos sulfetos, como calcopirita, galena e pirrotita (mas não pirita), evoluem de fluxo cataclástico para fluxo de deslocamento em temperaturas submetamórficas e exibem recuperação e recristalização dinâmica em baixas temperaturas. Eles, efetivamente, atravessam sua transição rúptil-ductil e iniciam o seu campo de abrandamento em temperaturas da ordem de 100° a 200°C,

as quais estão abaixo daquelas comuns para silicatos e carbonatos (Fig 6.5) (Marshall & Gilligan, 1987).

Desta forma, no processo de mobilização mecânica os minerais calcopirita e pirrotita seriam transportados por fluxo plástico, que é uma resposta ao caráter menos refratários destes minerais.

Com base nas considerações acima pode se estabelecer que a mineralização primária de Caraíba presente na forma disseminada, sofreu um processo de mobilização, em resposta ao comportamento mecânico dos sulfetos em comparação com as fases silicatadas. Esta mobilização ocorreu pela atuação de processos mecânicos e químicos.

Os processos químicos observados principalmente nas bordas dos veios, muitas vezes, envolveram a adição de componentes químicos (fluidos) externos ao sistema. Evidências de metassomatismo são reveladas pelas reações de transformação de hiperstênio para flogopita e para hornblenda, nos piroxenitos. Nos noritos, tais reações são mais abundantes e não estão restritas a descontinuidades. Isto devido ao fato que o plagioclásio poderia fornecer o cálcio para esta reação ocorrer. Na associação 3 a presença de quartzo e carbonato associados evidencia também a presença de fluidos externos durante o processo de mobilização.

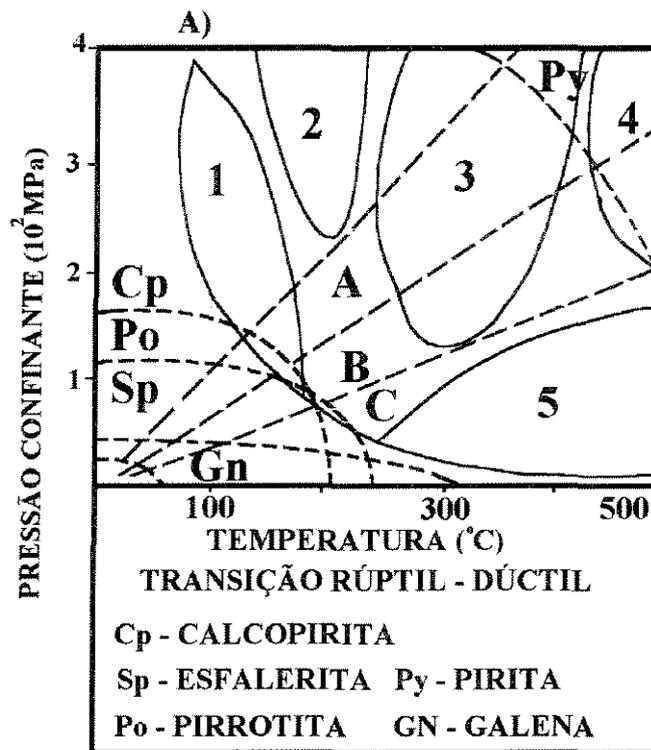
6.6. ORIGEM DOS DOIS TIPOS DE PARAGÊNESES DE CARAÍBA COM BASE NOS SULFETOS E ÓXIDOS PRESENTES

Nos sistemas de sulfetos magmáticos, o processo de diferenciação é responsável pela distribuição uniforme dos componentes de minério em grãos de sulfetos individuais e na escala do depósito.

Diferenciação de sulfetos em inclusões individuais é manifestada na distribuição desigual de calcopirita e pirrotita, como as observadas no depósito de Noril'sk e Pechenga (Arutyunyan *et al.*, 1993). Intrusões diferenciadas acamadadas são formadas por duas zonas, uma inferior constituída por pirrotita com pouca pentlandita e calcopirita e uma superior constituída por calcopirita com pouca pirrotita. Acima da zona da calcopirita há uma terceira zona formada por magnetita e hidrossilicatos (Arutyunyan *et al.*, 1993).

Diferenciação de sulfetos na escala de depósitos inteiros ocorre como substituição regular (verticalmente ou lateralmente) de uma assembléia enriquecida em Fe e Ni por uma assembléia essencialmente de cobre, que ocorrem como zonas mineralizadas ou depósitos individuais.

Alguns autores (Likhachev, 1982; Gorbunov, 1968; *In*: Arutyunyan *et al.*, 1993; Distler & Genkin, 1984; *In*: Naldrett, 1989) consideram que a segregação de pirrotita e calcopirita nas



B)

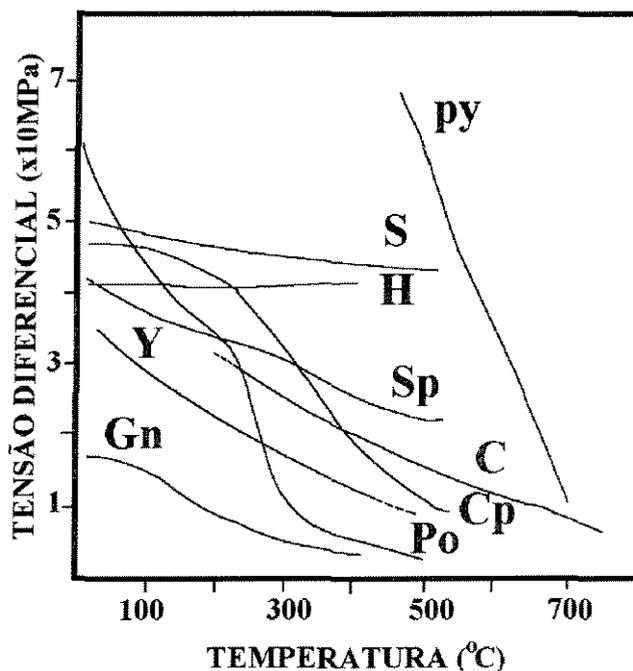


Fig.6.5: Comportamento mecânico de alguns sulfetos: (A)- Transição rúptil-dúctil em 5% de deformação dúctil antes do falhamento apresentada como função da pressão confinante em relação a temperatura com taxa de deformação na ordem de $7.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Linhas A,B e C representam gradientes geotermos de 20° , 35° , $60^{\circ} \text{C km}^{-1}$ respectivamente, para um gradiente geotermo de 25 Mpa km^{-1} , 1, 2, 3,4, 5 Fácies zeólitas, preníta-pumpepelita metagrauvaca, xisto verde, anfíbolito e hornfels respectivamente; (B) Resistência limite (*ultimate strength*) ou resistência em 10% de deformação em condições de pressão confinante similar e taxa de deformação. C = Mármore Carrara , H = Dolomito Hasmark, S = Calcário Solenhofen, Y = Mármore Yule, segundo Marshall & Gilligan (1993)

intrusões acamadadas e corpos de minério zonados ocorre porque a fusão de sulfetada, separa-se em duas fusões imiscíveis, uma rica em ferro e a outra rica em cobre (composição da calcopirita), com subsequente migração e cristalização.

Sob outro ponto de vista, a localização distinta de assembléias de composição diferente é devido à cristalização fracionada, durante a qual a separação primária da pirrotita é responsável pelo enriquecimento do líquido residual em cobre. Foi comprovado experimentalmente que esse é o modo de cristalização na parte central do sistema Cu-Fe-Ni-S (Craig & Kullerud, 1966; *In: Arutyunyan et al.*, 1993). Os produtos separam por arranjo gravitacional ou remoção sequencial do líquido rico em cobre pelo mecanismo de *filter pressing* (Craig & Kullerud, 1966; *In: Arutyunyan et al.*, 1993).

Mecanismo de difusão termal tem sido usado para explicar a zonação interna em depósitos de cobre e níquel, mas este fato não foi experimentalmente comprovado Naldrett (1984; *In: Arutyunyan et al.*, 1993).

Posto isto, admite-se que as diferentes paragêneses em Caraíba, no que tange ao conteúdo de níquel e cobre, são resultantes de um processo de diferenciação do magma original antes da sua colocação.

A mineralização de cobre de Caraíba possui similaridades com às rochas da Suíte de Koperberg, no Distrito Cuprífero de Okiep, na África do Sul e este dois depósitos vem sendo alvo de estudos comparativos (Lindenmayer, 1981; Oliveira, 1990). Durante o desenvolvimento deste trabalho foram verificado diferenças entre estes dois depósitos no que se refere ao entendimento das paragêneses de sulfetos e óxidos presentes. Desta forma, a seguir será feito uma comparação entre estes depósitos à luz das suas paragêneses.

6.7. COMPARAÇÃO ENTRE AS PARAGÊNESES DO DISTRITO DE OKIEP COM AS DE CARAÍBA

A mineralização de cobre da Suíte de Koperberg no distrito de Okiep em Namaqualand na África do Sul está associada as rochas de composição básica a intermediária, que se encontram encaixadas em gnaisses migmatíticos e granitos. Estas rochas possuem granulação média a grossa e são constituídas por plagioclásio, hiperstênio, mica marrom, quartzo e magnetita. Os sulfetos de cobre e níquel estão heterogeneamente distribuídos (Conradie & Schoch, 1986; Schoch & Conradie, 1990).

Dependendo da proporção dos constituintes maiores presentes, os membros da Suíte de Koperberg são classificados como anortositos, quartzo-dioritos, biotita-dioritos, glimeritos, noritos e piroxenitos (apresentados por ordem de intrusão). Corpos de magnetítitos ocorrem em

alguns corpos básicos. A mineralização ocorre associada às partes mais máficas da intrusão, ou seja, nos piroxenitos e noritos de maneira similar com a mina de Caraíba. Os sulfetos e óxidos presentes nas minas deste distrito são mostrados no Quadro 6.2 e como pode ser observado são semelhantes aos descritos para Caraíba (Conradie & Schoch, 1986; Schoch & Conradie, 1990; Cawthorn & Meyer, 1993).

A partir de estudos microscópicos e de química mineral, Cawthorn & Meyer (1993) concluíram que a mina de leste Okiep possui uma mineralogia comum a depósitos magmáticos, sendo dominada por pirrotita com menor proporção de calcopirita e pentlandita (Tabela 6.2). Apesar disto, texturas magmáticas típicas não são encontradas devido à alteração na mineralogia dos silicatos e à remobilização de sulfetos. Entretanto, o domínio de bornita em outras minas indica que nestas, a mineralogia não é de um sulfeto magmático típico.

Shima & Naldrett (1975) consideram que a fugacidade de oxigênio controla o conteúdo de enxofre de um sulfeto imiscível, mas Cawthorn & Meyer (1993) consideram que não parece possível produzir um líquido tão imiscível com pequena proporção de enxofre, impossibilitando a formação de pirrotita, como observado na paragênese sulfeto e óxido das minas Carolusberg e Oeste Okiep (Quadro 6.2).

| MINERAL | MINAS | | |
|-------------|----------------------------------|---------------------------|--------------------------|
| | CAROLUSBERG | OESTE OKIEP | LESTE OKIEP |
| MAGNETITA | COMUM, EXSOLUÇÕES DE Ilm | COMUM, EXSOLUÇÕES DE Ilm. | COMUM, EXSOLUÇÕES DE Ilm |
| HEMATITA | PRESENTE, COMO EXSOLUÇÕES NA ILM | RARO | AUSENTE |
| ILMENITA | PRESENTE | PRESENTE | PRESENTE |
| PIRROTITA | AUSENTE | AUSENTE | PRESENTE |
| CALCOPIRITA | MUITO RARA | COMUM | MUITO COMUM |
| PENTLANDITA | AUSENTE | AUSENTE | RARA |
| BORNITA | MUITO COMUM | MUITO COMUM | RARA |
| CALCOCITA | PRESENTE | AUSENTE | AUSENTE |

QUADRO 6.2 : Sulfetos e óxidos presentes em diferentes corpos do Distrito Cuprífero de Okiep, segundo Cawthorn & Meyer (1993). Abreviações: Ilm = Ilmenita.

Adicionalmente, esses autores consideram que a maioria dos depósitos ricos em cobre possui uma assembléia dominada por calcopirita e não por bornita. Além disto, a textura granular

e ângulos polidrais observados em muitas amostras não seriam de sulfetos imiscíveis típicos, que normalmente se formam em áreas intersticiais, visto que a fase sulfeto é a última a solidificar-se em rochas básicas. Posto isto, Cawthorn & Meyer (1993) concluíram que as texturas dos sulfetos da mina de Carolusberg são inconsistentes com a sua formação a partir de um líquido imiscível e refletem então que diferentes processos operaram.

Segundo Cawthorn & Meyer (1993) as rochas da suíte de Koperberg sofreram uma recristalização metamórfica de alto grau. Associado a esse metamorfismo houve uma forte oxidação, que é especialmente indicada pelo alto conteúdo de Fe_2O_3 obtidos por análises de geoquímica. Como resultado teve-se a oxidação da pirrotita e da calcopirita originalmente magmáticas formando bornita e magnetita livre de titânio. A correlação inversa de S/Se e Cu/S obtida levaram Cawthorn & Meyer (1993) a sugerir uma perda de enxofre.

Neste contexto, Cawthorn & Meyer (1993) estabeleceram três eventos na suíte de Karolusberg, a saber: evento formador do sulfeto magmático primário; um período oxidante na qual bornita e magnetita se formaram a partir da calcopirita e pirrotita; e, finalmente, uma alteração hidrotermal de silicatos em baixa temperatura e recristalização de sulfetos em alguns corpos de minérios.

Boer *et al.* (1994) em estudos de isótopos de oxigênio e enxofre em rocha total e minerais separados na suíte de Karolusberg concluíram que as relações de isótopos de oxigênio são enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$ em relação a valores normais do manto. Este enriquecimento seria produto de hibridização de magmas derivados do manto por material crustal. Após a contaminação crustal, modificações adicionais ocorreram devido a mudanças pós pico metamórfico, em baixa temperatura, envolvendo fluidos circulantes que sofreram trocas isotópicas com as rochas circundantes.

Amostras de minérios mostram uma diminuição sistemática no valor de $\delta^{34}\text{S}$ com o aumento da razão Cu/S. Boer *et al.* (1994) consideram este fato como sendo diagnóstico de um processo de oxidação e perda de SO_2 como fase vapor. O evento de desvolatilização seria causado por metamorfismo granulítico, seguido por um posterior evento de alteração em temperatura inferior.

Na mina de Caraíba, o processo de mobilização resultou na concentração de sulfetos, que se apresentam na forma de filões ou bolsões.

Não foi possível estabelecer se durante o processo de evolução da intrusão houve uma distribuição heterogênea dos sulfetos nos corpos máfico-ultramáficos, a qual poderia resultar em uma concentração maior (primária) de sulfetos em determinadas zonas.

Contudo, pôde-se observar de modo semelhante a Okiep, que alteração durante o metamorfismo mobilizou alguns sulfetos proporcionando a concentração destes em alguns lugares e a talvez a dispersão em outros.

Em Okiep como descrito acima a mineralização sofreu um processo de remobilização. Já, na mina de Caraíba, as estruturas na mineralização filoniana são indicativas de mobilização. Estas estruturas podem ser representadas, por exemplo, pela presença de sulfetos mais dúcteis calcopirita ou pirrotita, em microfraturas de piroxênio. Tais microestruturas são semelhantes àquelas descritas por Vokes & Craig (1993) para o depósito *stratabound* da Caledônia Norueguesa. Neste depósito metamorfoisado os porfiroblastos de pirita deformados cataclasticamente são preenchidos com uma matriz de sulfetos representada por calcopirita, pirrotita, galena e esfalerita. Neste depósito feições de substituições de pirita por calcopirita e pirrotita levaram Vokes & Craig (1993) a concluírem que o processo de mobilização ocorreu, principalmente, no estado fluido.

O processo de mobilização envolve componentes presentes no minério antes ou durante o metamorfismo, como pode também envolver componentes que são introduzidos de fora do sistema (sistema aberto). Na maioria das vezes este componente é o quartzo (Vokes & Craig, 1993). Uma outra estrutura comum neste tipo de processo envolve a migração de sulfetos mais dúcteis (*softer*) em sombras de pressão de minerais rúpteis (Cox, 1987; Marshall & Gilligan, 1987; Craig & Vokes, 1993). Em Caraíba estas microestruturas são principalmente observadas nos piroxenitos milonitizados, onde a calcopirita e a pirrotita migram em sombras de pressão em piroxênios.

Devido ao fato do preenchimento de fraturas (*fracture infillings*) e substituição ocorrerem em metablasto freqüentemente porfiroblastos (pirita e outros minerais rúpteis) Craig & Vokes (1993), Marshall & Gilligan (1987) apontam que estes processos ocorreram durante ou sucessivamente a fase de metamorfismo progressivo na qual os metablastos se formaram.

Em Caraíba o processo de concentração de sulfetos foi definido como resultado da mobilização mecânica por fluxo plástico de minerais dúcteis como calcopirita e pirrotita (de acordo com a definição de Marshall & Gilligan, 1987) e foi caracterizado como um processo importante na concentração da mineralização. O processo de mobilização químico não foi claramente observado, mas acredita-se que ele tenha atuado conjuntamente com o mecânico.

Em Okiep, segundo exposto anteriormente, a concentração da mineralização seria resultado de remobilização e não de mobilização e os fluidos tiveram um papel importante durante este processo (Cawthorn & Meyer, 1993; Boer *et al.*, 1994). Por outro lado, Cawthorn & Meyer

(1993) descrevem feições de substituição de calcopirita e pirrotita por bornita e magnetita. Este processo não é observado em Caraíba.

Além disto, a mineralização disseminada em piroxenitos de Caraíba, que ainda preservam feições ígneas, mostra uma paragênese ígnea original que é composta por hiperstênio, plagioclásio, flogopita, calcopirita, bornita, magnetita e teluretos. Não havendo indícios de substituição significativa de bornita por calcopirita. As relações texturais observadas entre bornita e calcopirita podem ser interpretadas como resultado da decomposição da solução sólida intermediária durante processo de resfriamento.

Com base no exposto, locais onde a bornita se apresenta na forma de bolsões de sulfetos do tipo maciço pode-se levantar a hipótese de que a calcopirita, por efeito de um esforço atuante e também pela sua característica reológica, deixou o sistema por fluxo plástico. Assim, bornita e magnetita seriam os minerais remanescentes na rocha por serem mais refratários do que a calcopirita. De modo alternativo, pode ser sugerido que localmente processos de remobilização ocorreram durante a evolução termo-deformacional.

6.8. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

A mineralização de cobre de Caraíba está hospedada nas rochas máfico-ultramáficas que foram colocadas durante o evento tectono-metamórfico $D_n + 1$, em fácies anfíbolito.

Com base nas definições de Mookherjee (1976) e Marshall & Gilligan (1987) a mineralização de cobre e níquel de Caraíba são metamorfisadas e sofreram, em respostas das condições tectono-metamórficas impostas um processo de enriquecimento definido pela mobilização mecânica dos sulfetos (calcopirita e pirrotita).

Foram identificados dois tipos de paragênese com base nos sulfetos e óxidos presentes que são de maneira geral representadas por calcopirita, bornita e magnetita e por calcopirita, pirrotita e pentlandita, cubanita, magnetita e macknowita.

Relações texturais entre bornita e calcopirita, que compõem a paragenênese do tipo I, representadas por reações de substituição de calcopirita e bornita levaram a sugerir que a fase inicial presente poderia ser representada por uma solução sólida intermediária de alta temperatura, que durante o resfriamento se decompôs em calcopirita e bornita (Fig. 6.1). Este fato está de acordo com Craig (1982) que mostrou que a fase bornita de alta temperatura exibe uma solução sólida em direção a calcopirita.

Ainda, em relação a paragênese do tipo I representada principalmente por calcopirita, bornita e magnetita (com exsoluções de hercinita e ilmenita), pôde-se estimar que a fugacidade

de oxigênio era relativamente alta, e que a de enxofre, relativamente, baixa. Desta forma, as condições oxidantes mínimas para a formação da paragênese do tipo I não permitiram a formação de pirita e pirrotita. Por outro lado, é observado em Caraíba uma relação direta na proporção de bornita e magnetita, isto é, em condições oxidantes maiores, demonstradas pela presença de magnetita, há maior concentração de bornita. O diagrama da Fig. 6.4 mostra que esta paragênese plota no campo da magnetita, numa atividade de enxofre relativamente baixa.

A paragênese do tipo II representada principalmente por calcopirita, pirrotita, pentlandita, magnetita (livre de exsoluções), cubanita e macknawita pode ser interpretada como resultado da decomposição da solução sólida monossulfídica. A presença de pentlandita, como exsolução na pirrotita ou calcopirita, pode ser fruto da decomposição da solução sólida monossulfídica durante o resfriamento a temperaturas inferiores a 400°C.

Condições de reequilíbrio em temperaturas e fugacidades de enxofre mais baixas são demonstradas pela presença de exsoluções de macknawita e lamelas de cubanita.

Comparando a paragênese do tipo I com a do tipo II pôde-se concluir que: a solução sólida intermediária na paragênese do tipo I é mais enriquecida em cobre do que a do tipo II, demonstrado pela presença de bornita na do tipo I; e que as condições oxidantes eram maiores, mostrado pela maior proporção de magnetita e pela presença de exsoluções nesta; e ainda que a fugacidade de enxofre era menor.

A presença de paragêneses diferentes (tipo I e II) foram consideradas como resultado de processos de diferenciação do magma primário antes de sua colocação.

Cabe ressaltar que quando da separação da solução sólida monossulfídica por diferenciação o líquido residual ficou mais enriquecido em cobre (demonstrado pela paragênese do tipo I), e que a decomposição da solução sólida monossulfídica em solução sólida da pirrotita e solução sólida intermediária (iss), produziu (iss) mais empobrecida em cobre do que a do líquido residual (representado pela paragênese II).

As variedades de microintercrescimentos de espinélio e ilmenita na magnetita segundo Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1976a; b) seriam indicativas de variações nas condições de oxidação e na velocidade de resfriamento durante o reequilíbrio subsolidus, posterior ao pico do metamorfismo.

A partir de dados experimentais Buddington & Lindsley (1964) mostram que a existência de uma extensa solução sólida entre magnetita e ilmenita é duvidosa. Eles sugerem que o conteúdo de TiO_2 na magnetita estaria presente como ulvoespinélio e que as ilmenitas seriam formadas por oxidação desta fase.

Posto isto, a magnetita na época de sua formação conteria principalmente FeTiO_2 (usp) em solução sólida. Sob condições de fugacidades de oxigênio baixas, o resfriamento até abaixo da temperatura do *solvus* da magnetita-ulvoespinélio-solução sólida (mt-usp)_{ss} conduziria à exsolução de uma fase rica em ulvoespinélio nos planos (100) da magnetita e simultaneamente, em condições de fugacidades de oxigênio mais altas, grande parte do usp, em solução sólida seria oxidado diretamente para ilmenita e mt_{ss} (solução sólida rica em magnetita). Desta forma, ilmenita ocorreria como lamelas (111) na magnetita ou como grãos dispostos externa ou internamente na mesma (oxidação-exsolução). Em pressões de oxigênio intermediárias seria possível tanto o intercrescimento de ilmenita na magnetita por oxidação parcial, como o de ulvoespinélio por verdadeira exsolução.

Desta forma Buddington & Lindsley (1964) concluíram que as variedades de exsoluções resultariam dos diferentes graus de oxidação e difusão.

O Processo de exsolução granular interna envolveria a migração por difusão dos constituintes metálicos da ilmenita para os limites do grão da magnetita hospedeira. Com a diminuição da taxa de difusão de ilmenita na solução sólida (mt - usp), a ilmenita deixa a solução sólida hospedeira para ficar como exsolução lamelar (111) na magnetita, como referido acima, ou como exsolução granular interna.

Verifica-se assim, que os intercrescimentos de ilmenita na magnetita, como observado em Caraíba, resultam, na maior parte das vezes, de fenômenos de oxidação e exsolução do componente ulvoespinélio na solução sólida (mt-usp) durante o resfriamento.

Os teluretos de Caraíba mostram um fracionamento químico sendo constituídos em seu centro por melonita e nas suas bordas por hessita, e se encontram associados aos piroxenitos e noritos (intrusivos).

No Vale do Rio Curaçá, os teluretos presentes na região de Surubim foram considerados por Bello (1986) como indicativos de uma origem vulcano-sedimentar para a mineralização. O depósito de Surubim se caracteriza pela presença de sulfetos de cobre e ferro disseminados em granulitos de composições máfico-ultramáficas (granulitos piroxeníticos-noríticos e biotíticos) encaixados em gnaisses de diversas naturezas, que se associam as rochas cálcio-silicáticas (Bello, 1988). A mineralização de Surubim é essencialmente constituída por calcopirita, bornita e idaíta que se associam a magnetita, ilmenita, hercinita, pirrotita e pentlandita. Ocorre ainda calcocita, digenita, covelita que foram interpretadas como provenientes da transformação de calcopirita, bornita e idaíta, além da carbonatação de sulfetos de cobre. Os teluretos de Surubim encontram-se hospedados na calcopirita e são, principalmente, teluretos de prata, níquel e chumbo (Bello, 1986).

Por outro lado, Mulja & Mitchell (1990) descrevem teluretos e minerais do grupo da platina associados à intrusão de Geordie Lake do complexo alcalino a oeste de Ontário. Os teluretos são principalmente hessita (AgTe_2), um telureto sem nome (Ag_3Te_2) e melonita (NiTe_2). Neste complexo os teluretos e minerais do grupo da platina estão encerrados em grãos de calcopirita disseminada e, menos frequentemente, em bornita, calcopirita maciça e magnetita. Através de relações texturais entre os minerais do grupo da platina e teluretos, que geralmente ocorrem nas margens de calcopirita bordejada por silicatos, estes autores sugerem que os teluretos e minerais do grupo da platina se formaram concomitantemente com, ou logo após a calcopirita hospedeira.

Com base no exposto, os teluretos associados aos sulfetos das rochas máfico-ultramáficas de Surubim, não seriam uma indicação que estas rochas eram vulcano-sedimentares. É sugerido aqui, que em Surubim os corpos máfico-ultramáficos possam ser intrusivos como os de Caraíba, fazendo parte de uma mesma evolução geológica.

Em Caraíba os silicatos foram fraturados por deformação tectônica ou por pressão de fluido ou a combinação de ambos os processos. Estas fraturas foram preenchidas por calcopirita que sofreu processo de mobilização devido a seu comportamento plástico. O processo de mobilização atuante foi principalmente mecânico (fluxo Plástico), mas não é descartada a possibilidade de ter também envolvimento químico. A mobilização de sulfetos é considerada como tendo ocorrido na massa do sulfeto, não havendo indicações de que a calcopirita e pirrotita tenham sido introduzidas de fora do sistema.

O estudo das fase silicatadas e as sulfetos e óxidos mostrou que na associação 2 a biotita formou-se a partir do hiperstênio. Para que esta reação ocorra é necessário que haja a adição de fluido ricos em K_2O e cálcio no sistema.

Com relação as fases minerais observadas na associação 3, não se caracterizou nenhum tipo de transformação metamórfica. Este fato leva a suposição da percolação de um fluido com composição diferente da paragênese 2 para promover a precipitação dos minerais presentes nestas paragêneses.

Com base nas associações 2 e 3, distribuídas em microzonas de cisalhamento nos corpos máfico-ultramáficos pode-se levantar a hipótese de que os fluidos de Caraíba, que percolaram estas microzonas, possam ter-se originado de fontes diferentes ou terem evoluídos sua composição no reservatório fonte, ou sofrido variação química em resposta à interação deste com as encaixantes. Para minerais como quartzo, a mobilização em fase fluida é a predominante, pois o quartzo não é considerado capaz de mobilizar em estado sólido.

CAPÍTULO 7

METAMORFISMO

7.1. INTRODUÇÃO

O estudo metamórfico consistiu em estimar as condições físico-químicas de cristalização de paragêneses minerais presentes, que poderão refletir a evolução da área e as possíveis relações com os eventos deformacionais.

As condições metamórficas propostas no presente trabalho foram obtidas pela identificação de paragêneses diagnósticas com base em estudos petrográficos em microscópio ótico, sem estudos adicionais de química dos minerais (raras), de geotermometria e de geobarometria. Mesmo com a ausência destes estudos os resultados obtidos mostram-se satisfatórios. Procurou-se, durante este trabalho, associar o metamorfismo com a deformação atuante na região. Para isto utilizou-se de critérios texturais, como a forma de contato entre os grãos e as relações de substituição, para ressaltar as condições de recristalização atuantes.

O estudo das paragêneses minerais mostra que a área investigada foi submetida a um metamorfismo regional progressivo denominado no presente trabalho de Mn, com temperaturas características de fácies anfíbolito a granulito e que, temporalmente, está associado a fase de deformação Dn. Posteriormente, ligado a fase de deformação Dn +1, de natureza dúctil-rúptil, ocorreu o metamorfismo Mn +1, apresentando condições de temperatura de fácies anfíbolito. Subseqüentemente a região foi afetada por zonas de cisalhamento rúpteis, caracterizadas por apresentarem paragêneses minerais da fácies xisto verde.

7.2. METAMORFISMO Mn

O metamorfismo Mn na área é detectado nas rochas pertencentes a seqüência supracrustal (as rochas mais velhas conhecidas na região; Sá *et al.*, 1982), nas rochas da suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e nos gnaisses migmatíticos. Este metamorfismo se encontra temporalmente associado a deformação dúctil (Dn). A paragênese mineral manifesta-se na foliação Sn (Quadro 7.1), sendo representada por hiperstênio, plagioclásio, clinopiroxênio, granada e quartzo. É típica de temperatura de fácies granulito (Winkler, 1977; Yardley, 1989).

Oliveira (1990) estimou uma temperatura de equilíbrio para os gnaisses migmatíticos de entre 540-740°C e pressões entre 7.4-7.8 kbars. Outros resultados foram obtidos por Ackermann *et al.* (1987) para as rochas com safirina (720-750°C e 5.5-5.6 kbars) do Vale do Rio Curaçá.

A evolução temporal e espacial do metamorfismo Mn imprimiu distintos conjuntos de

paragêneses nos diferentes conjuntos litológicos aflorantes na região. O Quadro 7.1 mostra, resumidamente, as paragêneses minerais detectadas nos litotipos, bem como as principais feições de deformação.

Lindenmayer (1981), Sá *et al.* (1982) e Silva (1985) descrevem um metamorfismo anfibolito anterior ao pico metamórfico granulítico caracterizado pela substituição de hornblenda por hiperstênio (nos anfibolitos considerados como pertencente à sequência supracrustal). Embora, tal feição não tenha sido observada nas rochas estudadas no presente trabalho, não se descarta aqui que o metamorfismo Mn possua um espectro de fácies anfibolito a granulito.

7.3. METAMORFISMO Mn + 1

As paragêneses minerais desenvolvidas durante o evento Dn foram hidratadas, desestabilizadas e reequilibradas em condições de fácies anfibolito durante o evento deformacional Dn + 1. Onde o evento Dn + 1 não está fortemente impresso, o metamorfismo possui uma característica retrograda e local, levando a formação de paragêneses de temperaturas mais baixas. As transformações mineralógicas estão principalmente impressas na foliação Sn onde (em alguns locais) a intensidade de deformação Dn + 1 não foi suficiente para gerar uma nova foliação. Neste caso o metamorfismo Mn + 1 transforma algumas das paragêneses do quadro 7.1 (hiperstênio-gnaisses e ortognaisses tonalíticos a granodioríticos) sem alterar, significativamente, a textura anteriormente desenvolvidas nestas rochas. Entre as transformações mineralógicas identificadas pode-se citar: passagem de hiperstênio para hornblenda; passagem de hiperstênio para biotita e clinopiroxênio para hornblenda. Não raro são observadas, no microscópio ótico, biotita ripiforme cortando o bandamento de rochas em grau granulito, que foram interpretadas como associadas a fase Dn + 1.

Nas rochas máfico-ultramáficas intrusivas a história metamórfica está impressa pelas feições de deformação intracristalinas marcadas por processos de recuperação e recristalização, que levaram a geração de uma textura granoblástica poligonal, formação de subgrãos e grãos, bandas de deformação, e extinção ondulante.

Os piroxenitos mostram a história deformacional pelas feições cristalinas e a história termal é mais facilmente caracterizada em zonas localizadas, onde estes minerais mostram pelas feições de substituições. Estas feições encontram-se associadas a microzonas de cisalhamento e em discontinuidades. Muitas vezes as substituições em piroxenitos ocorre devido ao aporte de fluidos no sistema.

O movimento de fluidos para dentro de zonas de cisalhamento pode resultar em reação envolvendo hidratação ou metassomatismo, que de outra forma não ocorreriam (Yardley, 1989).

Beach (1973) descreveu mudanças mineralógicas associadas à formação de zonas de cisalhamento que cortam gnaisses básicos no noroeste da Escócia. As transformações mais importantes são representadas pela passagem de hornblenda para biotita, granada para biotita mais silicato de alumínio, ortopiroxênio para biotita, plagioclásio cálcico para plagioclásio sódico e feldspato para muscovita. Estas transformações implicam tanto em hidratação como em modificações metassomáticas, notadamente a adição de potássio e remoção de cálcio. É muito provável que as reações retrogressivas ocorram em zonas afetadas também por deformação tardia e assim parece razoável que os dois processos se auxiliem mutuamente (Yardley, 1989).

| LITOTIPOS | FEIÇÕES ESTRUTURAIS | PARAGÊNESES | SUBSTITUIÇÕES |
|--|--|--|--|
| HIPERSTÊNIO GNAISSES | Sn marcada pela intercalação de máficos (Hps e Bio) com níveis félsicos (Pg, Qz, K- Fd). Sn + 1 reações retrometamórficas | Hps + Pg + Qz + K- Fd ± Cpx ± Hnb ± Gr ± Bio | Hps → Hnb; Hps → Bio; Cpx → Hnb; Pg → Ep; Hnb → Ep |
| ORTOGNAISSES TONALÍTICOS A GRANODIORÍTICOS | Sn marcada pela intercalação de máficos (Hps e Bio) com níveis félsicos (Pg, Qz, K- Fd). Sn + 1 reações retrometamórficas | Hps + Pg + Qz + K- Fd ± Cpx ± Hnb ± Gr ± Bio | Hps → Hnb; Hps → Bio; Cpx → Hnb; Pg → Ep; Hnb → Ep |
| PIROXENITOS | Sn + 1 marcada por porfiroclastos de piroxênio. desenvolvimento de falhas e fraturas, onde ocorre as transformações metamórficas. | ASSEMBLÉIA MINERAL Hps + Pg + Bio (igneo) | Hps → Hnb; Hps → Bio; Hps → (Cum-Gn) Hps → Tc |
| NORITOS E MELANORITOS | Sn + 1 marcada pela orientação em padrão anastomosado de cristais de piroxênio e plagioclásio. Reações são mais comumente observadas em comparação com os piroxenitos | ASSEMBLÉIA MINERAL Hps + Pg + Bio (igneo) | Hps → Hnb; Hps → Bio; |
| SUÍTE GRANÍTICA | Sn + 1 marcada pelo desenvolvimento de porfiroclastos de Mc e Hnb e pelo desenvolvimento de <i>ribbons</i> | Mc + Qz + Pg + Bio ± Hnb ± Ep ± Cl ± Carb ± Tt ----- Co+Sill+ GR+Bio + Mc + Pg + Qz | Bio → Cl, Pg → Ep e Carb, Mc → Pg + Qz (mm) + Ms |

QUADRO 7.1. Principais feições estruturais, paragêneses e substituições observadas nos litotipos da mina de Caraíba e arredores. Abreviações Bio= Biotita, Carb = Carbonato, Cl = Clorita, Cpx = Clinopiroxênio, Cum = Cumingtonita, Ep = Epidoto, Gn= Grunierita, Gr = Granada, Hnb = Hornblenda, Hps = Hiperstênio, K- Fd = Feldspato potássico Mc= Microclínio, mm = Intercrescimento mirmequítico, Ms = muscovita, Pg = Plagioclásio, Qz = Quartzo, Tc= Talco, Tt = titanita.

As transformações retrogradadas acima relacionadas e as texturas observadas ao microscópio parecem estar associadas ao aporte de fluidos potássicos junto a planos favoráveis a sua infiltração (contatos litológicos, zonas de cisalhamento). Uma evidência de aporte de fluidos ricos em potássio associados a este evento é a presença de biotitos em zonas de cisalhamento em hiperstenitos. Na descrição de lâminas delgadas, feições de substituição de hiperstênio por flogopita são observadas ao longo do plano 100 destes, e ainda, substituição total.

A paragênese cordierita, sillimantita, granada (encontrada nos ortognaisses ou paragnaisses graníticos) é comum em metapelitos metamorfizados em grau metamórfico elevado, sendo considerada como início do fácies granulito, mas ocorrendo também em fácies anfibolito. O desenvolvimento de cordierita ou granada dependem em parte da pressão, sendo que o crescimento de cordierita é favorecido pelas baixas pressões e granada pelas temperaturas elevadas.

7.4. METAMORFISMO/DEFORMAÇÃO vs MINERALIZAÇÃO

No presente trabalho, os corpos máfico ultramáficos foram interpretados como tendo se colocado durante a fase de deformação $D_n + 1$ em condições metamórficas em grau anfibolito. As principais evidências seriam os corpos intrusivos cortando o bandamento em grau granulito, a presença de foliação anastomosada em melanoritos com textura ígneas preservadas, indicando possivelmente uma deformação em estado viscoso-plástico.

A recristalização observada principalmente nas bordas dos grãos e nos planos de *kinks* permitem sugerir que os corpos noríticos-piroxeníticos de Caraíba podem ter se colocados durante metamorfismo anfibolítico associado ao evento $D_n + 1$.

Os corpos máfico-ultramáficos sofreram efeitos de deformação e metamorfismo posteriores à sua colocação. Os efeitos de deformação plástica foram observados nos minerais das rochas noríticas-hipersteníticas e estão representados por extinção ondulante, bandas de deformação, formação de grãos e subgrãos, desenvolvimento de *kinks* e geminação mecânica, migração mecânica de calcopirita e pirrotita.

Os efeitos da deformação $D_n + 1$ são observados também em zonas de concentração da deformação (zonas de cisalhamento) onde os cristais de piroxênio e plagioclásio tendem a rotacionarem na direção de cisalhamento formando uma foliação milonítica.

A presença de feições como extinção ondulante, poligonização e recristalização indicam segundo trabalhos experimentais alta temperatura e regime de tensão baixa ao passo que geminações mecânicas tendem a formar em regiões de temperatura baixa e tensão alta (Ave

Lallement, 1978). A presença de feições de deformação, dos dois extremos referidos acima, em piroxenitos poderiam indicar que condições intermediárias entre os dois extremos, ou que no período de tempo as condições variaram em alta temperatura e baixa tensão, para alta tensão e baixa temperatura (Ave Lallement, 1978).

No modelo proposto por Oliveira (1990), de intrusões compostas para os corpos máfico-ultramáficos, pode-se supor que durante um tempo pode ter ocorrido uma intrusão de um magma piroxenítico em um piroxenito já solidificado que provocaria a mudança de condições de temperatura baixa e tensão alta para temperatura alta e tensão baixa. Desta forma, pode-se sugerir para Caraíba que em certo período de tempo ocorreu condições intermediárias entre os dois extremos referidos, de modo semelhante ao sugerido por Saggerson & Logan (1988) para os ortopiroxênio da intrusão gabróica de Komapoort na África do Sul, que apresentam as mesmas feições intracristalinas dos piroxenitos de Caraíba.

Além de feições de deformação e metamorfismo em alto grau, os piroxenitos e noritos de Caraíba mostram evidências de deformação e metamorfismo em níveis crustais rasos. Porém em muitos casos, esta parte da história deformacional não é acompanhada por reações de substituição mineral.

É consenso geral, que os processos metamórficos regionais ocorrem em condições de razão fluido/rocha baixa onde os minerais das rochas controlam a composição do fluido (Fyfe *et al.*, 1978). Localmente, dentro de ambientes metamórficos regionais onde observa-se a formação de veios e desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, as quais associam-se profundas modificações na mineralogia das rochas encaixantes originais pode ocorrer condições de razão fluido/rocha alta e, neste caso, a composição dos fluidos pode controlar os tipos e a composição dos minerais formados (Fyfe *et al.* 1978).

Em Caraíba os piroxenitos e noritos sofreram uma história tectono-metamórfica de alta temperatura marcada pelas feições de deformação plástica e em resposta a esta deformação a calcopirita e pirrotita migraram ao longo de caminhos livres como por exemplo descontinuidades, fraturas e locais de baixa deformação em porfiroclastos.

Reações metamórficas em piroxenitos são principalmente caracterizadas em zonas de descontinuidades onde pode ser observado a passagem de hiperstênio para biotita e (ou) hiperstênio para anfibólio. Para que o hiperstênio se transforme em hornblenda e biotita é necessário que haja a adição de fluidos ricos em potássio e cálcio no sistema. A localização de feições de substituição ao longo de zonas de cisalhamento, permite sugerir que durante a história tectono-metamórfica de alta temperatura, o piroxênio sofreu desestabilização para minerais

hidratados somente em zonas que permitiram a entrada de fluidos.

A presença de grãos idiomórficos de magnetita nos piroxenitos pode ser devido a processos de recristalização em alta temperatura, seguida por oxidação e resfriamento, que se acham materializadas pelas exsoluções de ilmenita e espinélio na magnetita.

Por outro lado, piroxenitos deformados em níveis crustais mais rasos (onde os piroxênios apresentam uma redução de granulação) e cortados por veios de calcopirita mobilizada, mostram associações minerais de clorita, carbonato e quartzo nas zonas de contato do veio com os piroxenitos. A falta de reações de substituição entre os cristais pode ser indicativa de que, ao longo destes veios e durante este processo de mobilização a razão fluido/rocha pode ter sido mais alta. Os sulfetos mostram a história de baixa temperatura através de lamelas de exsoluções de cubanita na calcopirita e macknowita na pirrotita, que podem estar presentes na mineralização disseminada e filoniana.

Como descrito anteriormente, os sulfetos podem sofrer mobilização em direções preferenciais, que são representadas por fraturas de extensão do tipo Riedhel R e R' desenvolvidas em condições metamórficas de fácies xisto-verde. Estas fraturas cortam todos os litotipos do Vale do Rio Curaçá e em escala microscópica são representadas por microfraturamentos que cortam todos os grãos (até os recristalizados) e encontram-se cicatrizadas por minerais de baixo grau (como clorita, carbonato, quartzo e epidoto). Nos piroxenitos encontram-se cicatrizadas principalmente por calcopirita.

Em resumo, apesar da mineralização ser originalmente ígnea, a história de metamorfismo e deformação foram importantes no processo de mobilização. A mobilização em muitos casos proporcionou a formação de bolsões de sulfetos maciços e de filões. O processo de mobilização ocorreu em condições metamórficas de fácies anfibolítica até xisto verde. Em condições de alto grau, tanto os silicatos como os sulfetos responderam de forma plástica à deformação, já em condições de baixo grau os silicatos se comportaram de maneira rúptil enquanto os sulfetos responderam plasticamente.

Reações metamórficas características de fácies xisto-verde em silicatos são representadas pela passagem de biotita para clorita, passagem de hiperstênio para clorita, substituições de plagioclásio por epidoto e sericita, hornblenda para epidoto, exsoluções de cubanita na calcopirita e exsoluções de macknowita na pirrotita.

7.5. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O estudo das relações paragenéticas estabelecido para o Vale do Rio Curaçá revelou a existência de dois conjuntos de paragêneses principais associadas a estruturas bastante distintas.

O contexto tectono- metamórfico Mn que está temporalmente associado ao evento Sn e ocorreu em condições de fácies granulítica. A estreita relação de Mn com Sn é caracterizada pela trama planar definida pelos minerais metamórficos (hiperstênio e plagioclásio).

O evento direcional Sn + 1 esteve associado a um metamorfismo de fácies anfibolítica. Este evento é observado nos litotipos mais antigos pela reações de substituições em grau mais baixo, em muitos casos não desenvolvendo uma foliação, pela transposição da foliação Sn +1 sobre Sn, que é marcada por cristais de biotita formando uma nova foliação. Este fato é principalmente identificado em lâminas delgadas.

Devido os piroxenitos cortarem o bandamento metamórfico em fácies granulítica, por apresentarem foliação ígnea primária com padrão anastomosado e por rotacionarem no sentido de cisalhamento, eles foram colocados temporalmente associados ao evento direcional Dn +1, em condições metamórficas de fácies anfibolítica.

Os efeitos desta deformação e metamorfismo são representados por feições de deformação intracristalina e de substituições em grau anfibolítico. As principais reações de substituições de piroxênio por biotita e hornblenda ocorrem ao longo de microzonas de cisalhamento e fraturas.

A presença de feições intracristalinas de alta temperatura e baixa tensão (como recristalização, poligonização e extinção ondulante) junto com feições de baixa temperatura e alta tensão podem ser resultado de uma intrusão de um magma piroxenítico num piroxenito quase cristalizado, que poderia resultar na mudança das condições de tensão e temperatura. Desta forma, o modelo de Oliveira (1990) de múltiplas intrusões para o complexo máfico-ultramáfico parece ser o mais satisfatório para explicar estas feições de deformação intracristalina.

Reações de retrometamorfismo em fácies xisto-verde são identificadas principalmente por processos de sericitização e saussuritização do plagioclásio, transformações de hornblenda para epidoto, de biotita para clorita, e pelas lamelas de exsoluções de cubanita na calcopirita e macknawita na pirrotita.

Durante o metamorfismo anfibolítico, os sulfetos com comportamento mais plástico, como calcopirita e pirrotita sofreram mobilização mecânica e promoveram cicatrização de fraturas nas rochas máfico-ultramáficas. Esta mobilização ocorreu também em temperaturas características de fácies xisto verde, que é, principalmente, caracterizada pelo desenvolvimento de fases mineralógicas de grau baixo, como clorita, carbonato e quartzo.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

8.1. SÍNTESE

Os principais objetivos deste trabalho foram: estabelecer o posicionamento dos corpos máfico-ultramáficos na evolução estrutural do Vale do Rio Curaçá e tentar diagnosticar os processos envolvidos na sua gênese e na dos sulfetos presentes.

Para atingir estes objetivos foram realizados estudos com o intuito de: 1) estabelecer as relações paragenéticas entre silicatos, sulfetos e óxidos, 2) identificar o comportamento reológico das rochas através do estudo de comportamento de fases minerais isoladas tendo em vista a sua importância no desenvolvimento e entendimento da mineralização.

Durante o mapeamento geológico efetuado foram separados três conjuntos litológicos distintos: a suíte dos granitóides, os gnaisses migmatíticos e as rochas máfico-ultramáficas.

A estratigrafia da região foi estabelecida por Sá *et al.* (1982) e no presente trabalho usou-se a ordem cronológica sugerida por estes autores, com exceção dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados de Caraíba que foram considerados como sendo mais novos. Merece destacar, que estudos mais sistemáticos devem ser realizados para a determinação mais precisa da cronologia da estratigrafia. Estes estudos devem incluir trabalhos de mapeamento geológico, geocronologia, estudos petrográficos e geoquímicos.

Estruturalmente, a região foi submetida a um evento tectônico Transamazônico, no qual foram separadas duas fases de deformação progressiva. Cada uma delas desenvolvendo estruturas em condições tectono-metamórficas distintas:

- A mais antiga D_n foi responsável por um movimento tangencial de baixo ângulo em condições metamórficas que atingiu o grau granulito e gerou uma foliação S_n. Os litotipos pertencentes à suíte dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos apresentam uma trama planar que é formada pela intercalação de níveis máficos, representados por hiperstênio, e níveis félsicos de plagioclásio, quartzo e K-feldspato. Este bandamento metamórfico é paralelo à foliação S_n. Durante essa fase as fases cristalinas responderam de forma plástica à deformação. Esta feição é demonstrada por extinção ondulante, bandas de deformação, formação de grãos e subgrãos e pelo desenvolvimento de geminação mecânica nas porções mais félsicas.
- A fase D_n + 1 implantou-se em um regime transcorrente sinistral em condições metamórficas de fácies anfibolítica. Durante esta fase ocorreu a colocação de corpos graníticos e possivelmente dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre.

Os *augen* gnaisses graníticos possuem também um bandamento composicional bem característico que é paralelo à foliação $S_n + 1$. Esta trama planar é caracterizada pela presença de *ribbons* de quartzo, pelos cristais de microclínio e plagioclásio alongados e feições de recristalização e recuperação. Feições de deformação após a recristalização são marcadas por extinção ondulante e por bandas de deformação nos grãos recristalizados.

Os granitos róseos e cinza não apresentam uma trama planar bem desenvolvida, em macroescala, mas em microescala, observa-se uma orientação marcada por cristais de quartzo, biotita e feldspato com uma orientação preferencial. Os cristais de quartzo mostram feições de recristalização mas não chegam a desenvolver *ribbons*.

A mineralização de cobre está hospedada nas rochas norítico-hipersteníticas e pode ocorrer de forma disseminada, em bolsões e em microveios. O estudo petrográfico permitiu separar dois tipos de paragêneses distintas de sulfetos e óxidos que são :

- Paragênese do tipo I: por calcopirita, bornita e magnetita, ilmenita e hercinita.
- Paragênese do tipo II: por calcopirita, pirrotita, pentlandita, magnetita (sem exsoluções), macknawita e cubanita.

Durante o evento $D_n + 1$ instalaram-se também no Vale do Rio Curaçá zonas de cisalhamento transcorrente sinistral e dextral. Estas zonas de cisalhamento foram responsáveis pela formação de piroxenitos e granitos milonitizados e ainda por mobilização de sulfetos de cobre e ferro (calcopirita e pirrotita) que formaram bolsões ou veios.

8.2. CONCLUSÕES SOBRE A MINERALIZAÇÃO

Apesar dos corpos máfico-ultramáficos intrusivos de Caraíba possuírem composição mineralógica semelhantes à rochas de fácies granulítica, ou seja hiperstênio e plagioclásio, isto não significa que eles tenham sido metamorfizados em grau granulito, o que é claramente mostrado pelas relações intrusivas, como referido oportunamente e também pelas texturas ígneas observadas.

Feições de deformação intracristalina em piroxênio e plagioclásio, representadas por recristalização e recuperação indicam que as rochas máfico-ultramáficas sofreram deformação de alta temperatura após a sua colocação ou concomitante a ela. Considerando que a recristalização de plagioclásio ocorre extensivamente em temperaturas superiores a 550°C (Marshall & McLaren, 1977) e que não se observa recristalização intensiva de piroxênio e plagioclásio (apenas em suas bordas) pode-se concluir que tais transformações possam ter ocorrido em condições compatíveis

com fácies anfíbolito, que está bem caracterizada na fase deformacional Dn + 1.

Por outro lado, rochas ígneas pobres em minerais hidratados, como os piroxenitos e noritos de Caraíba, quando submetidas a metamorfismo em condições de fácies anfíbolito só desestabilizarão seus minerais se houver entrada suficiente de fluido aquoso. Isto não ocorrendo, o metamorfismo será expresso pelas feições de deformação intracristalina típicas de níveis crustais profundo como recristalização e recuperação. A recristalização destes minerais (hiperstênio e plagioclásio) neste caso poderá ocorrer em temperaturas inferiores aquelas necessárias para a formação de paragênese de grau granulítico (Hyndman, 1985, p 605).

Estudos petrográficos nos hiperstenitos e noritos mostraram feições de deformação plástica como extinção ondulante, bandas de deformação, formação de grãos e subgrãos, desenvolvimento de *kinks* e geminação mecânica. Trabalhos experimentais em piroxênio mostram que fenômenos como recristalização tectônica, extinção ondulante indicam uma temperatura alta e tensão baixa e que geminação mecânica tendem a se desenvolver em condições de temperatura baixa e tensão alta (Avé Lallement, 1978). A presença das duas feições de deformação acima são indicativas que as condições podem ter variado de alta deformação - baixa temperatura para alta temperatura-baixa deformação. No modelo proposto por Oliveira (1990) seria possível a intrusão de um magma piroxenítico em um piroxenito parcialmente ou totalmente cristalizado, resultando na mudança de condições alta tensão-baixa temperatura para alta temperatura-baixa tensão, como descrito por Saggerson & Logan (1988).

A deformação imposta às rochas mineralizadas permitiu a migração dos sulfetos calcopirita e pirrotita por fluxo mecânico. Em consequência, observa-se frequentemente calcopirita na forma de bolsões e veios em zonas de cisalhamento que cortam os piroxenitos e no contato destes com os gnaisses migmatíticos. O processo de mobilização mecânica iniciou-se em temperaturas de fácies anfíbolítica e continuou até temperaturas de fácies xisto-verde envolvendo aporte de fluidos potássicos e cálcicos, como testemunhado pela presença de epidoto, carbonato, quartzo, clorita, hornblenda, biotita.

O processo de mobilização em fácies xisto verde ocorreu em nível crustal raso, que é evidenciado pela redução de granulação de piroxênios por cataclase e sua substituição em alguns casos por clorita, além de formação de cubanita e macknawita.

Feições texturais na mineralização disseminada da paragênese do tipo I permitiram sugerir que a fase inicial (ígnea) tinha a composição da solução sólida intermediária (iss), que durante o resfriamento se decompôs em calcopirita e bornita e que as condições de fugacidade de oxigênio eram relativamente altas (mostrado pela magnetita com exsoluções de hercinita e

ilmenita) e a de enxofre baixa (ausência de pirita e pirrotita).

A paragênese do tipo II pode ser interpretada como resultante da decomposição da solução sólida monossulfídica, sendo que os minerais cubanita e macknawita caracterizam condições de equilíbrio em temperaturas mais baixas. Esta paragênese se formou em condições de fugacidades de enxofre mais altas do que as do tipo I e é mais empobrecida em cobre e oxigênio.

Os dois tipos de paragêneses foram considerados como resultantes da diferenciação do magma parental antes de sua colocação. Quando da separação da solução sólida monossulfídica, o líquido residual ficou mais enriquecido em cobre (paragênese do tipo I). Em seguida, a decomposição da solução sólida monossulfídica na solução sólida da pirrotita e na solução sólida intermediária (iss) teria produzido um líquido mais empobrecido em cobre (paragênese do tipo II) do que o líquido residual.

As interpretações sugeridas para as paragêneses acima são, deste modo, compatíveis com um modelo de intrusões compostas para os corpos piroxeníticos e noríticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMANN, D. *et al.* Sapphirine Parageneses from the Caraíba Complex Bahia, Bahia, Brazil: The influence of the Fe²⁺- Fe³⁺ distribution on the stability of sapphirine in natural assemblages. *Journal Metamorphic Geology*, vol.5, p. 323-339.1987.
- ALMEIDA, F. F.M. O Cráton do São Francisco. **REV. BRAS. GEOC.** São Paulo:SBG, vol. 7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. Introdução. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (eds.).O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 1-5.
- ALMEIDA, F.F.M. *et al.*; Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Sciences reviews**. vol 17, p.1-29, 1981.
- ÂMCOFF, Ö & FIGUEREIDO, B.F. Mechanisms of retrograde changes in oxides minerals from the Proterozoic Serrote da Lage Deposit, Northeastern Brazil. **Mineralium deposita**, vol. 25, 313 - 322. 1990.
- ARUTYUNYAN, L.A. *et al.* Differentiation during crystalization of ore sulphide melts, Pennsylvania. **Geochemistry international**, vol. 30, n. 4, p. 54 - 63. 1993.
- AVE LALLEMENT, H.G. Experimental deformation of diopside and websterite. **Tectonophysics**, vol. 48, p. 1-27. 1978.
- BARBOSA, J.S.F., FONTEILHES, M. Caracterização os protólitos da Região Granulítica do Sul da Bahia- Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, vol. 19, n.1, p. 3-16. 1989.
- BARBOSA, J. S.F. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil- An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: VIELZEULF, D, & VIDAL, (eds.). **Granulites and Crustal Evolution**. Netherlands: Kluwer, 1990, p. 195-221.
- BARBOSA, J. S.F Constitution Lithologique et Metamorphic de la Region granulitique du Sud de Bahia, Brésil. Université Pierre et Marie Curie (Paris), Mémoire Sciences de La Terre. **Tese de doutorado**, 1986. 401p .
- BARD, J.P. **Microtextures of the igneous and metamorphic rocks**. Tokyo: D. Reidel Publishing Company, 1986. 264p.
- BARKER, A.J. **Introduction to metamorphic texture and microstructures**. New York, Chapman & Hall, 1990. 170p.
- BARNES, H.L. Sulfide mineral stabilities In: BARNES, H.L. (ed.). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. Pennsylvania: John Wiley & Sons, 1979. p. 278-403.

- BATTACHARYYA, C. An evolution of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. *The American Mineralogist*, vol.56, p. 498-501. march-april, 1971.
- BEACH, A. The mineralogy of high temperatures shear zones at Scourie, N.W. Scotland. *Journal of Petrology*, vol.14, p. 231-248. 1973.
- BELLO, R.M.S. & VALARELLI, J.V. Ocorrência de teluretos no minério de cobre de Surubim, Vale do Curaça, Ba. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, vol. 58, n. 1, p. 164. 1986.
- BELLO, R.M. S.; et. al. Óxidos de Fe e Ti do depósito de cobre de Surubim, Vale do Rio Curaça. *Rev. Bras Geoc.*, São Paulo, vol.2, 149-161, 1988.
- BEST, M.G. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, Freeman, 1982, p. 630.
- BOER, R.H.; MEYER, F.M.; CAWTHORN, R.G. Stable isotopic evidence for crustal contamination and desulphidation of the cupriferous Koperberg Suite, Namaqualand, South Africa. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol.58, n. 12, p. 2677-2688. 1994.
- BOUSSIERI, G. & VAUCHEZ, A. Deformation on naturelly par cisaillemente ductile d'un granite de Grande Kabyle occidentale (Algerie). *Tectonophysics*, vol. 51, p. 57-81, 1978.
- BRODIE, K.H. & RUTTER, E.H. 1985. On the relation between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: THOMPSON, A.B. & RUBIE, D. C. (eds.), *Metamorphic reactions kinetics, texture e deformation*, New York, 1985, p.138-179.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. Iron-titanium oxide minerals and their syntetic equivalents. *Journal petrology*, vol. 5, p. 310-357. 1964.
- CAWTHORN, R.G. & MEYER F.M. Petrochemistry of the Okiep Copper District basic intrusive bodies Northwester Cape Province South Africa. *Economic geology*. vol.88, p. 590-605. 1993.
- CONCEIÇÃO, H. et al. The Itiuba alkaline syenite massif Bahia state (brazil): Mineralogical geochemical and petrological constraints- relation to the genesis of rapakivi magmatism. *Precambrian Research*, vol 51, 283-314, (1991).
- CONCEIÇÃO, H. Petrology of the syenites from the Salvador-Curaça Mobilie Belt, Bahia-Brazil: Geodinamic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. vol.65, supl. 1, p. 17-32. 1993.
- CONRADIE, J.A. & SCHOCH. Petrographical characteristics of the Koperberg Suite South Africa- An anology to massif-type anorthosites. *Precambrian Research*. vol. 31, p. 157-188. 1986.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. The geologic evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. vol 12, p. 78-88. 1982.

- COX, S.F. Flow mechanism in sulphide minerals. **Ore geology reviews**. vol. 2, p. 133- 171. 1987.
- CRAIG, J.R. & KULLERUD, G. Phase relations in the Cu- Fe- Ni- S systems and their application to magmatic ore deposits. In: WILSON, H. D. B. (ed.). **Magmatic ore deposits, Economic Geology. Monogr.**, vol. 4, p. 344-358. 1969.
- CRAIG, J. R. Sulfide fase equilibria. The Sistema Cu-Fe-S. In: RIBBE, P. H. (ed.), **Reviews in mineralogy, Sulfide Mineralogy**. Virginia. vol. 1, 1982. CS-58-CS89.
- CRAIG, J. R. & VOKES, F.M. The metamorphism de pyrite and pyritic ores: an overview. **Mineralogical Magazine**, vol.57, p. 3-18. 1993.
- DAVIS, G.H. **Structural geology of rocks and regions**, New York, Jonh Willey, 1984. 341p.
- DEBAT, P. et al. Optical studies of natural deformation of microstructures in feldspars (gnaisses and pegmatites from occitania Southern France). **Lithos**, vol.11, p. 133-145. 1978.
- DEER. W. A. et al. **Minerais constituintes das rochas** , tradução por Conde, L. N., Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian/ 1966.
- DELGADO, I.M., SOUZA, J.D. Controles regionais e locais das mineralizações de cobre do Vale do Rio Curaça e suas implicações práticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. **Anais ...** Ouro Preto, SBG, 1976, vol.3, p. 59-69.
- DELGADO, I.M. & SOUZA Projeto Cobre-Curaçá- parte 1. In: Brasil-DNPM- **Cobre do Vale do Rio Curaça**, Estado da Bahia. **Geologia** 20, Seção Geologia Econômica 3, 1981, p. 7-149.
- DRURY, M. & URAI, J.L. Deformation related recrystallization process. **Tectonophysics**, vol.172, p. 235-253, 1990.
- ETHERIDGE, M. A., Deformation and recrystallization of orthopyroxene from the Giles Complex, Central Australia, **Tectonophysics**, vol. 25, 87-114, 1975.
- FIGUEIREDO, M.C.H. Geoquímica das Rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia. In: INDA, H.A.V., MARINHO, M.M., DUARTE, F.B. (EDS.) **Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: textos básicos**. vol. 4, 1981, p. 1-71.
- FIGUEIREDO, M.C.H. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early proterozoic subduction- relation magmatic arc. **Journal of South American Earth Sciences**, vol.2, p.131-145. 1989.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUES, J.M.L. & MISI, A. (eds.). **O Cráton do São Francisco**, Salvador-Bahia: Cap. 5, 1993, p. 63-84.

- FYFE, W.S. et al. **Fluids in the earth's crust. Development in geochemistry**: New York: Elsevier scientific publishing, 1978. 383p.
- GAAL, G. et al. New U-Pb data from the granitoides, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. In: **International Symposium on Granites and Associated Mineralizations**, Salvador, Brazil, 1987. January.
- HAGGERTY, S.E. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: Rumble, D. (ed.). **Oxide minerals**. Mineral. soc. Am, 1976, vol. 3, short course notes, p. Hg 1- Hg 100.
- HAGGERTY, S.E. Opaque mineral oxide in terrestrial igneous rocks. In: Rumble, D. (ed.), **Oxide minerals**. Mineral. soc. Am. , 1976, vol. 3, short course notes, p. Hg 101- Hg 300.
- HANMER, S. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. **Journal Structural Geology**, vol. 4, p.197-213. 1982.
- HASUI, Y., et al. Geology and copper mineralization of Curaça River Valley- Bahia. **Rev. Bras.de Geociências**, São Paulo:SBG, vol. 12, n. 1-3, p. 463-474, mar-jun-set, 1982.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. CURSO... Belém, SBG/UFPA, 1988. 86p.
- HYNDDMAN, D.W. **Petrology of igneous and metamorphics rocks**. McGraw-hill publishing company , 1985. 786p .
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J. F. Mapa Geológico do Estado da Bahia (escala 1: 1.000.000). Secretária de Minas e Energia do Estado da Bahia, (1978)
- Jl, S. & MAINPRICE. D. Recrystallization and fabric development in plagioclase. **The Journal of Geology**, vol. 98, n. 1, p. 65-79, janeiro. 1990.
- KNIFE, R.J., WINSTCH, R.P. Heterogeneous deformation, foliation development and metamorphic processes in a polyphase milonite. In: THOMPSON A. B. & RUBIE, D. C. (eds.). **Metamorphic reactions kinetics, texture and deformation**, New York, 1985, p. 138-179.
- KULLERUD, G. Thermal stability of pentlandite. **Canad. Mineral**, vol. 7, p.353-366. 1963.
- LAURENT, P. Structure et pétrologie de la bande blastonylonitique de Badajoz-Cordoba (chayne hercyienne Sud - Iberique) à l'Est d' Azuaga (Espagne). Description et interpretation de la déformation dans le blastomylonite France, 105p. **Ph. D.Thesis, Montpellier**, Lab. Geol. Struct - Univ. Sci. Techn. Lang.). 1974.
- LEBEDE, S. & HOPPE, A. Os sedimentos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Ba). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. 1990, Natal. **Boletim de Resumos...** Natal, SBG, 1990, p.354.
- LEINZ, V. Gênese da jazida de cobre de Caraíba- Ba. **Mineração & Metalurgia**, vol. XII, n.72, p. 277-278, março- abril. 1948.

- LINDENMAYER, Z.G. Evolução Geológica do Vale do Rio Curaça e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: INDA, H.A.V.; MARINHO, M.M. & DUARTE, F.B. (eds.). **Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: textos básicos**. Salvador, Secretária de Minas e Energia/ Coordenação da Produção Mineral, 1981. v. 4, p. 72-110.
- MANDETTA, P., Aspectos geológicos e petrogenéticos das associações máfica-ultramáficas da região de Caraíba, Vale do Rio Curaça, Bahia. Tese de mestrado submetida a UFBA.
- MARSHALL, D.B. & McLAREN, A.C. Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspar. **Phys. Chem. Miner.**, vol. 1, p. 351-370, 1977.
- MARSHALL, B. & GILLIGAN, L.B. An introduction to remobilization: Information from ore-body geometry and experimental consideration. In: MARSHALL, B. & GILLIGAN, L. B.(eds.). **Mechanical and Chemical (re)mobilization of metalliferous mineralization. Ore Geology Reviews**, vol. 2, p. 87- 131, 1987.
- MARSHALL, B. & GILLIGAN, L. B. Remobilization syn-tectonic processes and massive sulphide deposits. **Ore Geology Reviews**, vol.8, 39-64, 1993.
- MASCARENHAS, J. F. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. **Textos básicos**, SME-Ba, vol. 2, p. 57-157, 1979.
- MC CLAY, K.R. **The mapping of geological structures**. London, Jonh Wiley & Sons, 1987, 161p .
- MCDONALD, J.A. Metamorphism and its effects on sulphide assemblages. **Mineralium deposita**, vol. 2, p. 200-220, 1967.
- MELO, R.C. et al.. **Programa de Levantamentos Geofísicos Básicos do Brasil**. Pintadas. Folha SC. 24 - Y- D- V. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, 1991.
- MERCIER, J.C.C. Olivine and piroxenes. In: WENK, H. (ed.). **Preferred orientation in deformed metal and rocks: An introduction to modern texture analysis**, Academic press, 1985, p. 407 - 430.
- MITCHELL, A.A. The stratigraphy, petrology and mineralogy of the main zone of Northwestern Bushveld Complex. **S. Afr. J. Geology**, vol. 93, n. 5-6, p. 818-831. 1990.
- MOOKHERJEE, A.O. Ore and metamorphism: temporal and genetic relationship. In: K. H. WOLF (ed.). **Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits**, vol.4. Eselvier, Amsterdam, 1976, p. 203-260.
- MULJA, T. & MITCHELL, R.H. Platinum-group minerals and tellurides from the Geordie Lake intrusion, Coldwell Complex, northwestern Ontario. **Canadian Mineralogist**, vol. 28, part 3, p. 489-501. 1990.
- MYASHIRO, A. **Metamorphism and metamorphic belts**. London, George Allen & Unwin, 1975. 429p.

- NALDRET, A.J. Experimental studies on sulfide, sulfide oxide and sulfide silicate systems. In: NALDRET A.J. (ed.). **Magmatic sulfide deposits**. New York. Oxford, Clarendon Press, 1989, p.17-38.
- NICOLAS A., POIRIER, J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Jonh Willey & Sons, 1976. 444p.
- O'HARA, K. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origen for pyhyllonite in an over thrust setting North Caroline USA. **Tectonophysics**, vol. 156, 21-36, 1988.
- OLIVEIRA, E.P. & LAFONT, J.M. Age of the ore-rich Caraiba and Medrado máfico-ultramáfico, Bahia-Brazil by single zircon Pb evaporation. Submetido ao **V Cong. Bras de Geoquímica**. Inédito, out, 1995. 4p.
- OLIVEIRA, E.P. Novos conceitos sobre o complexo máfico-ultramáfico cuprífero da Mina de Caraíba, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, vol. 19, n. 4, p. 449-461, dezembro. 1989.
- OLIVEIRA, E.P. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the precambrian Curaça Terrene, Brazil. **PhD thesis**, University of Leicester, U. K. may 1990, 287p.
- OLIVEIRA, E.P. & CHOUDHURI, A. Sulphur isotope geochemistry indicative of a mantle source for the Caraíba copper sulphides: Brasil In: Simpósio do Craton do São Francisco, 2, 1993. **Anais...** Salvador, SBG, 1993. vol.1, p.351-352.
- OLIVEIRA, E.P. & LACERDA, C.M.M. Field evidences for the synkinematic emplacement of the Caraíba hipersthenites, Bahia, Brazil. In: Simpósio do Craton do São Francisco, 2, 1993. **Anais...** Salvador, SBG, 1993. vol.1, p. 89-92.
- PADILHA, V.V.; MELO, R.C. **Evolução geológica Mundo Novo- Folhas 24-Y-D-IV** In: LOUREIRO, H. S. C. (org.) . Estado da Bahia. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil DNPM/CPRM, 1991.
- PADILHA, A. V. et al.. The ciclo Jequié no Sudeste da Bahia- Uma colisão arco de ilhas continente no Arqueano Superior. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1990a , 33. 1990a, Natal. **Boletim de resumos**, Natal, SBG, 1990a, 345.
- PADILHA, A.V. et al.. Orógeno Curaça-Ipirá, uma contribuição a geologia da região Centro-Nordeste do estado da Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Boletim de resumos...** Natal, SBG, 1990b, 346P.
- PARK, R.G. **Foundation of structural geology**. New York: Black & Sons, 1989, 147p.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. **Microtectonics**. Ed Springer Verlag (no prelo) (1995)
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H. & TOBISCH, O.T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoides. **Journal Structural Geology**, vol. 13, n. 3, p. 349-363, 1989.

- PRYER, L.L. Microstructures in feldspar from major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. **Journal Structural Geology**, vol. 15, n. 1, p. 21-36, 1993.
- RAMSAY, J. G. & HUBBER, M. I. **The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures**. London, Academic press. 1987. 700p.
- REYNOLDS, J.M. The nature and origin of the titaniferous magnetite rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex: A reviews and synthesis. **Economic Geology**. vol. 80, p. 1089-1108. 1985.
- RIBEIRO, J.A.S. Cobre **Sumário Mineral**: Brasília, vol. 14, 1994. p. 42-43
- ROCHA. W.J.S.F. Controles da mineralização no depósito Caraíba . Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1, 1987, UFBA, Salvador. **Boletim de Resumos...** Salvador, 1987. p. 77-79.
- SA, E. P. & REINHARDT, M. C. Aspectos metalógicos de prospecção mineral do Vale do Rio Curaça- Bahia. In: Simp. Bras. sobre Técnicas Exploratórias Aplicadas a Geologia, 1984, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG, 1984, p. 250-278.
- SÁ, E.F. ; ARCHANJO, C.J. & LEGRAND, J.M. Structural and metamorphic history of the part of the high-grade terrain in Curaça Valley, Bahia, Brazil. **Rev. Bras. de Geociências**, vol. 12, n.1-3, p. 251-262, mar-set. 1982.
- SAGGERSON, E.P. & LOGAN C.T. Deformation and chemistry of calcic piroxenes in granophyric gabbro. **South Africa Journal Geology**, vol. 91, n. 4, p. 439- 449. 1988.
- SCHNEIDER, A. Piroxenitos cupríferos de Caraíba, **Mineralogia e Metalurgia**, vol. XV, n.90, p. 271-276, março e abril, 1951.
- SCHOCH, A.E. & CONRADIE, J.A. Petrochemical and mineralogical relationships in the Koperberg Suite, Namaqualand, South Africa. **American Mineralogist**, v.75, p. 27-36. 1990.
- SHIMA, H., NALDRETT, A.J. Solubility of sulfur in ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. **Economic Geology**, vol.90, p. 960-967. 1975
- SILVA, F.J.L. ; CAVALCANTE, P.R.B.; SÁ, E.P.; SILVA, L.J.H. D'EL REY; MACHADO, J.C.M. In: Schobbenhaus C. & Coelho, C. E. S. **Principais Depósitos Minerais do Brasil**, DNPM, Brasil, vol. III, 1988, p. 11-31.
- SILVA. L.J.H. D'EL REY. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, In: SÁ, P.V.S. & DUARTE, F.B. (eds.). **Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, texto básico**. Salvador, Secretária de Minas e Energia/ Coordenação da Produção Mineral, 1985. vol. 6, 1985. p.67-136.
- SILVA. L.J.H. D'EL REY, et al. The mushroom-shaped Caraíba Cu-deposit, Vale do Rio Curaça- Bahia: Understanding the structural evolution of the Paleoproterozoic, granulitic Ipirá-Curaçá within the São Francisco Cráton. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camború. **Anais...** Camború, SBG, 1994. P.175-177.

- SILVA, M.G. O greenstone belt do Rio Itapicuru: Uma bacia do tipo *back-arc* de idade proterozoico inferior. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Boletim de resumos...** Natal, SBG, 1990. p.322.
- SIMPSON, C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **Journal Structural Geology**, vol.7, n°5, 503-511, 1985.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by mirmekite. **Journal Metamorphic Geology**, vol.94, p.261 -275, 1989.
- SINBSON, R.H. Fault rock and fault mechanism. **Journal Geol. Soc. Am.**, v.4, p. 297-314. p. 297-314. 1977.
- STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of the igneous rocks. **N. Jb. Miner. Abh.** vol. 107, p. 144-240. 1967.
- SPRY, H. H. **Metamorphic texture** .Oxford, Pergamon Press.1969.359p.
- STANLEY, C. J. , ROBERTS, A. C., HARRIS, D. C., Post-recrystallisation phenomena in metamorphosed strabound sulphides ores: a comment . **Mineralogical magazine**, vol. 58, 482-486, 1994.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEREIDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brasil: a review. **Precambrian research**, vol.53, p.1-22. 1991.
- TEIXEIRA, W. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco- Implicações tectônicas. In: DOMINGUES, J.M.L. & MISI, A. (eds.). **O Cráton do São Francisco**, Salvador, Bahia, 1993 p. 11-34.
- THORPE, In: SILVA, L.J.H. D'EL REY. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, In: SÁ, P.V.S. & DUARTE, F.B. (eds.). **Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, texto básico**. Salvador, Secretária de Minas e Energia/ Coordenação da Produção Mineral, 1985. vol. 6, 1985. p.67-136.
- TOWNEND, R.; FERREIRA, P. M., FRANKE, N. D. Caraíba, a new copper deposit in Brazil, **Trans. Inst. Min. Metall.** p. B159- B168, 1980.
- TULLIS, T. E. Microstructure and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. **Bull Geol. Soc. Am.**, vol. 84, 297-314, 1973.
- TULLIS, T. E. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. **Journal geophysics research**, vol. 58, 6263- 6268, 1980.
- TULLIS, T. E. Deformation of feldspar. In: RIBBE, P. H. (ed.), **Feldspar mineralogy, miner. soc. Am. Review.**, vol. 2, 1983 p. 247-323.
- VERNON, R.H. Deformation and recrystallization of the plagioclase grain. **Am. Mineral.**, vol. 60, p. 884 -888, 1975.

- VOKES, F.M. & CRAIG, J.R. Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores. **Mineralogical Magazine**, vol.57. 19-28, march, 1993.
- VOLL, G. Recrystallization of the quartz, biotite and feldspar from the Erstfeld to the Levuntina Nappe, Swiss Alps and its geological significance. schweiz. **Mineral petrology Metall**. vol. 56, p.641-647. 1976.
- VON GRUENEWALDT, G.; KLEMM, D.D., HENCKEL, J. DEHM, R.M. Exsolution features in titanomagnetites from massive magnetite layer and their host rocks of the upper zone Eastern Bushveld complex. **Economic geology**, vol. 80, p. 1049 -1061. 1985.
- WINKLER, H.G.F. **Petrogênese das rochas metamórficas**. Porto Alegre: Edgard Blucher, 1977 275p.
- YARDLEY, B.W. **An Introduction to metamorphic petrology**. London: Longman - Scientific & Technical, 1989. 248p.
- YUND, R.A. & TULLIS, J. Compositional change of minerals associated with dynamic recrystallization. **Cont. miner. petrol.**, vol. 108, p. 346-355. 1991.