

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências  
como requisito parcial à obtenção do  
Título de Mestre em Geociências

CARACTERIZAÇÃO DA "ZONA DE SUTURA" JACUÍ-CONCEIÇÃO DA APARECIDA, MG-  
LIMITE NORTE DO CINTURÃO ALTO RIO GRANDE:  
IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS

HENRIQUE LLACER ROIG 6/637

Prof. Dr. Alfonso Schrank  
Orientador

Este exemplar corresponde a  
redação final da tese defendida  
por Henrique Llacer Roig  
e aprovada pelo Conselho Julgador  
em 18/12/93.

Alfonso Schrank  
ORIENTADOR

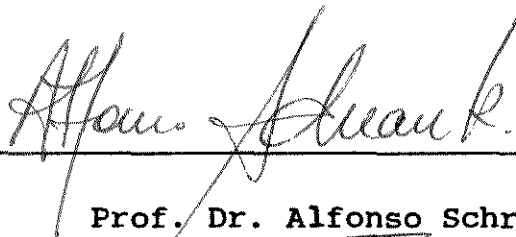
CAMPINAS - SP  
Fevereiro, 1993

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

A dissertação "Caracterização da "Zona de Sutura" Jacuí-Conceição da Aparecida, MG - Limite norte do Cinturão Alto Rio Grande: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas", elaborada por Henrique Llacer Roig e aprovada por todos os membros da Banca Examinadora foi aceita pela Subcomissão de Pós-graduação em Geociências como requisito parcial a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Campinas, 18 de Fevereiro de 1993.

Banca Examinadora



---

Prof. Dr. Alfonso Schrank  
(Orientador)



---

Prof. Dr. Rudolph A. Trouw  
(Examinador)



---

Prof. Dr. Ardemirio de Barros Silva  
(Examinador)

A Pepe, Terezinha,  
Kátia e Mary Rose.

## AGRADECIMENTO

A conclusão deste trabalho, não exatamente da maneira como planejada, só foi possível com a ajuda e incentivo de várias pessoas e instituições. Dentre elas, algumas colaboraram por despreendimento e amizade; outras, o fizeram ainda, como parte de suas obrigações rotineiras. A todas sem exceção e me abstendo de citar nomes para não cometer injustiças, quero deixar registrado o meu sincero e comovido agradecimento.

CARACTERIZAÇÃO DA "ZONA DE SUTURA" JACUÍ-CONCEIÇÃO DA APARECIDA, MG-  
LIMITE NORTE DO CINTURÃO ALTO RIO GRANDE:  
IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS

Henrique Llacer Roig

RESUMO

Os dados geológicos obtidos na área trabalhada em semi-detalle neste estudo, nos arredores de Petúnia - MG, integrados com os das áreas circunvizinhas - Jacuí e Conceição da Aparecida (SW de Minas Gerais) - permitiram individualizar, para a região, dois compartimentos tectono-estratigráficos distintos, um correspondendo a infra-estrutura e outro a supra-estrutura. Os terrenos pertencentes a infra-estrutura correspondem ao embasamento e foram denominados de Cinturão Campos Gerais, constituído por ortognaisses migmatíticos que contém sequências vulcano-sedimentares do tipo *Greenstone Belt*. Estruturalmente, são caracterizados por núcleos parcialmente preservados circundados por largas zonas de cisalhamento transcorrente, dúctil, de direção geral WNW. Estes núcleos preservados são caracterizados por metamorfismo de fácies anfibolito, enquanto que as zonas de cisalhamento catalizaram reações retrometamórficas para o fácies xisto verde.

Os terrenos pretencentes a supra-estrutura, denominados de Complexo Petúnia, agrupam principalmente gnaisses, localmente de características paraderivadas, contendo intercalações variadas de xistos psamíticos e pelíticos, além de corpos de metagabros e metaultramáficas. As metaultramáficas correspondem a metapiroxenitos, metaperidotitos e metadunitos, em geral foliados, que se apresentam, localmente, diferenciados que, junto com os corpos gabróicos e os cromititos podiformes, portadores de ligas de Os-Ir-Ru, podem representar sequências ofiolíticas dilaceradas pela tectônica. O estudo estrutural identificou dois eventos tectônicos, o primeiro, de caráter tangencial-obliquo, dúctil, é responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento, foliação regional e lineação mineral. Os indicadores cinemáticos deste evento caracterizam um transporte para ESE. O segundo evento tectônico é responsável por vários sistemas de falhas transcorrentes rúpteis, sinistrais, associadas a metamorfismo da zona de transição entre o fácies xisto verde e o prehnita-pumpellyita.

As diversas informações litológicas, estruturais e metamórficas obtidas neste estudo são compatíveis com a hipótese de uma tectônica oblíqua, com vergência para leste, provavelmente de idade Brasileira. Dentro deste contexto, o Cinturão Campos Gerais corresponderia ao prolongamento do Cráton do São Francisco parcialmente retrabalhado e o Complexo Petúnia seria correlacionável a base do Grupo Andrelândia, deslocando para norte o limite da Faixa Móvel Alto Rio Grande. Este limite é demarcado pela presença da faixa Jacuí-Conceição da Aparecida com os corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas que representam, possivelmente, fatias de uma sequência ofiolítica embutidas tectonicamente em metapelitos. A presença destas rochas metamáficas e metaultramáficas aliada a uma forte mistura, próximo ao contato, de litologias dos dois compartimentos permitem sugerir uma "zona de sutura" entre o terreno cratônico e a faixa móvel.

Com respeito à distribuição das mineralizações, esta nova compartimentação tectono-estratigráfica separa de modo coerente as várias tipologias de mineralizações. No Cinturão Campos Gerais permanecem somente as mineralizações sulfetadas associadas ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro, enquanto as mineralizações de cromo e ouro estão associadas as rochas ofiolíticas do Complexo Petúnia.

CHARACTERIZATION THE "SUTURE ZONE" JACUÍ- CONCEIÇÃO DA APARECIDA - MG,  
NORTHERN BOUNDARY OF ALTO RIO GRANDEE BELT:  
GEOTECTONIC AND METALLOGENETIC, IMPLICATIONS

Henrique Llacer Roig

ABSTRACT

An area in the Southwest of Minas Gerais, including the town of Petúnia, was divided into two distinct terrains, namely, Campos Gerais Belt and Petúnia Complex, both collectively called Campos Gerais Complex in earlier works. The former, and older, is an autochthonous terrain regarded as the basement to the latter. It is located in the northern part of the area and consists of migmatitic orthogneisses containing greenstone belt sequences. Structural and metamorphic data show that this basement underwent amphibolite facies metamorphism was affected by transcurrent ductile shear zones, all with a general west-northwest strike, that underwent retrograde metamorphism to greenschist facies grade.

The Petúnia Complex, considered allochthonous, is mostly made up of gneisses, with minor intercalations of psammitic and pelitic schists, possibly of supracrustal origin. Between the cities of Jacuí and Conceição da Aparecida, the Petúnia Complex includes a discontinuous belt of metagabbros and metaultramafic rocks. These rocks are mostly foliated and may contain Os-Ir-Ru alloys and sulphides-bearing podiform chromitites, hosted by metadunitic bodies, locally differentiated. All these features suggest that the mafic and ultramafic rocks may be the obducted slabs of an ophiolite sequence.

The structural and metamorphic data indicate also that the Petúnia Complex underwent two tectonic events. The first is characterized by a tangential tectonics that produced ductile deformation, shear zones, regional foliation and mineral lineation, and metamorphic conditions of amphibolite facies grade. Their kinematic indicators show a mass transport towards east-southeast. The second tectonic event, on the other hand, is characterized by brittle transcurrent faults, with sinistral sense, and metamorphic conditions between greenschist- and prehnite-pumpellyite facies grade.

On the basis of lithologic, metamorphic and structural data the following hypothesis is put forward for the geologic evolution: (i) The Campos Gerais belt is the southern extension of the São Francisco Craton, whereas the Petúnia Complex is correlated with the base of the Andrelândia Group; (ii) secondly, there might have been an oblique collision between two tectonic blocks during the Brasiliano event, with mass transport from W-NW to E-SE, obduction of an ophiolitic sequence, and mixing of lithologies from both terrains. The two last features characterize the "suture zone" between a cratonic block (São Francisco Craton) and a mobile belt (Alto Rio Grande mobile belt). This suggests that the boundary of the Alto Rio Grande mobile belt should actually be located further north.

The proposed division can also explain the regional distribution of mineral deposits, with massive sulphide deposits concentrated in the greenstone belt sequence of the Campos Gerais belt, and gold and chromium in ophiolitic rocks of the Petúnia Complex.

## CONTEÚDO

Agradecimento	
Resumo	
Abstract	
Conteúdo	
Índice de Figuras	
Índice de Tabelas	
Índice de Fotos	

### PRIMEIRA PARTE APRESENTAÇÃO

Capítulo 1 - Introdução.....	1
1.1 Apresentação e Objetivos.....	1
1.2 Localização e Situação da Área.....	2
1.3 Etapas e Métodos.....	4
Capítulo 2 - Contexto Geológico Regional.....	7
2.1 Comentários Preliminares.....	7
2.2 Grupo Araxá-Canastra.....	9
2.3 Complexo Varginha-Guaxupé.....	10
2.4 Complexo Campos Gerais.....	11
2.5 Problemas na Compartimentação do Complexo Campos Gerais	15

### SEGUNDA PARTE GEOLOGIA LOCAL

Capítulo 3 - Compartimentação Tectono-estratigráfica.....	21
3.1 Bloco Norte.....	21
3.2 Bloco Sul.....	30
3.2.1 Unidade Gnáissica.....	31
3.2.2 Unidade Metassedimentar-metaultramáfica.....	47
3.2.3 Unidade Metapsamítica.....	61
Capítulo 4 - Tectônica.....	64
4.1 Bloco Norte.....	65
4.1.1 Determinação dos Vetores Cinemáticos.....	67

4.2	Bloco Sul .....	68
4.2.1	Fase Deformacional $F_1$ .....	69
4.2.2	Fase Deformacional $F_2$ .....	69
4.2.3	Fase Deformacional $F_3$ .....	74
4.2.4	Fase Deformacional $F_4$ .....	75
4.2.5	Integração dos Dados Estruturais.....	76
Capítulo 5	- Metamorfismo.....	81
5.1	Bloco Norte.....	81
5.1.1	Relação Metamorfismo Versus Deformação.....	82
5.2	Bloco Sul.....	84
5.2.1	Rochas Metamáficas.....	84
5.2.2	Rochas Metaultramáficas.....	87
5.2.3	Rochas Metapelíticas.....	91
5.2.4	Relação Metamorfismo versus Deformação.....	93
Capítulo 6	- Mineralização de Cromo.....	97
6.1	Histórico.....	97
6.2	A Ocorrência da Faz. Catalão.....	97
6.2.1	Controle da Mineralização.....	98
6.2.2	Tipo de Minérios.....	100
6.2.3	Mineralogia do Minério.....	105
6.2.4	Classificação da Mineralização.....	107

TERCEIRA PARTE  
PROPOSTA DE COMPARTIMENTAÇÃO REGIONAL

Capítulo 7	- Proposta de Compartimentação Tectono-estratigráfica Regional.....	112
7.1	Cinturão Campos Gerais (Terranos Autóctones).....	117
7.1.1	Evolução Geológica dos terrones Autóctones.....	119
7.2	Complexo Petúnia (Terrenos Alóctones).....	120
7.2.1	Eventos Tectônicos nos Terrenos Alóctones.....	121
7.3	Implicações Geotectônicas.....	124
7.4	Implicações Metalogenéticas.....	126
Referências Bibliográficas.....		130



## índice de Figuras

- Fig.1 - Mapa de localização da Área de estudo.....3
- Fig.2 - Mapa geológico do SW de Minas Gerais, mostrando sua localização dentro das Províncias Estruturais de Almeida (1977) .....8
- Fig.3 - Bloco diagrama esquemático demonstrando a variação faciológica do *greenstone belt* Morro do Ferro, segundo Shimidt (1983).....14
- Fig.4 - Compartimentação tectônica para os terrenos do SW de Minas Gerais, segundo Teixeira et al. (1987).....15
- Fig.5 - Distribuição dos domínios de associações litológicas do SW de Minas Gerais, segundo Crosta et al. (1986).....16
- Fig.6 - Divisão tectôno-estratigráfica dos terrenos Pré-cambrianos do SW de Minas Gerais, segundo Schrank et al. (1990).....17
- Fig.7 - Mapa geológico simplificado da porção SW de estado de Minas Gerais, segundo Soares et al. (1990).....19
- Fig.8 - Diagrama de contôrno da foliação milonítica desenvolvida no Bloco Norte.....22
- Fig.9 - Diagrama de contôrno da lineação de estiramento encontrada nas rochas miloníticas do Bloco Norte.....22
- Fig.10 - Desenho esquemático mostrando as microestruturas desenvolvidas nos feldspatos alcalinos, típicas da fácies anfíbolito.....26
- Fig.11 - Diagrama de contôrno da foliação regional e milonítica desenvolvida nas rochas do Bloco

	Sul.....	30
Fig.12 -	Diagrama de contôrno da lineação mineral e de estiramento desenvolvida nas rochas do Bloco Sul.....	31
Fig.13 -	Perfil transversal ao contato entre os Blocos Sul e Norte. A) Ortognaisses com a foliação verticalizada. B) Biotita gnaisse milonítico com uma foliação de médio ângulo.....	32
Fig.14 -	Feições podiformes encontradas nos metagabros da Un. Gnáissica.....	38
Fig.15 -	Quadro esquemático mostrando as transformações minerais que acompanham as mudanças texturais nos metagabros.....	41
Fig.16 -	Perfil transversal a Unidade Metassedimentar-metaultramáfica.....	48
Fig.17 -	Bloco diagrama esquemático mostrando as relações entre foliações e minerais sin-metamórficos....	49
Fig.18 -	Relação entre os anfibólios. a) lamela de exsolução de cummingtonita. b) associação homotaxial de antofilita e tremolita.....	55
Fig.19 -	Relação S/C encontrada nas rochas miloníticas a) protomilonito; b) milonito; c) ultramilonito...66	
Fig.20 -	Afloramento do ultramilonito marcado por uma foliação verticalizada e uma fraca lineação sub horizontal. Note a presença de dobras sin-miloníticas assimétricas.....	67
Fig.21 -	Dobras isoclinais da fase F <sub>2</sub> , apresentando foliação plano axial S <sub>2</sub> .....	69
Fig.22 -	Boudinage de foliação: a) Fismoth; b) Fismoth com	

	remobilizado c) Pseudo-dobra d) <i>Boudinage</i> assimétrica.....	73
Fig.23 -	Estereograma mostrando os eixos das dobras similoníticas pertencentes a um mesmo meridiano..	74
Fig.24 -	Relação entre as micro falhas R e R'sobre metagabros.....	75
Fig.25 -	Diagramas PXT mostrando o campo de estabilidade da antofilita A) Hemlye <i>et al.</i> (1977); B) Chernosky <i>et al.</i> (1985).....	88
Fig.26 -	Espectrograma obtido através de SEM em antofilita.....	89
Fig.27 -	Mapa geológico da região da Fazenda Catalão, mostrando a distribuição dos blocos de cromitito.....	99
Fig.28 -	Tipos de minérios encontrados na ocorrência de cromita da Fazenda Catalão. a) maciço; b) disseminado; c) anti-nodular; d) nodular brechóide e) lenticular.....	101
Fig.29 -	Espectrograma obtido através de SEM em inclusões de MGP em cromitas.....	105
Fig.30 -	Mapa geológico simplificado da porção SW do estado de Minas Gerais.....	113
Fig.31 -	Coluna estratigráfica: a) <i>greenstone belt</i> ; b) Faixa Jacuí - Conceição da Aparecida.....	115
Fig.32 -	Mapa estrutural do domínio Autóctone entre Alpinópolis e Fortaleza de Minas segundo Morales <i>et al.</i> (1991) .....	117

Fig.33 - Proposta geodinâmica para os dois eventos tectônicos relacionados ao Ciclo Colisional Brasileiro na porção SW do Cráton do São Francisco.....124

## Índice de Fotos

- Foto 1 - Ortognaisse migmatítico mostrando um forte bandamento irregular, verticalizado, com direção geral WNW-ESE.....29
- Foto 2 - Fotomicrografia do protomilonito. Porfiroclastos de feldspatos assimétricos apresentando microfraturas extensionais, indicativas de movimento sinistral (nicóis cruzados).....29
- Foto 3 - Fotomicrografia do milonito s.s.. Porfiroclastos de plagioclásio assimétricos com sombra de pressão do tipo  $\beta$  indicando movimento sinistral (nicóis cruzados).....29
- Foto 4 - Fotomicrografia do ultramilonito caracterizado por uma matriz extremamente fina (>90%) contendo filmes de mica branca e restos de porfiroclastos de feldspatos (nicóis cruzados).....29
- Foto 5 - Fotomicrografia dos (cummingtonita)-hornblenda fels, com desenvolvimento de texturas decussadas (nicóis cruzados).....29
- Foto 6 - Fotomicrografia dos (tremolita)-clorita-hornblenda xistos. Cristais assimétricos de hornblenda sendo substituídos por uma massa fina de clorita, fortemente orientada, contendo pequenas ripas de actinolita. A assimetria das hornblendas indicam movimento sinistral (luz natural).....29
- Foto 7 - Aspecto macroscópico dos biotita gnaisses miloníticos da base da unidade Gnáissica.....45
- Foto 8 - Fotomicrografia do biotita gnaisse milonítico da base da unidade Gnáissica. Porfiroclasto do tipo  $\beta$ , indicando movimento sinistral (Foto olhando para SW) (nicóis cruzados).....45

- Foto 9 - Fotomicrografia do Hornblenda-quartzo gnaiss na sua porção mais máfica. Hornblendas apresentando formas sigmoidais com formação de novos grãos similares à textura "mica fish" desenvolvida nas micas. Tanto o quartzo como o plagioclásio encontram-se completamente recristalizados entre os cristais de hornblendas (nicóis cruzados)...45
- Foto 10 - Fotomicrografia do metagabro. Cristais de plagioclásio preservados, sobre um agregado de hornblenda que substituiu o piroxênio (nicóis cruzados).....45
- Foto 11 - Fotomicrografia do metagabro mostrando restos de clinopiroxênios circundados por hornblenda (nicóis cruzados).....45
- Foto 12 - Fotomicrografia do metagabro cisalhado mostrando uma foliação (S//C) marcada pela orientação das hornblendas. Notar que muitas das hornblendas apresentam formas assimétricas. Também é possível observar planos descontínuos, representando superfícies C'. A relação entre estas foliações (S//C e C') indicam movimento sinistral (foto olhando para SW) (nicóis cruzados).....45
- Foto 13 - Fotomicrografia do veio de prehnita cortando o metagabro. A matriz original encontra-se parcialmente substituída por epidoto, clorita e prehnita (nicóis cruzados).....46
- Foto 14 - Fotomicrografia do metagabro. Cristais de plagioclásio sendo substituídos por escapolita e localmente sericita (nicóis cruzados).....46
- Foto 15 - Afloramento do Hornblenda gnaiss mostrando dois cortes: um paralelo à lineação, marcado por uma forte anisotropia e outro perpendicular à lineação, marcado por uma fraca anisotropia. Tectonito L.....46

- Foto 16 - Fotomicrografia do cataclasito. Fragmentos angulosos mantendo as texturas da rocha original, circundados por uma matriz cataclástica (nicóis cruzados).....46
- Foto 17 - Fotomicrografia do metapelito. Granada da segunda geração contendo inclusões circulares mostrando crescimento sin-foliação. A assimetria externa da foliação associada à orientação das inclusões indicam movimento sinistral (Olhando para SW) (nicóis cruzados).....46
- Foto 18 - Fotomicrografia do metapelito. Granada da terceira geração mostrando forma assimétrica, associada à foliação (nicóis cruzados).....46
- Foto 19 - Fotomicrografia dos metadunitos. Textura granoblástica desenvolvida por cristais de olivina, contendo ortopiroxênios ripiformes. Sobre esta textura desenvolvem-se cristais menores de antofilita, substituindo tanto a olivina como o ortopiroxênio (nicóis cruzados).....63
- Foto 20 - Fotomicrografia do tremolita fels. Textura decussada a granoblástica.....63
- Foto 21 - Fotomicrografia do tremolita xisto. Textura nematoblástica, demarcada pelo orientação dos cristais de anfibólio e clorita (nicóis cruzados).....63
- Foto 22 - Fotomicrografia do tremolita xisto anastomosado. Cristal de tremolita deformado, mostrando evidências de forte deformação plástica com início de recristalização para grãos menores (nicóis cruzados).....63
- Foto 23 - Fotomicrografia do tremolita-clorita xisto anastomosado. Cristal de tremolita prismática sendo substituído por clorita e tremolita alongadas ao longo da foliação e das sombras de

- pressão (nicóis cruzados).....63
- Foto 24 - Tremolita-clorita xisto. Restos de cristais de tremolita prismática numa massa de clorita-tremolita (nicóis cruzados).....63
- Foto 25 - Afloramento de biotita granada xisto da unidade Gnáissica. Corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação. Relação S/C com ângulo variando de 30° a subparalelo mostrando sentido de transporte para ESE. (olhando para SW).....77
- Foto 26 - Dobras disarmônicas, desenvolvidas sobre os biotita gnaisses milonitizados da base da unidade Gnáissica próximo ao contato com o Bloco Norte. Corte perpendicular à lineação de estiramento.....77
- Foto 27 - Dobras em Kinks desenvolvidas sobre quartzo-mica xistos, relacionadas à fase F<sub>3</sub>.....77
- Foto 28 - Fotomicrografia do cromitito tipo lenticular. Na parte superior encontra-se os grãos de cromitas originais com bordas arredondadas e apresentando texturas *pull apart*. Esta textura dá lugar a um agregado muito fino de cromita cisalhada. Note que não há grandes evidências de processos cataclásticos nesta escala de observação.....106
- Foto 29 - Fotomicrografia do cromitito tipo disseminado. Cristal sub-euhédrico da liga de Os, Ir e Ru, localizado na fratura do grão de cromita.....106
- Foto 30 - Fotomicrografia do cromitito do tipo nodular. Cristal euhédrico de sulfeto de Os, Ir e Ru...106



## Índice de Tabelas

- Tabela 1- Classificação das rochas formadas nas zonas de cisalhamento (Sibson, 1977).....24
- Tabela 2- Principais características petrográficas dos metagabros e seus correspondentes cisalhados, apresentando também as transformações minerais. Hornblenda (Ho), plagioclásio (Pl), granada (Gr), ilmenita (Ilm), carbonato (Cc), epidoto (Ep), escapolita (Esc), clorita (Cl), prehnita (Ph), mica branca (Mb).....42
- Tabela 3- Principais características petrográficas das metaultramáficas, apresentando também as transformações minerais. Olivina (Ol), ortopiroxênio (Opx), antofilita (Ant), tremolita (Tr), Cummingtonita (Cumm), carbonato (Cc), cromita (Crsp), granada (Gr).....52
- Tabela 4- Principais associações paragenéticas encontradas nas rochas do Bloco Sul.....93
- Tabela 5- Principais MGP encontrados em associações máficas-ultramáficas mineralizadas em cromitas. (1) Augé, (1986), (2) Nesbitt (1989).....111
- Tabela 6- Comparação entre os aspectos geológicos dos dois compartimentos tectono-estratigráficos.....114

## **PRIMEIRA PARTE – APRESENTAÇÃO**

**Introdução**

**Contexto Geológico Regional**

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação e Objetivos

Na elaboração de qualquer modelo geológico, em particular dos modelos metalogenéticos, faz-se necessária a execução desde trabalhos de mapeamento geológico até análises laboratoriais envolvendo características estratigráficas, estruturais, petrográficas, petrológicas e geoquímicas de uma determinada área e suas relações com as mineralizações. O levantamento destas várias feições básicas é importante, visto que hoje o estudo metalogenético envolve a elaboração de uma hipótese genética dinâmica para os depósitos minerais dentro do quadro geológico. As concentrações minerais são explicadas como consequência da evolução geológica da área.

Deste modo, a confiabilidade da análise metalogenética executada numa determinada área é inversamente proporcional aos problemas e incertezas existentes quanto ao conhecimento geológico desta região.

Tendo isso em mente, o estudo metalogenético dos terrenos Pré-cambrianos do Complexo Campos Gerais (Kaefer *et al.*, 1979) torna-se já de início complicado devido, principalmente, à existência de várias propostas para a sua compartimentação interna (Crósta *et al.*, 1986; Teixeira *et al.*, 1987; Schrank *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 1990). Este elenco de propostas causa controvérsias quanto ao posicionamento das seqüências máficas-ultramáficas, em particular da faixa Jacuí - Conceição da Aparecida. Para Crósta *et al.* (*op cit.*) parte da faixa Jacuí - Conceição da Aparecida pertence ao Domínio de Gnaisses e Paragnaisses, enquanto para Teixeira *et al.* (*op cit.*) esta faixa pertence, totalmente, ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro. Assim, o posicionamento e a origem desta faixa fica indeterminada, podendo constituir-se tanto num *Greenstone Belt*, como em corpos (Complexos ??) máficos e ultramáficos de outra natureza.

Diante desta controvérsia, a análise metalogenética, a exploração e prospecção mineral destes terrenos de grande potencial mineral dependerão do correto posicionamento tectono-estratigráfico daquelas associações, o que só é possível com estudos geológicos detalhados.

A presente pesquisa visa, portanto, contribuir para o estabelecimento de um quadro geológico coerente para os terrenos em questão (Complexo Campos Gerais), através do estudo detalhado da área entre Bom Jesus da Penha e Petúnia (Fig. 1), considerada de importância fundamental para elucidação da evolução geológica da região. Para tanto o estudo buscou:

-Caracterizar a geologia, a petrografia, a tectônica e o metamorfismo da área em questão;

-Descrever e analisar a ocorrência de cromitas da região da Fazenda Catalão;

-Integrar os dados geológicos obtidos neste trabalho com os disponíveis na literatura objetivando inserir a região trabalhada no contexto geológico regional;

-Analisar a distribuição dos depósitos e ocorrências minerais dentro do contexto geológico regional, tendo em vista suas implicações para a realização posterior de uma análise metalogenética regional.

A área de Bom Jesus da Penha - Petúnia é particularmente interessante, pois nela configura-se a confluência das associações máficas-ultramáficas, ou seja, corresponde à região onde se encontram os maiores problemas de posicionamento tectono -estratigráfico dessas associações. A área é também importante por apresentar as melhores exposições dos principais litotipos e conter as ocorrências de cromititos da Fazenda Catalão.

## 1.2 Localização e Situação da Área

A área alvo do presente estudo situa-se na região limítrofe entre as folhas topográficas Alpinópolis, Nova Resende, Jacuí e Fortaleza de Minas, localizada no SW de Minas Gerais (Fig. 1), mais precisamente entre os meridianos  $46^{\circ} 21'$  e  $46^{\circ} 31'$  a oeste de Greenwich e entre os paralelos  $20^{\circ} 58'$  e  $21^{\circ} 04'$  a sul do Equador, abrangendo uma área de aproximadamente  $200 \text{ km}^2$  (Fig. 1).

Introdução - Localização e situação da área

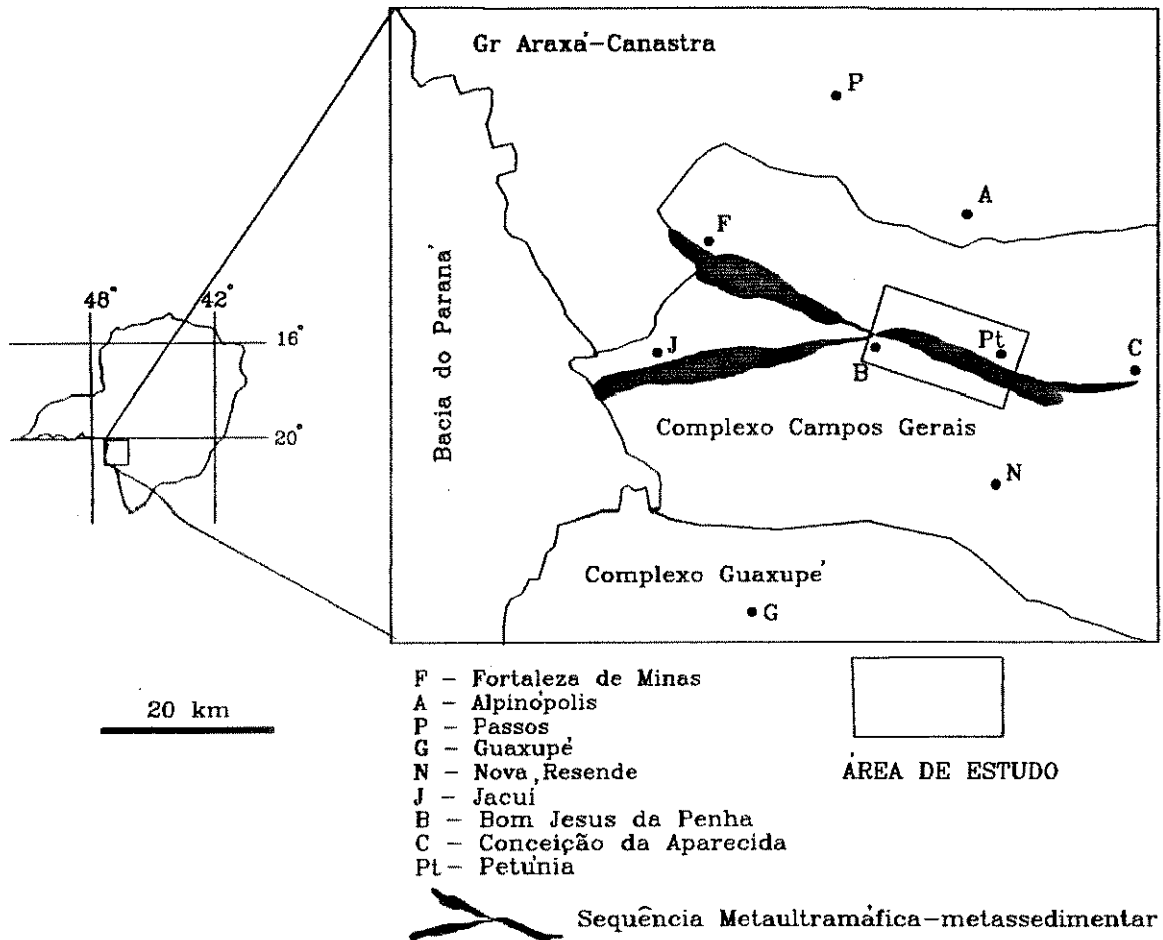


Figura 1 - Mapa de localização da Área de estudo

O acesso à área se faz através da combinação de estradas estaduais e federais pavimentadas ou não. A área fica a uma distância de 350 Km da cidade de São Paulo. Para atingi-la utiliza-se a rodovia Anhanguera (SP-330) até as imediações de Campinas - SP; a partir daí segue-se pela SP-340 que leva aos arredores de Mococa - SP, e finalmente pela MG-450 até as proximidades de Munzambinho - MG. Em seguida prossegue-se por cerca de 50 km através de estradas intermunicipais não pavimentadas, que ligam esta cidade a Alpinópolis, passando por Nova Resende ou Bom Jesus da Penha.

O clima na região estudada, segundo a classificação de Koepper (Kaefer *et al.*, 1979), é Tropical de Altitude, que se caracteriza por duas estações bem definidas: verão, que vai de outubro a março com temperaturas máximas de 35°C e inverno, de abril a setembro com temperaturas mínimas de 8°C.

Morfologicamente a região está situada no Planalto do Rio Grande (Kaefer *et al.*, 1979), apresentando localmente altitudes maiores que 1000 m (Serras do Veado e do Ibituruna). O Ribeirão da Conquista, que pertence a bacia do Rio Grande, é o principal elemento de drenagem da região.

### 1.3 Etapas e Métodos

As diversas etapas em que foi dividida a metodologia empregada serão descritas a seguir sucinta e sequencialmente, de modo a torná-las mais claras. Entretanto, salienta-se que algumas dessas etapas ocorreram paralelamente pelas necessidades intrínsecas do trabalho.

A primeira etapa compreendeu um reconhecimento regional dos terrenos do SW de Minas Gerais, com o intuito de definir a área a ser trabalhada e caracterizar o problema a ser abordado.

Após esta etapa, os trabalhos concentraram-se na análise bibliográfica detalhada do conhecimento geológico já disponível na literatura dessa região e do estudo teórico dos tópicos que serão abordados ao longo da dissertação (ex. revisão dos conceitos de geológica estrutural, distribuição dos minerais do grupo da platina nos depósitos cromitíferos entre outros). Simultaneamente a este levantamento, realizou-se a fotointerpretação da área alvo através dos métodos usuais (não digitais), utilizando-se de fotografias áreas do Instituto Brasileiro do Café (IBC) na escala 1:25.000.

O mapeamento geológico foi executado na escala 1:25.000 e apresentado na escala 1:50.000. A cartografia das unidades geológicas foi desenvolvida com o auxílio de fotografias áreas na escala 1:25.000

e mapas topográficos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) na escala 1:50.000.

A metodologia empregada no mapeamento geológico foi a usual em terrenos metamórficos, tendo envolvido a execução de perfis transversais à estruturação regional e descrições detalhadas dos afloramentos (654 pontos descritos). A obtenção no campo dos elementos estruturais (planares e lineares) foi realizada através do método *dip direction* (medição da direção do mergulho). Estes elementos estruturais foram tratados posteriormente utilizando-se redes de Schmidt-Lambert e contornadas com o método de Kalsbeek (Ragan, 1973).

Paralelamente ao mapeamento geológico foram coletadas amostras de rocha para a confecção de lâminas delgadas e seções polidas. As amostras, sempre que possível, foram coletadas orientadas seguindo o método sugerido por Ramsay e Huber (1987).

Com relação às ocorrências de cromititos da Fazenda Catalão, os trabalhos de campo envolveram mapeamento geológico de detalhe, 1:5.000, utilizando-se os mapas geológicos da Rio Tinto Zinc Mineração (RTZ) como base cartográfica.

Os trabalhos de laboratório foram realizados com objetivo de obter informações adicionais das amostras coletadas nas etapas de campo. Basicamente esta etapa restringiu-se a análise petrográfica convencional de 123 lâminas delgadas e 23 seções polidas e análise de microscopia eletrônica (SEM) de 4 seções polidas do cromitito. A petrografia convencional foi realizada no Instituto de Geociências da UNICAMP, utilizando-se o microscópio da Kra Zeen modelo Axiophoto. A microscopia eletrônica foi realizada no laboratório da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), sob supervisão e orientação do geólogo Bruno Riffel. O microscópio utilizado foi um imageador analítico de varredura (SEM) da marca Cambarra.

Durante praticamente todas as etapas foram utilizados alguns softwares: Autocad v. 10, (digitalização de mapas); Monitor (UFOP), Geli-PC (UFOP), para confecção de diagramas estereográficos, além dos

programas Drawperfect, Wordperfect 5.1 e Flow-chart para confecção de figuras, tabelas e edição do texto da dissertação.

Os trabalhos desenvolvidos e os resultados alcançados nesta pesquisa são apresentados em três partes.

A primeira parte envolve os capítulos 1 e 2. No capítulo 1 são apresentados a introdução, os objetivos e as etapas e métodos empregados. O capítulo 2 aborda o contexto geológico regional do SW de Minas Gerais, particularmente do Complexo Campos Gerais e suas controvérsias.

A segunda parte contempla o conhecimento geológico alcançado na área de estudo (Bom Jesus da Penha - Petúnia), sendo dividida em quatro capítulos: compartimentação tectono-estratigráfica, geologia estrutural, metamorfismo e mineralização de cromo (capítulos 3, 4, 5 e 6, respectivamente).

Na terceira parte elabora-se para a região, a partir da integração e discussão dos dados geológicos obtidos nesta pesquisa com os dados disponíveis na literatura, um quadro geológico coerente dentro do contexto regional e suas possíveis implicações para a realização de uma análise metalogenética (capítulo 7).



## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Comentários Preliminares

A região em epígrafe acha-se inserida no Complexo Campos Gerais de Kaefer *et al.* (1979), a qual representa a extremidade meridional da Província Tocantins, limitada a noroeste pela Província São Francisco e a sul pela Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) (Fig. 2). Este Complexo é caracterizado por uma diversidade de feições estruturais e litológicas, correlacionáveis a várias unidades circunvizinhas (Kaefer *et al.*, *op cit.*). A existência dessa diversidade de feições estruturais e litológicas, associada a um baixo grau de conhecimento geológico, levou a elaboração de várias propostas e modelos geotectônicos e tectono-estratigráficos, o que torna esta região uma das mais complexas e problemáticas do SW de Minas Gerais

Mesmo considerando a existência de inúmeras controvérsias sobre a geologia desses terrenos, destaca-se na maioria dos trabalhos de cunho regional e de síntese (Kaefer *et al.*, 1979; Machado *et al.*, 1983; Hasui e Oliveira, 1984; Marine *et al.*, 1984; Schobbenhaus, 1979 e Schobbenhaus *et al.*, 1984), uma compartimentação tectono-estratigráfica.

Para os autores acima citados, os terrenos do SW Minas Gerais, podem ser divididos em seis unidades maiores, sendo três destas com idade Arqueana, retrabalhada com maior ou menor intensidade nos ciclos Transamazônico e/ou Brasileiro (Complexos Barbacena, Campos Gerais e Varginha-Guaxupé); duas são atribuídas ao Proterozóico Médio (Grupos Araxá-Canastra e Andrelândia - São João del Rei) e a última pertencente ao Proterozóico Superior (Grupo Bambuí). Uma outra unidade mais recente, Paleozóica, é representada pela Bacia do Paraná (Fig. 2).

A abordagem aqui realizada diz respeito somente às unidades Pré-cambrianas que diretamente estão relacionadas ao Complexo Campos Gerais.

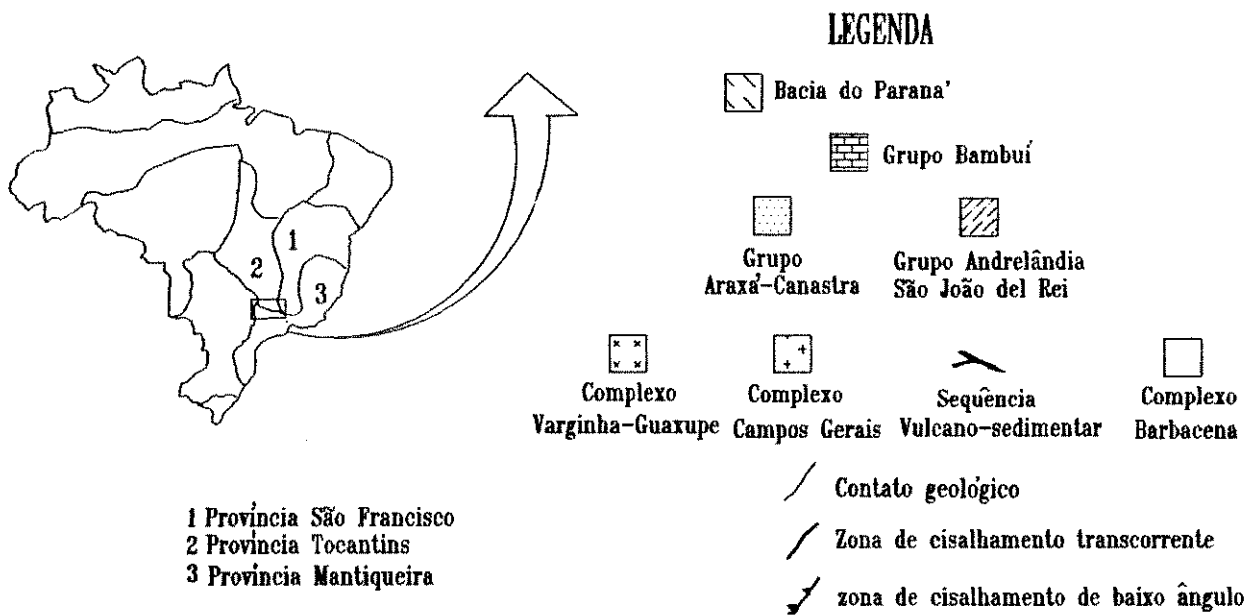
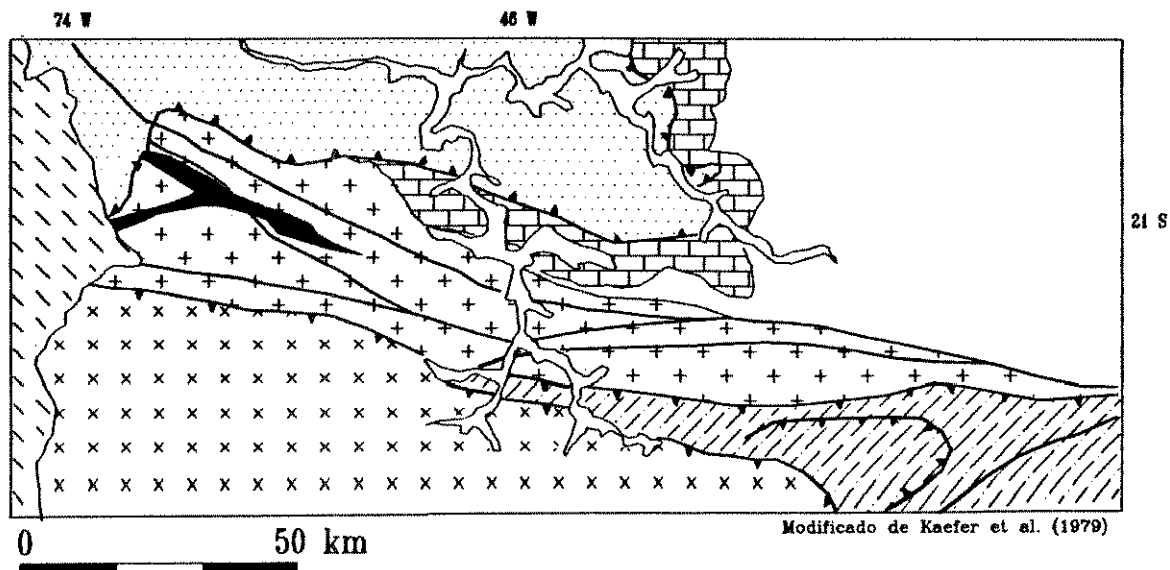


Figura 2- Mapa geológico do SW de Minas Gerais, mostrando sua localização dentro das Províncias Estruturais de Almeida (1981)

## 2.2 Grupo Araxá-Canastra

Os metassedimentos encontrados a norte do Complexo Campos Gerais foram agrupados, inicialmente por Barbosa (1955, in Barbosa, 1970), em duas Formações, denominadas Araxá e Canastra. Esta definição foi posteriormente ampliada, modificada e redefinida por vários autores, dificultando o entendimento e levando a imprecisões na correlação tectono-estratigráfica das duas unidades, de modo que neste trabalho a sequência metassedimentar será denominada de Grupo Araxá-Canastra.

Independente da discussão sobre o *status* do Grupo Araxá-Canastra, trabalhos de natureza mais detalhada realizados na porção sul destes terrenos (Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978; Heilbron et al., 1987; Szabó, 1990) mostraram a existência de pelo menos três sequências litológicas.

A sequência inferior - representada por filitos, "filonitos" e lentes de mármore - sobrepõe-se diretamente ao Complexo Campos Gerais e ao Grupo Bambuí através de uma extensa *Nappe de Charriage* (Fig. 2). Este conjunto inclui litologias que, na interpretação de Heilbron et al. (1987), pertenceriam à Sequência Carmo do Rio Claro. A segunda sequência inicia-se com muscovita quartzitos e muscovita xistos com intercalações de metapiroclásticas, sobrepostas por um espesso pacote de quartzitos laminados, localmente maciços, e encerra-se por muscovita xistos com intercalações de quartzitos. Ambas corresponderiam à Unidade Canastra, independente do *status* que esta possua. A terceira sequência é constituída por uma espessa associação de xistos a duas micas e granatíferos com intercalações de quartzitos, hornblenda gnaisses e anfibolitos, que corresponderiam à Unidade Araxá.

Estudos realizados nos últimos anos (Schrank et al., 1990; Zanardo et al., 1990; Simões, 1991) têm demonstrado que todo este pacote metassedimentar foi transportado de WNW para ESE sobre as rochas do Complexo Campos Gerais e do Grupo Bambuí, através de uma extensa zona de cavalgamento (Fig. 2). Este contexto tectônico está de acordo com a

polaridade metamórfica que diminui de WNW para ESE, em direção ao cráton (Marine *et al.*, 1984).

### 2.3 Complexo Varginha-Guaxupé

Esta unidade tectono-estratigráfica ocorre a sul da área abordada, delimitada a norte por um sistema de falhas que a separa do Complexo Campos Gerais (Fig. 2).

O termo Varginha foi proposto inicialmente por Ebert (1971) para referir-se a uma sequência constituída por mica xistos, metarcósios, metagrauvas e quartzitos, ocorrendo a leste da cidade homônima. Posteriormente, Kaefer *et al.* (1979) utilizam o mesmo nome para referir-se à assembléia litológicas cujas paragêneses indicam metamorfismo de fácies granulito. Trabalhos subsequentes nestes terrenos levaram ora à aglutinação, ora à separação de alguns tipos litológicos causando a proposição de várias denominações tais como: Zona Granulítica de Machado (Choudhuri *et al.*, 1978; Fiori e Choudhuri, 1979), Complexo Varginha (Machado *et al.*, 1983, Hasui e Oliveira, 1984; Oliveira, 1984), Complexo Guaxupé (Wernick *et al.*, 1986; Artur *et al.*, 1988), Complexo Varginha-Guaxupé (Morales *et al.*, 1983; Wernick e Artur, 1983; Schobbenhaus *et al.*, 1984) e Complexo Granulítico - Migmatítico (Soares *et al.*, 1990). Apesar da diversidade dos termos, todos se referem a terrenos no fácies granulito, com maior ou menor retrabalhamento e migmatização. Neste trabalho utilizou-se o termo Complexo Varginha-Guaxupé, pois corresponde à denominação empregada no mapa geológico do Brasil (1:5.000.000) (Schobbenhaus *et al.*, *op cit.*).

A parte norte deste complexo é caracterizada pelo predomínio de rochas granulíticas de composição básica, às quais associam-se quartzitos, mármores, xistos e gnaisses com granada, cianita, silimanita e cordierita (Kaefer *et al.*, 1979; Hasui e Oliveira, 1984; entre outros). A porcentagem de migmatitos e granulitos félsicos aumenta em direção ao sul onde se associam a granitóides com contatos intrusivos ou

difusos com os migmatitos.

Na região de Machado, Choudhuri *et al.* (1978) e Fiori e Choudhuri (1979) mostraram que as rochas granulíticas derivaram de gnaisses com hornblenda ou biotita. Estes gnaisses inicialmente foram transformados em granulitos e posteriormente foram migmatizados. Choudhuri *et al.* (*op cit.*) também concluíram que tais litologias corresponderiam ao embasamento Arqueano retrabalhado no Brasileiro, sendo este retrabalhamento marcado por inúmeras datações geocronológicas (Artur *et al.*, 1988; Teixeira *et al.*, 1989).

Estruturalmente estes terrenos são caracterizados, na parte norte, por uma foliação de baixo ângulo para SW e uma lineação de alongamento (estiramento e mineral) de direção 290° (Schrank *et al.*, 1990) desenvolvida sob processo de deformação dúctil que corresponderia à tectônica principal nesta área.

#### 2.4 Complexo Campos Gerais

Segundo Kaefer *et al.* (1979) este complexo corresponde a uma unidade essencialmente cataclástica/milonítica (tectonitos), de caráter policíclico e evolução complexa desde o Arqueano. Este caráter seria marcado pelo desenvolvimento de vários sistemas de falhas, conferindo-lhe uma geometria de blocos com formas diversas, em geral acunhadas lateralmente (Fig. 2).

Para muitos autores esta unidade, corresponde a uma extensão do Complexo Barbacena, intensamente deformado e retrabalhado no Proterozóico (Kaefer *et al.*, 1979).

Internamente, tais blocos seriam constituídos por rochas no fácies anfibolito incluindo, principalmente, gnaisses e migmatitos de características bastantes variadas e complexamente interrelacionados. Faixas vulcano-sedimentares e corpos graníticos intrusivos também são encontrados nestes terrenos (Teixeira, 1978; Kaefer *et al.*, 1979; Morales *et al.*, 1983).

Os migmatitos são caracterizados pela presença de estruturas estromáticas dobradas, nebulíticas e mais raramente oftálmicas e *schlieren* que se salientam por sua heterogeneidade composicional: granítica, granodiorítica até tonalítica (Morales et al., 1983). Parte destes migmatitos correspondem a ortognaisses remobilizados e dobrados durante o desenvolvimento do cisalhamento transcorrente (Carvalho et al., 1989).

Datações obtidas por Hama et al. (1979) através do método Rb-Sr, revelaram idades de 1,6 Ga para estes migmatitos. Mais tarde, Wernick et al. (1981), obtiveram uma idade de 2,9 Ga, através de uma isócrona verdadeira, pelo mesmo método, em neossoma dos migmatitos dos arredores de Fortaleza de Minas. As faixas vulcano-sedimentares embutidas neste Complexo foram individualizadas inicialmente por Teixeira (1978) nos arredores de Fortaleza de Minas, como pertencente a terrenos do tipo *greenstone belt*, denominando-as de Sequência Morro do Ferro. Posteriormente, outras sequências similares foram reconhecidas nos arredores de Jacuí, Bom Jesus da Penha e sul de Alpinópolis (Choudhuri et al., 1982; Morales, 1983; Schmidt, 1983). Teixeira et al. (1987) organizaram estas sequências, em três segmentos principais pertencentes ao *greenstone belt* Morro do Ferro, denominando-as de Segmento Fortaleza de Minas, Segmento Alpinópolis e Segmento Jacuí - Bom Jesus da Penha.

Os segmentos Fortaleza de Minas e Alpinópolis são constituídos predominantemente por xistos a base de tremolita, clorita, serpentina e talco e serpentinitos acompanhados de xistos metassedimentares, metacherts e formações ferríferas. As rochas metaultramáficas são portadoras de feições reliquiares como texturas spinifex, que as caracterizariam como derrames komatiíticos (Teixeira, 1978; Choudhuri et al., 1982; Schmidt, 1983; Szabó, 1990). Talvez o fator distintivo mais importante são as diferenças geoquímicas existentes entre as rochas ultramáficas destas duas sequências. Os derrames ultramáficos de Fortaleza de Minas são típicos *aluminium undepleted Komatiites* (AUK), similares aos encontrados no bloco de Yilgarn (Austrália) e Munro

Township (Canadá), enquanto os do segmento de Alpinópolis são do tipo *aluminium depleted Komatiites* (AUPK), semelhantes aos de Barberton (África do Sul) e do bloco de Pilbara (Austrália) (Schrank et al., 1984).

O segmento de Bom Jesus da Penha, por outro lado, é constituído principalmente por metassedimentos pelíticos, contendo em menor quantidade xistos magnesianos e anfibólitos.

Teixeira et al. (1987) consideram a faixa Bom Jesus da Penha como uma sequência de características bem diferentes das demais, não só pelo grau metamórfico mais elevado (anfíbólito médio a alto), como pelo conteúdo litológico, mais rico em metassedimentos pelíticos. Entretanto, os autores interpretaram este fator como uma variação faciológica dentro da unidade Morro do Ferro, em acordo com Schmidt (1983) (Fig. 3).

A relação entre os terrenos migmatíticos, ortognáissicos e os *greenstone belts* é ainda incerta. Em alguns locais os contatos são claros, a exemplo do sul de Alpinópolis e próximo a Fortaleza de Minas (Teixeira et al., 1987 e Szabó, 1990), onde é marcado, ora por contatos tectônicos, ora por contatos intrusivos dos ortognaisses, enquanto na região de Bom Jesus da Penha as relações de contato são obscuras.

Granitóides claramente intrusivos neste conjunto foram encontrados nos arredores de Fortaleza de Minas (Teixeira, 1978 e Morales, 1983 in Teixeira, 1978) e ao sul de Alpinópolis (Crósta et al., 1986; Szabó, 1990). Uma isócrona em rocha total obtida por Choudhuri et al. (1991), com isótopos de Rb/Sr, revelou uma idade de 1.878 +/-50 Ma. para o corpo granítico intrusivo a sul de Alpinópolis, denominado Granito Quilombo.

O conhecimento metalogenético do Complexo Campos Gerais é ainda bastante escasso. As principais mineralizações conhecidas incluem o jazimento de níquel laterítico de Morro do Níquel (Morais, 1935 in Teixeira, 1978), e o depósito de sulfeto maciço de Ni/Cu com minerais do grupo da platina (Pt, Pd e Ru) descoberto pela British Petroleum (BP) Mineração em 1983, nos arredores de Fortaleza de Minas (Marchetto et al., 1984; Brenner et al., 1990 e Marchetto, 1990). Os mapas metalogenéticos que cobrem a região (Drumond, 1986; Siqueira, 1987), relatam a existência

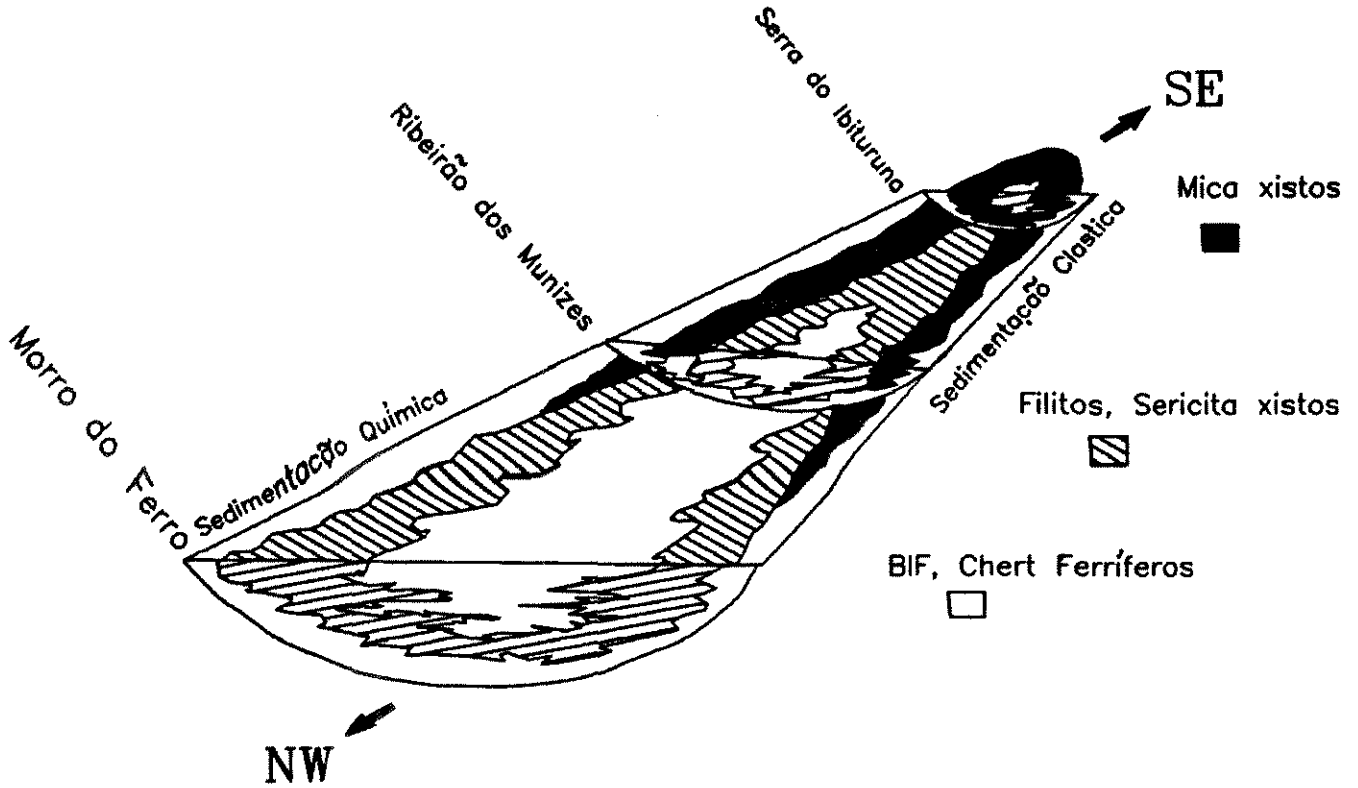


Figura 3 Bloco diagrama esquemático demonstrando a variação faciológica do *greenstone belt* Morro do Ferro segundo Schmidt (1983).

de poucos depósitos e ocorrências minerais dentro do Complexo Campos Gerais. Além dos depósitos acima citados, são conhecidas as ocorrências de cromo da Fazenda Catalão, localizadas nas proximidades de Petúnia, que foram estudados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) através do Projeto Catalão (Silva *et al.*, 1976 in Kaefer *et al.*, 1979). Heilbron *et al.* (1987) relatam ainda a existência de uma ocorrência de cromo localizada na Serra do Tabuleiro, a norte de Carmo do Rio Claro. Segundo Brenner (comunicação verbal), uma nova ocorrência de cromo foi descoberta pela BP Mineração, associada a rochas ultramáficas na região de Mumbuca.



## 2.5 Problemas na compartimentação do Complexo Campos Gerais

Embora a compartimentação tectono-estratigráfica acima considerada para o Complexo Campos Gerais (terrenos ortognaíssicos - migmatítico com sequências do tipo *greenstone belt*) seja a mais aceita pelos trabalhos de cunho regional e de síntese como o apresentado por Teixeira et al. (1987) (Fig. 4), existe uma série de propostas mais recentes que sugerem uma subdivisão interna para o Complexo Campos Gerais, onde se destacam Crósta et al. (1986); Schrank et al. (1990); e Soares et al. (1990). Nestes trabalhos os autores separam as sequências vulcano-sedimentares em dois blocos tectono-estratigráficos distintos, um meridional e outro setentrional, embora de maneiras distintas (Figs. 5, 6 e 7), discordando claramente da compartimentação estabelecida por Teixeira et al. (1987).

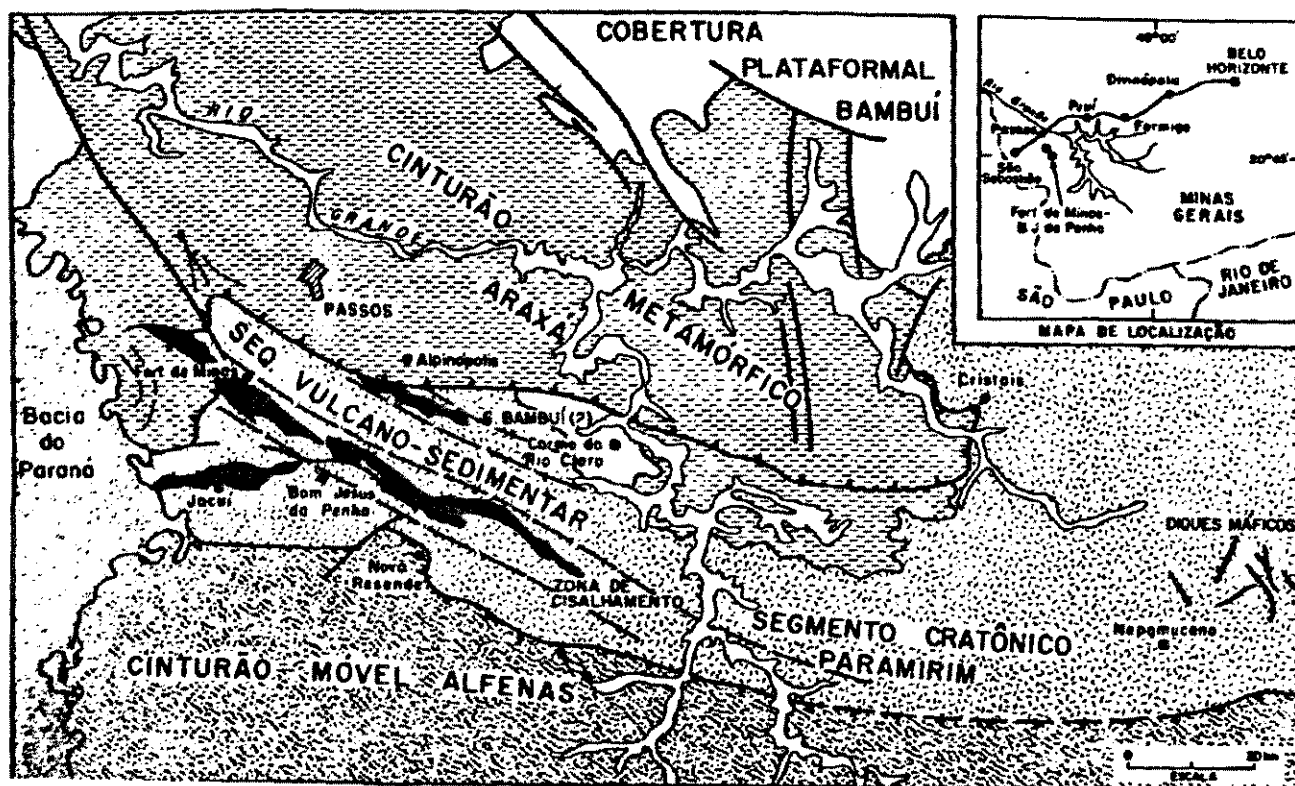


Figura 4 Compartimentação tectônica para os terrenos do SW de Minas Gerais, segundo Teixeira et al. (1987)

Crósta et al. (1986) dividem o Complexo Campos Gerais em três compartimentos informais, denominados de: Domínio Granito-Greenstone e Migmatito; Domínio dos Gnaisses e Paragnaisses e Domínio dos Granitos Isolados (Fig.5). Junto com esta subdivisão, os autores separam e distinguem as associações de rochas máficas-ultramáficas da sequência Morro do Ferro em dois compartimentos geotectônicos distintos. As faixas Fortaleza de Minas, Alpinópolis e Jacuí pertenceriam ao Domínio Granito-Greenstone e Migmatitos, representando claramente sequências do tipo *greenstone belt*. Por outro lado, a faixa Bom Jesus da Penha - Conceição da Aparecida pertenceria ao Domínio dos Gnaisses e Paragnaisses, onde as características desta sequência não foram estabelecidas pelos autores.

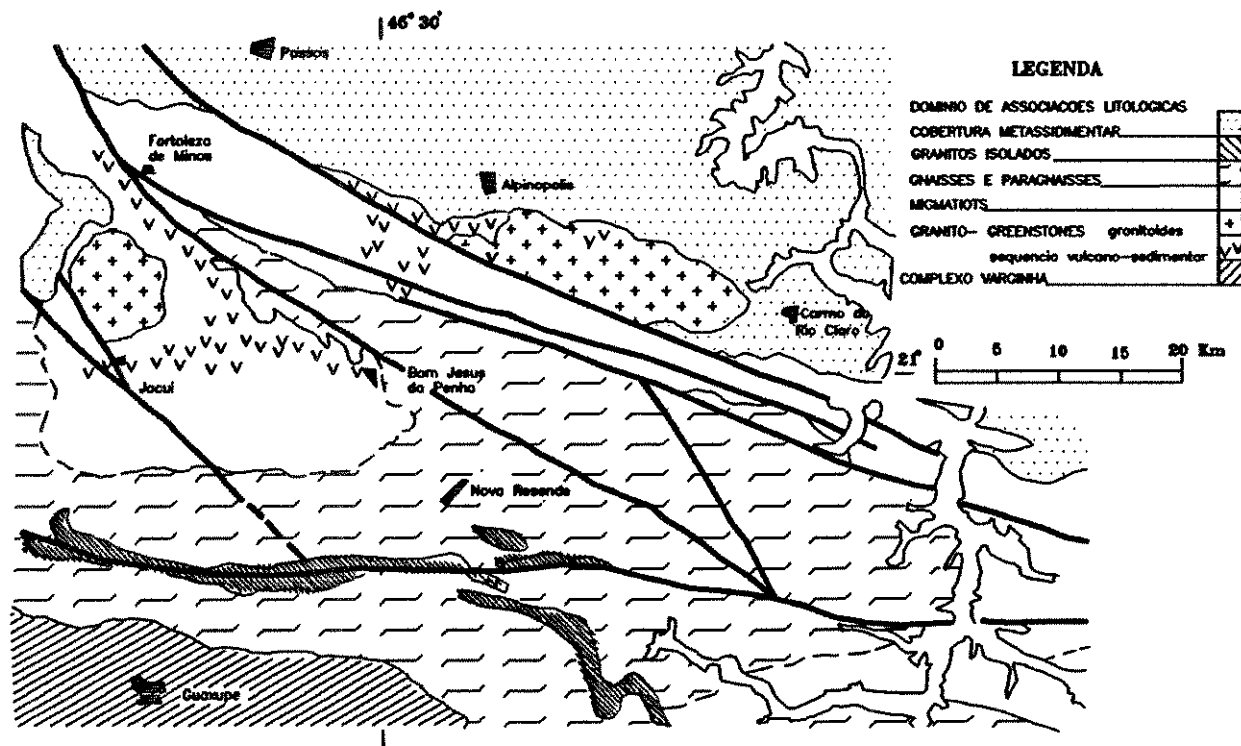


Figura 5 Distribuição dos domínios de associações litológicas do SW de Minas Gerais, segundo Crosta et al. (1986)

Schrank *et al.* (1990) propõem uma nova compartimentação tectônica para o SW de Minas Gerais. Os terrenos desta região seriam divididos entre o domínio autóctone (embasamento Arqueano) e o domínio alóctone (Supracrustais Proterozóicos e parte do embasamento Arqueano retrabalhado), separados por uma superfície de cavalgamento (Fig. 6). Dentro desta subdivisão o Complexo Campos Gerais e as sequências vulcano sedimentares do *Greenstone Belt* Morro do Ferro seriam separadas em dois segmentos crustais. Um a norte constituído por terrenos granito-greenstone (autóctone) contendo as faixas de Fortaleza de Minas e Alpinópolis; e outro a sul denominado de Sequência de Paragnais (alóctones), contendo a faixa Jacuí - Bom Jesus da Penha - Conceição da Aparecida. Para Schrank e colaboradores as faixas pertencentes ao domínio autóctone representariam claramente sequências do tipo *greenstone belt*, ao passo que as faixas pertencentes ao domínio alóctone permaneceriam indeterminadas.

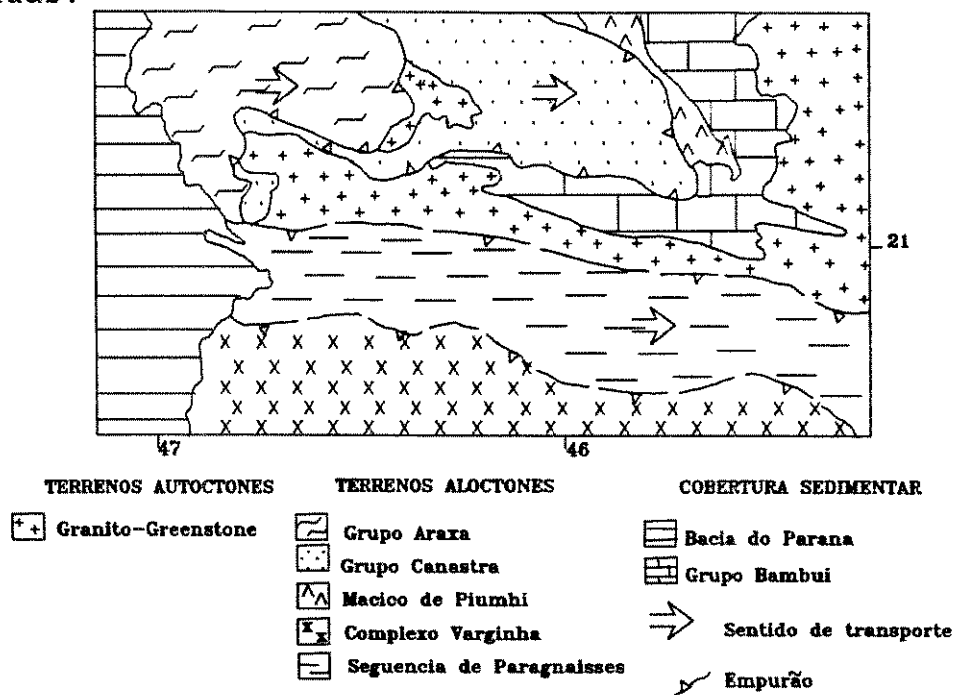


Figura 6 Divisão tectono-estratigráfica dos terrenos Pré-cambrianos do SW de Minas Gerais, segundo Schrank *et al.* (1990)

Soares *et al.* (1990) propõem, ainda, uma colisão oblíqua para a borda sul do Cráton do São Francisco e dividem o Complexo Campos Gerais em dois compartimentos. Um a norte denominado Complexo Migmatítico e Granito-Gnaíssico, e outro a sul correspondendo ao Complexo de Paragnaisses e Migmatitos. Deste modo também dividem a sequência vulcano-sedimentar entre estes dois domínios. Nesta compartimentação, somente a faixa Jacuí - Bom Jesus da Penha não corresponderia a uma sequência do tipo *greenstone belt* (Fig. 7), e estaria incluída no Complexo de Paragnaisses.

Em síntese, o posicionamento das sequências vulcano-sedimentares, em particular da Faixa Jacuí - Bom Jesus da Penha - Conceição da Aparecida, tem seu posicionamento tectono-estratigráfico incerto. Este fato se deve em grande parte, a nosso ver, ao pequeno grau de conhecimento geológico disponível sobre estas sequências e sobre sua estruturação (arcabouço tectônico). Isso se reflete claramente nas diferenças existentes entre os mapas apresentados (Figs. 4, 5, 6 e 7). Tal incerteza dificulta consideravelmente a construção de um quadro metalogenético para a região e, conseqüentemente, a elaboração de uma boa campanha de exploração mineral.

Neste trabalho foi possível elaborar um estudo detalhado de parte da faixa Jacuí - Bom Jesus da Penha - Conceição da Aparecida (região de Petúnia, Fig 1), cujo objetivo foi esclarecer alguns desses problemas. Os resultados do levantamento geológico são apresentados nos próximos capítulos.

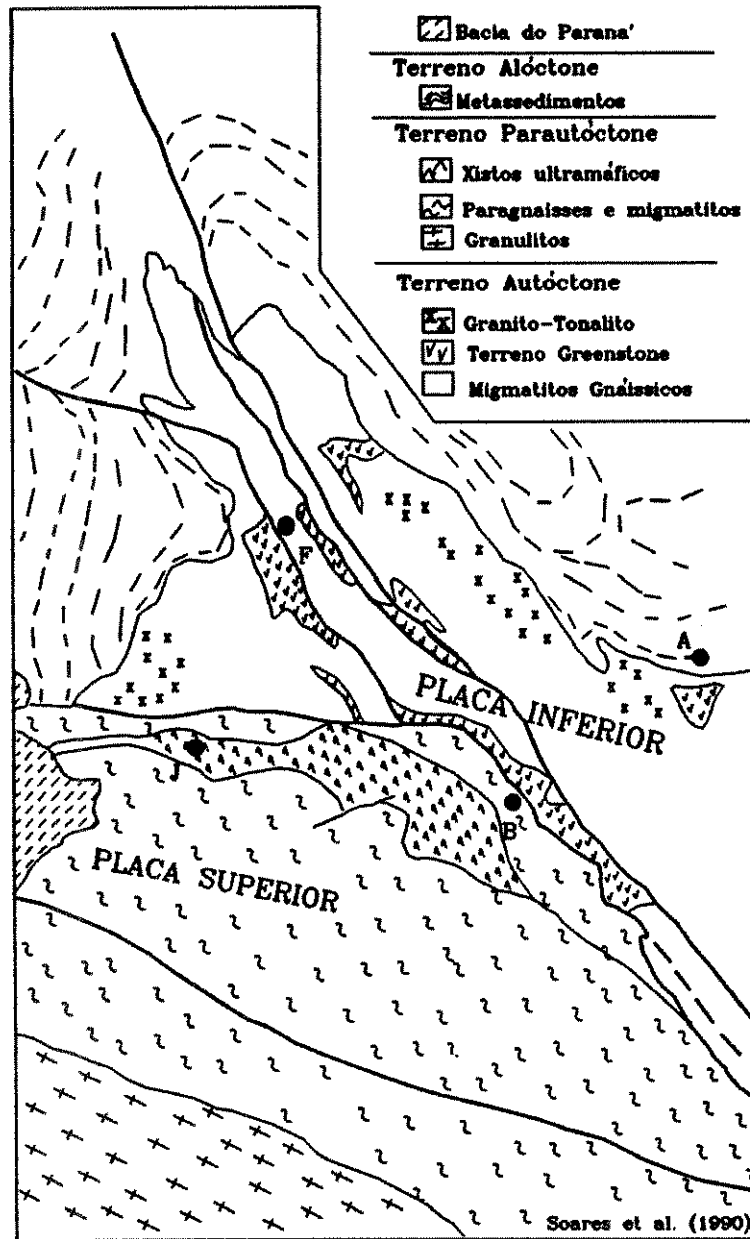


Figura 7 Mapa geológico simplificado do SW de estado de Minas Gerais, segundo Soares et al. (1990). J - Jacuí, B - Bom Jesus da Penha, A - Alpinópolis,

## SEGUNDA PARTE – GEOLOGIA LOCAL

Compartimentação Tectono-estratigráfica

Tectônica

Metamorfismo

Mineralização de Cromo

Os trabalhos executados no decorrer da pesquisa resultaram numa compartimentação tectono-estratigráfica capaz de contemplar, em conjunto, as diferenças litológicas, metamórficas e estruturais existentes nos terrenos Pré-Cambrianos da área estudada, a qual, como vimos, é objeto de grandes controvérsias e discussões.

Os vários sistemas de zonas de cisalhamento, tanto de médio como de alto ângulo, que apresentam características desde dúcteis até rúpteis, impedem uma completa caracterização das relações de contato originais e do posicionamento estratigráfico pré-deformacional das unidades. Estas características inviabilizam a utilização da classificação lito-estratigráfica usual (Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica, Petri *et al.* 1986). Deste modo, uma divisão tectono-estratigráfica, segundo os critérios sugeridos pelo mesmo autor foi utilizada neste trabalho.

Os resultados alcançados são descritos a seguir, subdivididos em quatro capítulos: Compartimentação Tectono-Estratigráfica, Tectônica, Metamorfismo e Mineralização de Cromo. As informações pertinentes encontram-se compiladas no mapa geológico em escala nominal 1:50.000 (Anexo 1).

### 3 COMPARTIMENTAÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Os terrenos Pré-Cambrianos da área em apreço são separados em dois compartimentos tectono-estratigráficos, caracterizados por diferentes associações litológicas, contexto estrutural e condições metamórficas, reflexo de evoluções geológicas distintas para cada compartimento.

O primeiro compartimento tectono-estratigráfico a ser descrito, denominado informalmente de **Bloco Norte**, ocupa a extremidade norte-nordeste da área, sendo representado por rochas ortognáissicas - migmatíticas, em geral, milonitizadas. O segundo compartimento, que ocupa a maior parte da área e corresponde aos terrenos alóctones submetidos a condições tectono-metamórficas enérgicas, é denominado informalmente de **Bloco Sul**. Esse bloco engloba uma série de tipos litológicos que incluem: gnaisses, xistos pelíticos, rochas metamáficas e metaultramáficas, agrupadas em três unidades informais: **Unidade Gnáissica**; **Unidade Metassedimentar-metaultramáfica**; e **Unidade Metapsamítica** (Anexo 1).

#### 3.1 Bloco Norte

O Bloco Norte constitui a extremidade norte-nordeste da área, representando apenas a porção marginal de um compartimento maior (ver Capítulo 7). Nesta região, o compartimento tectono-estratigráfico é formado, principalmente, por milonitos de rochas ortoderivadas de composição granítica a tonalítica. O restante inclui migmatitos, tonalitos e pequenos corpos descontínuos de rochas metamáficas e metaultramáficas.

O conjunto, quando observado em fotografias aéreas ou imagens de satélites, forma um conspicuo alinhamento topográfico de direção WNW - ESE, que se estende lateralmente por vários quilômetros. Esta feição geomorfológica corresponde a uma extensa zona de cisalhamento transcorrente, dúctil, de caráter sinistral, marcado por uma forte foliação sub-vertical e uma fraca lineação de estiramento (Fig. 8 e 9).

Os ortognaisses correspondem ao conjunto litológico mais antigo preservado da deformação e da anatexia, representando o protólito dos



migmatitos e milonitos. Eles aparecem apenas ao sul da zona de cisalhamento transcorrente em raros afloramentos. Alí são marcados por típica coloração cinza, composição tonalítica, aspecto homogêneo e isotrópico.

Ao microscópio, tais ortognaisses mostram texturas originais bastante modificadas pela deformação, passando a exibir feições do tipo mortar. A granulação apresenta distribuição bimodal, sendo os cristais maiores representados por plagioclásios (1000 a 1500  $\mu\text{m}$ ), bordejados por grãos menores de quartzo, plagioclásio e biotita (100 a 200  $\mu\text{m}$ ).

Os migmatitos são bastante homogêneos, tanto em suas características texturais quanto composicionais, ocorrendo nas duas margens da zona de cisalhamento. Apresentam coloração cinza escuro, estrutura bandada centimétrica bastante irregular, localmente intensamente dobrada, (Foto 1). Tal bandamento é definido pela alternância de níveis tonalíticos (paleossoma) e níveis graníticos (neossoma). Em direção à zona de

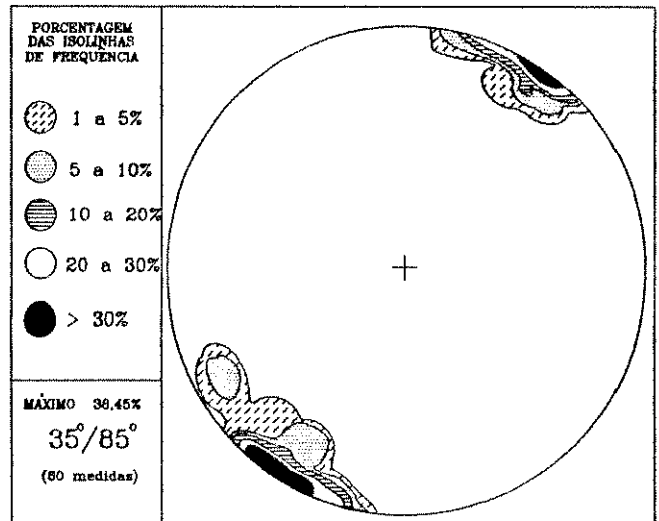


Figura 8 Diagrama de contôrno da foliação milonítica desenvolvida no Bloco Norte.

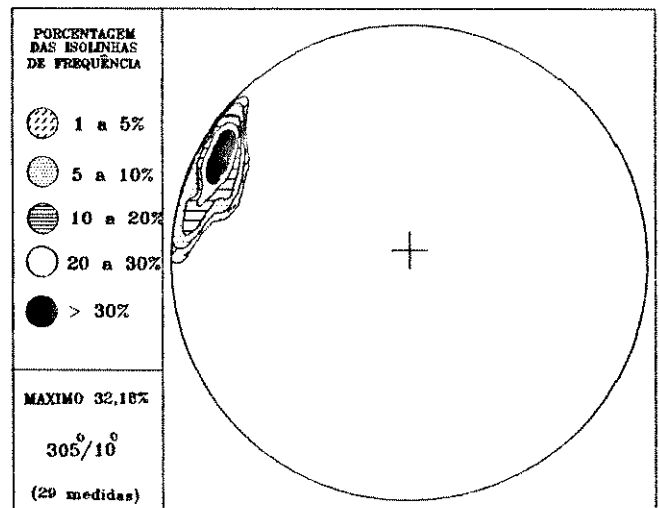


Figura 9 Diagrama de contôrno da lineação de estiramento encontrada nas rochas miloníticas do Bloco Norte.

cisalhamento estes migmatitos são progressivamente milonitizados, desenvolvendo microestruturas típicas tanto de fácies xisto verde como de anfibolito, como veremos mais à frente. Vale ressaltar que estes migmatitos estendem-se para noroeste até as proximidades de Fortaleza de Minas, onde assumem um aspecto nebulítico, perdendo o bandamento e gradando à norte para os ortognaisses tonalíticos descritos por Carvalho *et al.* (1989).

As "rochas miloníticas" distribuem-se ao longo de uma faixa de direção WNW-ESE com aproximadamente 1 Km de largura, que representa uma larga zona de cisalhamento transcorrente. Embora a deformação nesta faixa tenha sido intensa, não foi uniformemente distribuída (heterogênea), gerando uma grande diversidade de feições texturais e estruturais. Esta gama de feições é fruto, principalmente, da variação na diminuição do tamanho dos minerais constituintes da rocha, que resultou, por um lado, da heterogeneidade original do protólito bandado (migmatitos), os quais apresentam comportamento reológico distinto de banda para banda, e também, por outro lado, pela atuação de mecanismos do tipo *strain softening*, materializado por transformações minerais (*softening* químico) e desenvolvimento de microestruturas (*softening* físico).

Os critérios utilizados para a classificação e separação destas rochas formadas pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento dúctil seguem a proposta de Sibson (1977) (Tabela 1).

Os protomilonitos, nas bordas das zonas de cisalhamento, são caracterizados por texturas originais parcialmente preservadas, envoltas por uma foliação milonítica espaçada.

Microscopicamente, os protomilonitos são marcados pelo desenvolvimento de lamelas e bandas de deformação nos cristais de quartzo, podendo evoluir para recristalização dinâmica ao longo da foliação (estágio 5 de Laurent, 1977; Foto 2). Os feldspatos, por outro lado, apresentam formas lenticulares comportando-se, na maioria das vezes, como corpos rígidos. Nos locais onde os porfiroclastos de feldspatos ocorrem em grande quantidade, estes caracterizam-se pela

presença de fraturas extencionais e por uma forte diminuição do tamanho dos grãos, principalmente por cataclase ao longo das fraturas e nas sombras de pressão (Foto 2). A evidência de deformação plástica nos feldspatos corresponde ao desenvolvimento de extinção ondulante e o aparecimento de geminações mecânicas nas bordas do cristais.

A foliação principal encontrada nestas rochas é definida pelo estiramento e achatamento dos grãos de quartzo, bem como pela orientação dos filossilicatos desenvolvidos durante a deformação.

Em muitas amostras observa-se ainda uma segunda foliação, descontínua e espaçada, definida por filmes de mica branca e recristalização dos grãos de quartzo. O desenvolvimento destas foliações ocorrem, provavelmente, de forma sincrônica, ou com intervalo de tempo muito pequeno. Essa afirmação é possível, pois ambas as foliações apresentam características compatíveis com as mesmas condições de pressão e temperatura, o que para Vauchez (1987) é um critério fundamental para determinar as relações temporais entre as foliações. Deste modo tais foliações representariam os planos S/C do tipo I de Lister e Snoke (1984), onde a primeira, mais penetrativa e contínua, corresponderia à superfície "S" e a segunda, descontínua e esparsa, seria a superfície "C", com ângulos variando entre si de 20° a 30°.

ROCHA	NÃO FOLIADA (% de matriz)	FOLIADA (% de matriz)
INCOESA	Brecha de falha (frag. >30%) Gouge de Falha (frag. <30%)	
COESA	Pseudotaquilito	
	Brecha esmagada (Frag. > 0.5 cm) Brecha fina esm. (0.1 < Frag. > 0.5) Microbrecha esm. (Frag. > 0.1 cm)	
	Protocataclasito (10 - 50%)	Protomilonito (10 - 50%)
	Cataclasito (50 - 90%)	Milonito (50 - 90%)
	Ultracataclasito ( > 90%)	Ultramilonito ( > 90%)

Tabela 1 Classificação das rochas formadas nas zonas de cisalhamento. (Sibson, 1977).

Os milonitos têm composição de granítica a tonalítica como a dos migmatitos, sendo constituídos, no conjunto, por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita e biotita. Os acessórios são epidoto, clorita, titanita, zircão e alanita. Sua composição tonalítica ou granítica depende obviamente da relação plagioclásio/ feldspato alcalino, que varia de banda para banda.

Estes milonitos, mesoscopicamente, são marcados por uma conspícua foliação/laminação, de anastomosada a sub-paralela, dependendo da quantidade de porfiroclastos que a perturbam. A foliação é paralela ao bandamento migmatítico preservado e contém uma fraca lineação mineral e de estiramento (pouco penetrativa), constituindo tectonitos do tipo S, característicos do conjunto estudado.

Microscopicamente, os milonitos s.s. são caracterizados por uma alternância de *ribbon quartz*, agregados lenticulares de feldspato com ou sem quartzo e filmes de filossilicatos, além de conterem porfiroclastos de feldspato (10% a 30%) (Foto 3).

Os grãos de quartzo apresentam-se fortemente deformados, marcados pela presença de lamelas e bandas de deformação e pelos contatos suturados. Frequentemente esse mineral desenvolve uma forte orientação preferencial de forma a faz ângulo de  $5^{\circ}$  a  $20^{\circ}$  com a foliação milonítica, equivalendo aos planos S/C do tipo II de Lister e Snoke (1984). O quartzo apresenta também textura granoblástica no interior das sombras de pressão.

Os agregados feldspáticos apresentam formas lenticulares alongadas a ligeiramente sigmoidais, representando, possivelmente, antigos porfiroclastos totalmente recristalizados pela deformação. Esses sigmóides refletem uma clara assimetria da deformação, desenvolvendo relações S/C do tipo I de Lister e Snoke (1984).

Os porfiroclastos encontrados são essencialmente de feldspatos, tanto de feldspatos alcalinos como de plagioclásios, dependendo da banda composicional observada. Seu comportamento deformacional é controlado pela quantidade relativa de matriz em que estão imersos (Vidal et al.,

1990). Quando aparecem em grande quantidade a rotação de cada indivíduo é prejudicada pelos demais, aumentando assim a tensão interna dos cristais e facilitando a deformação, o que resulta no aparecimento de uma série de estruturas internas (*kink bands*, lamelas de deformação, geminações mecânicas, fraturas extencionais, etc.), além da recristalização nas bordas. Estas feições são mais facilmente observadas no feldspato alcalino, onde o desenvolvimento de bordas de recristalização e formação de caudas assimétricas nas sombras de pressão são comuns, podendo, às vezes, consumir totalmente o porfiroclasto. Estas bordas são constituídas por grãos diminutos de feldspatos alcalinos e quartzo (10µm a 30 µm). Esses novos grãos não contêm inclusões e não apresentam sinais da deformação na escala observada. O contato entre os grãos recristalizados e os porfiroclastos remanescentes é irregular e têm características típicas de recristalização dinâmica, como exemplificado nas descrições de Simpson (1986) e na Fig. 10. Além da borda recristalizada é comum observar-se tanto a formação de mimerquitas lobadas (localmente com formas de ponta de flechas, desenvolvidas ao longo das faces longas), como o aparecimento de geminações típicas do microclínio (Fig. 10). O núcleo dos porfiroclastos pode mostrar o desenvolvimento de pertitas que apresentam várias orientações, sobrepondo-se umas às outras, provavelmente devido a deformação rotacional. Observa-se também o desenvolvimento de fraturas extencionais,

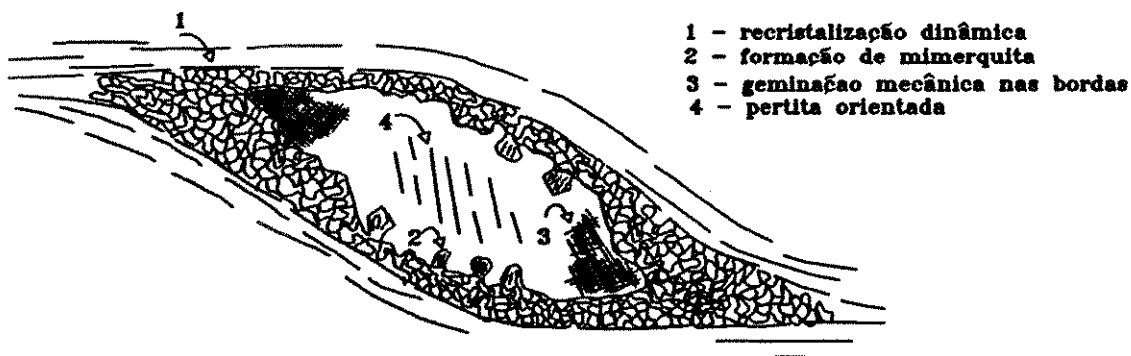


Figura 10 Desenho esquemático retirado dos milonitos, mostrando as microestruturas desenvolvidas nos feldspatos alcalinos encontrados nos milonitos, típicas da fácies anfíbolito.

que podem alcançar formas conjugadas, com a individualização de subgrãos por cataclase ao longo das mesmas.

Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam formas lenticulares, geralmente com geminações polissintéticas imperfeitas, quando deformados desenvolvem microestruturas semelhantes às dos feldspatos alcalinos.

Outra característica dos feldspatos é encontrarem-se parcialmente saussuritizados, principalmente nas bordas e ao longo dos grãos que constituem as sombras de pressão (Foto 3).

A biotita é fortemente orientada, localmente estirada, e aparece como filmes descontínuos, mostrando transformações tanto para clorita como para muscovita, podendo ser inteiramente substituída ao longo dos planos de foliação.

As rochas ultramiloníticas são caracterizadas por cor que varia de cinza escuro a preto, granulação extremamente fina, uma forte foliação plano paralela e uma fraca lineação de estiramento (tectonitos S típicos). Estes aparecem, em geral, como faixas de espessura centimétrica, localmente atingindo 0,5 m a 2,0 m.

Ao microscópio, os ultramilonitos são caracterizados por uma matriz extremamente fina (>90%) constituída essencialmente por quartzo, filossilicatos e epidoto, com porfiroclastos de feldspatos, dispersos na matriz (Foto 4). A foliação é definida pela forte orientação dos filossilicatos e dos agregados de quartzo e feldspatos. Os *ribbons* perfazem menos de 10% do volume destas rochas e apresentam localmente, orientação interna dos grãos de quartzo, similar àquela observada nos milonitos, representando também uma relação S/C do tipo II de Lister e Snoke (1984), porém de ângulo menor que 5° e granulação extremamente fina.

Os filossilicatos são representados principalmente pela muscovita e/ou sericita e subordinadamente pela clorita. Eles ocorrem em filmes extremamente finos, isolados ou dispersos na matriz.

O epidoto ocorre como pequenos cristais distribuídos na matriz e muitas vezes é difícil de individualizá-los, devido a seu tamanho

diminuto. Este mineral ocorre ainda em pequenos aglomerados envolvendo o plagioclásio.

Os porfiroclastos são basicamente de feldspato, com as mesmas características observadas nos milonitos descritos anteriormente, só que em menor proporção e mais intensamente substituídos por sericita.

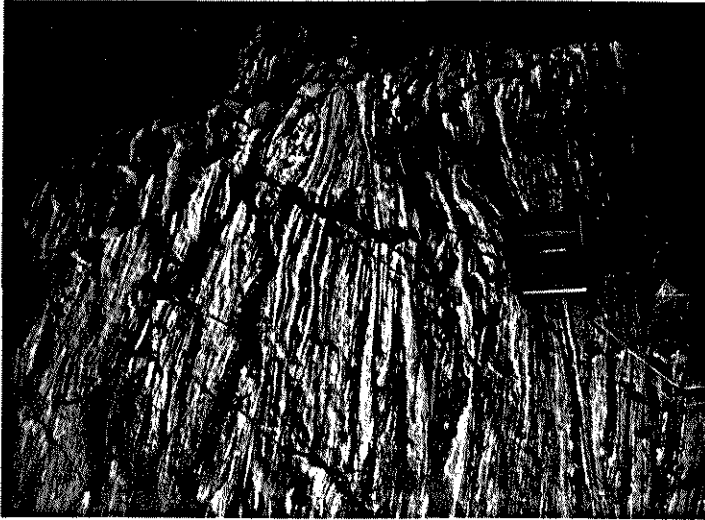
Além dos ortognaisses migmatizados e/ou milonitizados, encontram-se embutidos nestes terrenos, dentro e fora da zona de cisalhamento, blocos e pequenos afloramentos de rochas metaultramáficas. São representadas predominantemente por xistos e felses constituídos por hornblenda, clorita e tremolita, com opacos como acessórios.

No interior das faixas cisalhadas, as rochas metaultramáficas ocorrem como corpos tabulares a lenticulares, concordantes e intercalados nos ortognaisses miloníticos. Os corpos maiores apresentam núcleos de granulação média, maciços, com texturas decussada a granoblástica (Foto 5). As bordas dos corpos apresentam-se fortemente foliadas, com textura nematoblástica e granulação fina (Foto 6). A passagem entre os núcleos e as bordas não foi diretamente observada, pela falta de afloramentos contínuos. As bordas são formadas por actinolita-hornblenda xistos, clorita-hornblenda-actinolita xistos e actinolita-clorita xistos, com foliação anastomosada (Foto 6). Os núcleos são formados por hornblenda felses e hornblenda-cummingtonita felses maciços (Foto 5).

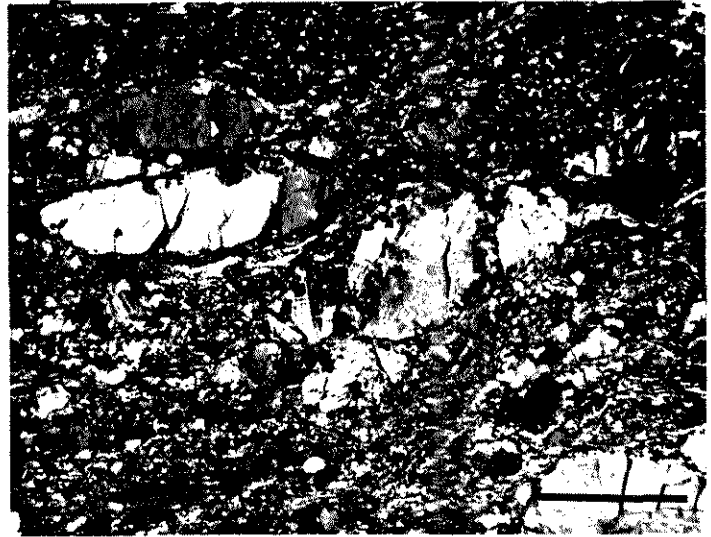
Tais corpos de rochas metaultramáficas apresentam uma nítida variação de paragêneses metamórficas. As partes centrais são constituídas por hornblenda com exsolução de cummingtonita, enquanto as bordas são compostas por tremolita e clorita, o que denota uma mudança retrometamórfica associada ao cisalhamento, que equivale às paragêneses dos filmes de filossilicatos nos ortognaisses.

Fora da zona de cisalhamento, as metaultramáficas só foram observadas na fazenda Cabeceira do Córrego Três Barras, onde ocorrem como corpos pequenos, de forma ovalada, com características similares aos núcleos dos corpos acima descritos.

1



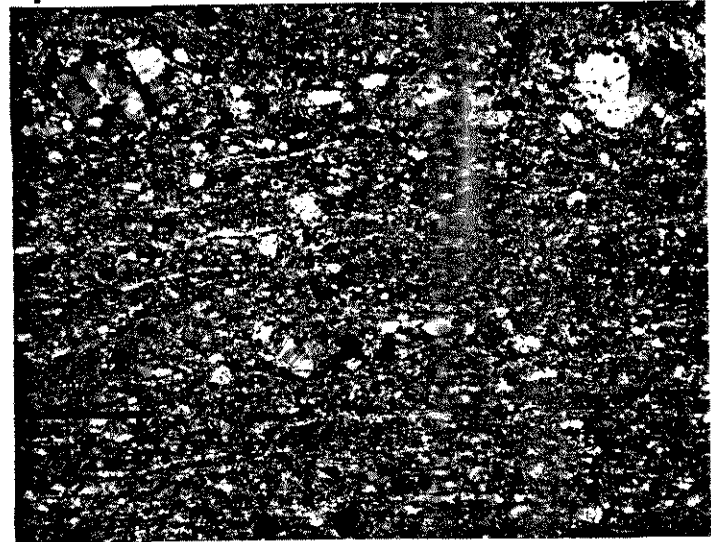
2



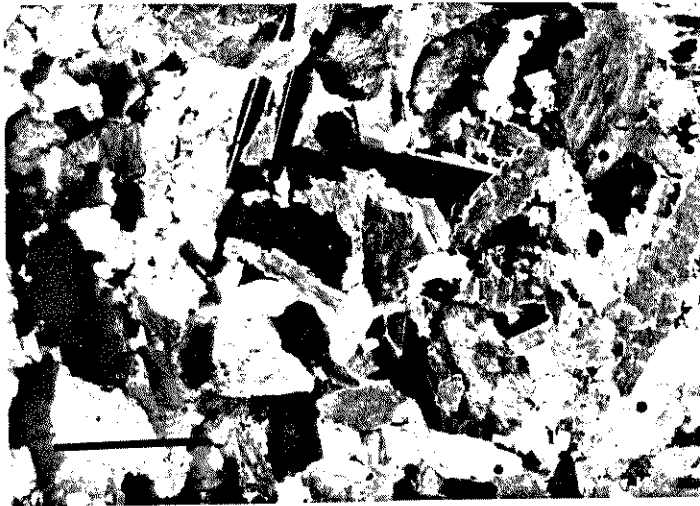
3



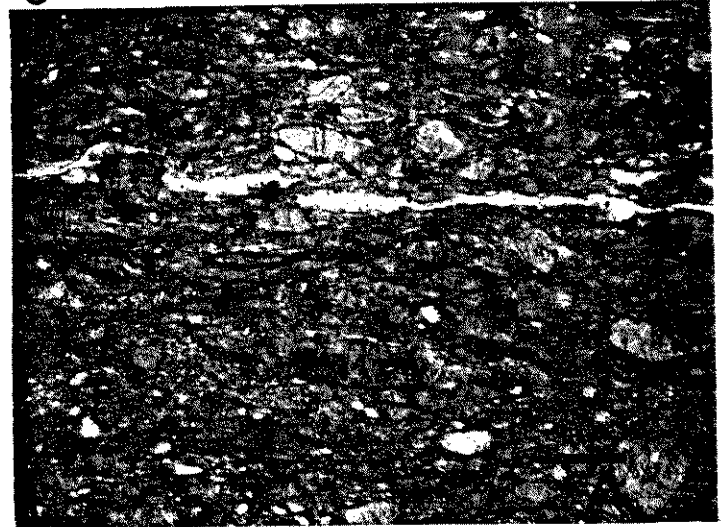
4



5



6





### 3.2 Bloco Sul

Este compartimento tectono-estratigráfico ocorre na porção centro sul da área estudada, ocupando cerca de 80% da mesma, onde é constituído por uma diversidade de tipos litológicos: gnaisses, xistos pelíticos e psamíticos, rochas metamáficas e metaultramáficas. Estas litologias são subdivididas em três unidades informais, aqui designadas de: Unidade Gnaíssica, Unidade Metaultramáfica-Metassedimentar e Unidade Metapsamítica. A primeira corresponde a um conjunto gnáissico com intercalações reconhecíveis de metassedimentos, de metamáficas e de metaultramáficas; a segunda é constituída por xistos pelíticos e ultramáficos com subordinadas intercalações de gnaisses, de rochas metamáficas, gonditos, banded iron formation (BIF) e quartzo-mica xistos; a última é representada exclusivamente por quartzo-mica xistos. A estruturação deste bloco é caracterizada por uma forte foliação de médio ângulo de mergulho e uma lineação mineral e de estiramento, bem definida e persistente (Figs. 11 e 12).

Os contatos entre as unidades deste bloco são demarcados, a nosso entender, por descontinuidades tectônicas (*detachments*), expressos geomorfologicamente por uma nítida quebra do relevo. Estas feições sob clima tropical úmido, como se observa aqui, favorecem o desenvolvimento de espessos bancos de solos e talus, que dificultam sua perfeita cartografia. A constatação de seu caráter tectônico baseia-se em três fatos

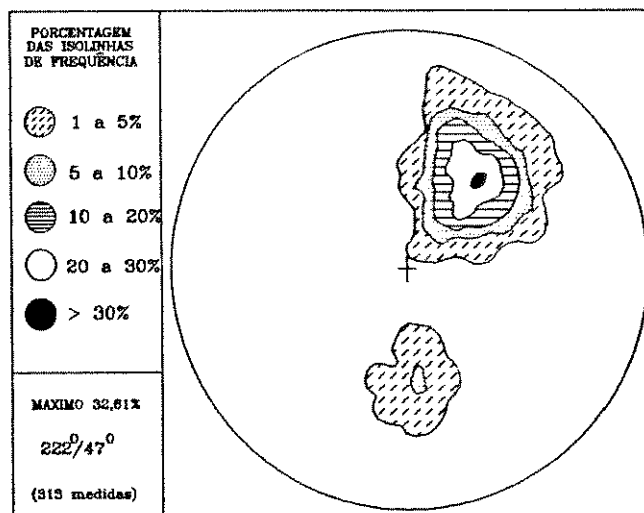


Figura 11 Diagrama de contorno da foliação regional e milonítica desenvolvida nas rochas do Bloco Sul.

principais: 1º Contatos balizados por misturas tectônicas de litologias das unidades consideradas;

2º Contatos constituídos por rochas miloníticas;

3º Os "planos" de contatos entre as unidades deste bloco truncam claramente a estruturação interna destas unidades (contato geológico e foliação), marcados pela presença de contatos triplos (Anexo 1).

A caracterização do contato entre os blocos tectônicos Norte e Sul é bastante prejudicada pela ausência de afloramentos expressivos e, também, pelas litologias de ambos os blocos próximo ao contato, serem basicamente gnaisses. Assim sendo, o limite foi traçado com base no aparecimento dos primeiros biotita gnaisses finos, quartzo-mica xistos e demais litologias típicas do Bloco Sul, que não são encontradas no Bloco Norte. Além disso, e tão importante quanto, é o fato das litologias do Bloco Sul encontrarem-se milonitizadas no contato e terem características estruturais distintas das observadas a norte (ver Fig. 13 e Capítulos 4 e 7).

A seguir descreveremos as três unidades que representam este Bloco tectono-estratigráfico.

### 3.2.1 Unidade Gnáissica

Esta unidade aflora na área segundo três segmentos e corresponde à unidade de maior extensão areal (Anexo 1). Como indica o próprio nome, esta unidade é predominantemente gnáissica, constituída por biotita

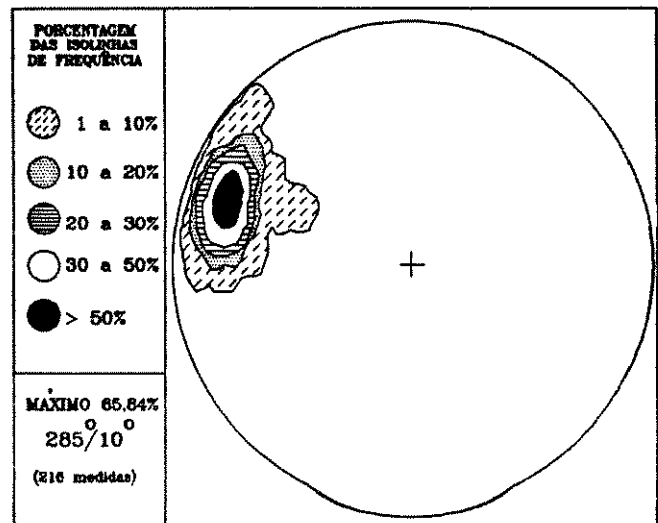


Figura 12 Diagrama de contorno da lineação mineral e de estiramento desenvolvida nas rochas do Bloco Sul.

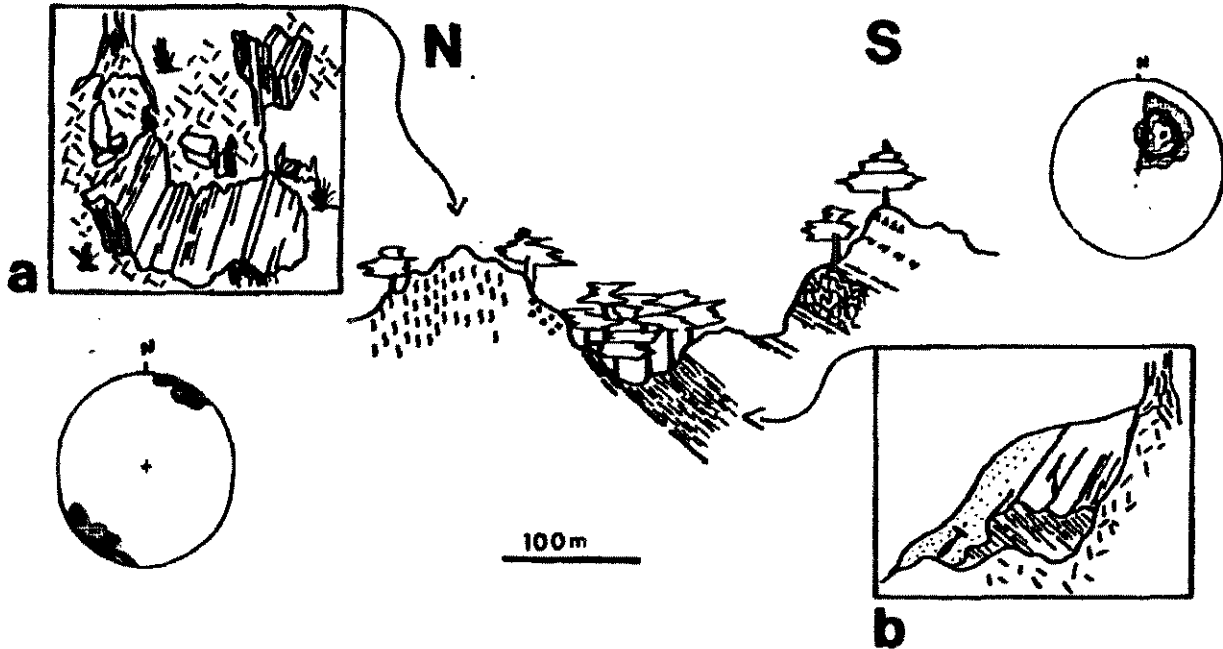


Figura 13 Perfil transversal ao contato entre os Blocos Sul e Norte.

a) Ortognaisses com a foliação verticalizada. b) Biotita gnaisse milonítico com uma foliação de médio ângulo.

gnaisses migmatíticos, (granada)-epidoto-magnetita-hornblenda gnaisses, ortognaisses quartzo dioríticos e gnaisses tonalíticos, além de pequenas intercalações de quartzo-mica xistos, granada-biotita xistos, granada-hornblenda-quartzo gnaisse, xistos ultramáficos, anfibolitos e metagabros.

Cada um dos tipos litológicos acima mencionados, à exceção dos metagabros e dos ortognaisses quartzo dioríticos, não são mapeáveis na escala do presente trabalho (1:50.000). Ocorrem como intercalações métricas ou mesmo centimétricas, dentro dos biotita gnaisses finos ou ainda como pequenos afloramentos descontínuos ou como blocos dispersos, impossibilitando determinar as relações de contato com as demais litologias.

Os biotita gnaisses correspondem à litologia quantitativamente mais expressiva desta unidade. Macroscopicamente, essa rocha apresenta cor de

cinza claro a bege, granulação fina a média e uma forte foliação, marcada principalmente pela orientação preferencial das biotitas e dos agregados quartzo-feldspáticos.

Frequentemente se encontram remobilizados, milimétricos, de composição granítica, paralelos à foliação, que conferem à rocha um aspecto bandado/migmatítico. Os remobilizados ocorrem como lentes ou níveis, em várias proporções, podendo alcançar 50% do volume total da rocha.

Observados ao microscópio, os biotita gnaisses são compostos basicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita, tendo como acessórios apatita e zircão, enquanto os remobilizados são formados à base de microclínio e quartzo. A matriz destes remobilizados, que compõem a massa fundamental dos biotita gnaisses, apresenta textura granoblástica a lepidoblástica inequigranular.

Os feldspatos são os minerais predominantes nestas rochas (50% a 70%), podendo predominar tanto plagioclásios quanto feldspatos alcalinos.

Os plagioclásios têm granulação mais grossa (1200  $\mu\text{m}$ ), ocorrendo imersos na massa de quartzo e microclínio (200  $\mu\text{m}$ ). Eles apresentam formas de sub-eudrais a lentiformes, sendo ligeiramente alongados, com inclusões de quartzo em forma de gotas. Os limites são curvos quando justapostos ao quartzo e difusos quando ao lado do microclínio. Comumente exibem manchas de deformação e torções das geminações, o que dificulta a determinação de teor de anortita, estimado em  $\text{An}_{20-35}$  (oligoclásio-andesina).

Os feldspatos alcalinos são geralmente representados pelo microclínio e subordinadamente pelo ortoclásio, ocorrendo entre os grãos de plagioclásio, de forma intergranular, podendo aparecer intercrescidos com cristais de plagioclásio, feição esta, típica de processos de anatexia ou de rochas graníticas s.s..

O quartzo ocorre disperso entre os feldspatos, mostrando uma granulação fina (200  $\mu\text{m}$ ) e uma leve orientação preferencial. Suas estruturas internas são principalmente as lamelas de deformação e, mais

localmente, a individualização de subgrãos (estágios 4 e 5 de Laurent, 1974).

A biotita aparece dispersa dentro desta matriz, na forma de pequenas palhetas (600 µm), bem orientadas, com extinção ondulante. É comum encontrar-se nelas inclusões de zircão e localmente de titanita.

Os mobilizados apresentam-se como lentes assimétricas, as quais podem coalescer e formar níveis mais contínuos, fornecendo à rocha um aspecto bandado bastante característico. Ao microscópio, as partes centrais destas pequenas lentes são constituídas por grãos mais desenvolvidos de microclínio, que podem apresentar inclusões de quartzo e plagioclásio na forma de gotas ou pertitas orientadas. Envolvendo estes grãos, ocorrem aglomerados de quartzo e/ou microclínio, delimitando zonas de sombras de pressão assimétricas.

O material granítico (mobilizado), formou-se muito provavelmente a partir da fusão parcial *in situ* do próprio biotita gnaisse, tendo sido gerado durante a deformação, o que é reconhecido pela presença de filmes de biotita circundando os remobilizados e pelos plagioclásios passando nas bordas para microclínio. A deformação foi responsável, também, pela forte orientação das pertitas e dos cristais de microclínio, assim como pelas formas assimétricas dos remobilizados. Estas são, a nosso ver, feições que caracterizam o desenvolvimento dos processos deformacionais concomitantemente com a migmatização.

A presença da orientação preferencial das microestruturas e dos contatos suturados, típicos de recristalização dinâmica, indicam a inexistência de um período de forte recristalização estática.

Os biotita gnaisses, nos poucos afloramentos observados próximo ao contato com o Bloco Norte, caracterizam-se por uma granulação muito fina, uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento bem marcada, representando os termos miloníticos s.s. e ultramiloníticos (Fig. 13 e Foto 7). O *fabric* é agora caracterizado por uma forte diminuição no tamanho dos grãos, tanto do quartzo como dos feldspatos alcalinos e mesmo dos plagioclásios, causada por recristalização dinâmica (Foto 8). O

quartzo, que ocorre como *ribbons* isolados ou como aglomerados com os feldspatos, têm granulação extremamente fina e lamelas de deformação e recristalização dinâmica (estágios 4 e 5 de Laurent, 1977). Os feldspatos, tanto plagioclásios como feldspatos alcalinos, aparecem principalmente recristalizados, forma típica dos estágios mais avançados de deformação (estágio 5 de Laurent, 1977). Os raros fenoclastos ainda preservados são os de plagioclásios, que apresentam formas sigmoidais com sombras de pressão assimétricas. As biotitas apresentam-se bastante estiradas, localmente adquirindo formas de *mica fish*.

Além dos biotitas gnaisses migmatizados descritos anteriormente, há ainda os gnaisses tonalíticos cinzas escuros, os gnaisses porfiríticos e os (granada)-epidoto-magnetita-hornblenda gnaisses, que aparecem em pequenas proporções nesta unidade, cujo caráter e relações com as demais rochas não foi possível estabelecer. Entre estes gnaisses, os de composição tonalítica destacam-se pela sua localização e semelhanças texturais e mineralógicas com os ortognaisses do Bloco Norte. Ocorrem em faixas de direção WNW-ESE, concordantemente com a estruturação geral da unidade. Caracterizam-se pela coloração cinza escura, granulação média e aspecto homogêneo. Localmente apresentam um bandamento centimétrico conferido pela presença de leitos de biotita.

Os gnaisses tonalíticos podem representar, a nosso ver, lascas tectônicas do Bloco Norte embutidas durante a fase principal de deformação do Bloco Sul, visto que só ocorrem próximo ao contato entre os dois blocos, apresentam dobras desarmônicas e feições miloníticas (Fig. 13).

Os anfibolitos geralmente ocorrem como lentes ou níveis concordantes, em contatos bruscos com os biotita gnaisses; porém, nos arredores de Petúnia, em direção a Alpinópolis, observa-se uma série cíclica de intercalações centimétricas alternadas com os biotita gnaisses, em muito semelhantes aos descritos por Choudhuri *et al.* (1988) nos arredores de Jacuí.

Os anfibolitos encontrados são rochas melanocráticas de coloração de verde escuro a preto, granulação bastante variada (200 a 1200 µm), predominando as mais grosseiras. Essas rochas desenvolvem uma estruturação plano linear bem marcada pela orientação dos anfibólios e lentes feldspáticas, podendo desenvolver um bandamento milimétrico. Além da sua composição ser essencialmente, hornblenda e plagioclásio, são encontrados em menores quantidades quartzo, titanita e apatita. A textura dos anfibolitos é tipicamente nematoblástica com variação a granonematoblástica quando o plagioclásio ultrapassa 40%.

Os xistos ultramáficos, que, à semelhança dos anfibolitos, também aparecem como pequenas intercalações nos biotita gnaisses, são representados por clorita-xistos, com proporções variáveis de talco. Esses xistos apresentam coloração esverdeada característica e uma forte foliação, localmente anastomosada, que é melhor observada nas superfícies alteradas. Quando inalterados, devido à granulação extremamente fina, apresentam aspecto maciço .

Os quartzo-mica xistos constituem pequenas intercalações nos biotita gnaisses, normalmente com formas lenticulares. Estas rochas apresentam granulação de fina a média, cores amarelo claro a cinza esverdeado e uma foliação pronunciada, mesmo quando pouco micáceos. Tais xistos são formados essencialmente por quartzo e muscovita, podendo conter subordinadamente turmalina, ilmenita e plagioclásio. As relações de contato destas rochas com os biotitas gnaisses raramente foram observadas. Quando o foram, mostraram-se tanto bruscas quanto gradacionais.

Ao microscópio, estes xistos são caracterizados por lentes de quartzo (que localmente podem conter plagioclásio) envoltas por filmes de muscovita bem formados. Enquanto essas lentes apresentam formas sigmoidais, o quartzo aparece com tamanhos variados e contatos suturados.

Os (granada)-hornblenda-quartzo gnaisses, com variações para hornblenda-ilmenita-quartzo gnaisses ou até para quartzitos com ilmenita e granada, ocorrem como pequenos corpos lenticulares, frequentemente

associados aos granada anfibolitos quartzosos. Estes xistos são caracterizados pela coloração acentuadamente escura, granulação fina e textura milonítica, além de uma forte foliação paralela aos contatos. As passagens entre os termos mencionados acima são claramente gradacionais, marcadas pelo desaparecimento de granada e hornblenda e aumento na quantidade de quartzo e, às vezes de ilmenita. No seu conjunto, estas litologias têm uma composição mineralógica incomum tanto para rochas unicamente sedimentares como para rochas unicamente ígneas, podendo representar tanto numa mistura variável entre sedimentos terrígenos e material tufáceo básico, como anfibolitos cisalhados com um grande aporte de sílica ao longo de faixas mais deformadas. Nota-se que existe grande quantidade de veios de quartzo próximo às ocorrências destas rochas, alguns de espessura métrica.

Ao microscópio, estes gnaisses são constituídos principalmente por uma massa quartzosa extremamente fina, caracterizada por *ribbons*, onde os grãos de quartzo apresentam forte recristalização dinâmica, com contatos suturados. É saliente também a forte orientação cristalográfica preferencial do quartzo, que faz ângulos de  $15^\circ$  a  $5^\circ$  com a foliação, representando relações S/C do tipo II de Lister e Snoke (1984). Imersos na matriz ocorrem granada, ilmenita e hornblenda, com epidoto subordinado. A granada ocorre como porfiroblastos alongados, apresentando inclusões de quartzo orientadas. A ilmenita também é fortemente orientada, aparecendo dispersa na matriz e, localmente, nas sombras de pressão dos cristais de hornblendas. Este último mineral chama bastante atenção, principalmente pelas formas sigmoidais assimétricas, similares a *mica fish* (Foto 9).

Além dos anfibolitos, os quais, como já vimos, aparecem como pequenas intercalações nos biotitas gnaisses, foram ainda identificados e cartografados três corpos de rochas metamáficas (metagabros), que ocorrem com formas alongadas de direção WNW-ESE (Anexo 1). A delimitação precisa destes corpos é prejudicada pela falta de afloramentos contínuos,



sendo em muitos locais definida pela mudança brusca na cor e tipo de solo, que contrastam com os desenvolvidos sobre os gnaisses.

O produto da alteração intempérica, desenvolvido sobre os gnaisses, caracteriza-se por coloração rosa claro e por ser quartzoso (fração silte-areia), enquanto o solo desenvolvido sobre as metamáficas é de coloração vermelho intenso, constituído basicamente por argilas (granulação silte-argila).

Dois destes corpos aparecem na porção norte, nos arredores de Petúnia, um terceiro aparece a sul da Unidade Metaultramáfica-messedimentar (Anexo 1). Embora este terceiro corpo ocorra em posição distinta aos demais, o mesmo é muito semelhante àqueles, tanto nas características mineralógicas e texturais quanto estruturais, permitindo seu agrupamento.

Os metagabros, com texturas preservadas, constituem *podés* indeformados, de tamanho que variam de alguns centímetros até poucos metros, envoltos por anfibolitos bandados a laminados, que representam claramente um produto de um cisalhamento heterogêneo (Fig. 14). A transição entre os metagabros e os milonitos (anfibolitos) se dá em poucos centímetros e de forma gradual.

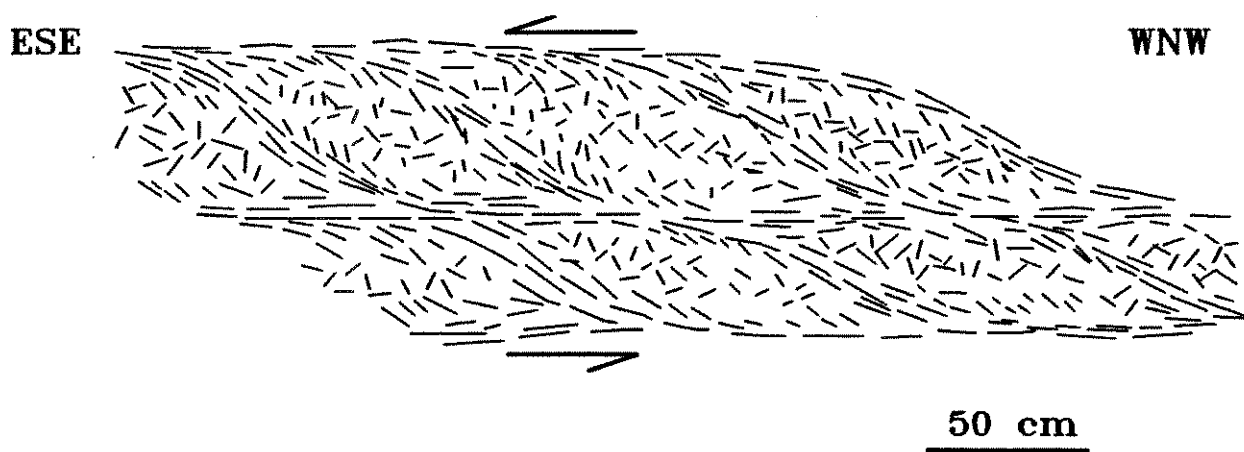


Figura 14 Feições podiformes encontradas em metagabros da Unidade Gnáissica.

Estes metagabros são rochas melanocráticas, de cor cinza escuro, granulação em geral de média a grossa, localmente fina próximo às bordas dos corpos. São rochas caracterizadas por uma textura ígnea parcialmente preservada e pela mineralogia à base de hornblenda<sup>1</sup> (80% a 40%) e plagioclásio (40% a 30%). Como acessórios aparecem magnetita, ilmenita, apatita e mais raramente titanita, pirita e calcopirita. Localmente são observadas granada e clinopiroxênio que perfazem até 5% do volume da rocha. O quartzo é um mineral errático, perfazendo no máximo 5% da rocha e muitas vezes representa a entrada de sílica no sistema, na forma de vênulas.

A variação relativa no conteúdo de anfibólio de 40% a 80% gera termos extremos nestes gabros, que variam de leucogabros (40%) a melanogabros (70% a 80%), cujas relações de campo não foi possível determinar. Destaca-se também, nestes corpos, a existência de manchas e pequenos bolsões milimétricos de sulfetos de cobre e ferro (calcopirita e pirita).

As texturas ígneas, preservadas em escala macroscópica, aparecem como fantasmas ao microscópio, marcadas pela sua substituição parcial ou total por texturas metamórficas, como veremos a seguir.

Os plagioclásios ocorrem como um mosaico poligonizado, substituindo os cristais originais que, localmente, podem estar ainda preservados com hábito prismático, sub-euédrico (Foto 10). Os indivíduos dos agregados poligonizados têm composição estimada entre  $An_{40-25}$  (andesina-oligoclásio), com tamanho médio de 200  $\mu m$ . Já os plagioclásios preservados têm composição estimada entre  $An_{50-40}$  (andesina) e tamanho em torno de 1000  $\mu m$  (Foto 12).

A hornblenda aparece em agregados que pseudomorfizam o clinopiroxênio. A porção central dos pseudomorfos apresenta aspecto vermiforme (intercrescimento quartzo-hornblenda); nas bordas, as

---

<sup>1</sup> Hornblenda metamórfica formada por substituição do clinopiroxênio

hornblenda têm crescimento perpendicular aos contatos com os plagioclásios.

Os minerais opacos ocorrem em proporções variadas, podendo alcançar até 1% da rocha, sendo representados principalmente por ilmenita e subordinadamente por magnetita, que apresentam formas losangulares sub-euédricas, alongadas a xenomórficas. Nas proximidades das porções mais deformadas, as ilmenitas passam, localmente, a titanita e/ou a granada.

Em algumas amostras a granada desenvolveu-se a partir dos opacos e das hornblendas, ocorrendo com faces bem formadas envolvendo esses minerais, próximo ao contato dos metagabros com os milonitos.

Os clinopiroxênios encontrados são xenomórficos, têm bordas corroídas e ocorrem, principalmente, no interior das hornblendas, representando, provavelmente, relíctos que não foram totalmente consumidos (Foto 11). Nas zonas afetadas por cisalhamento transcorrente rúptil, os clinopiroxênios podem estar substituídos por carbonatos.

A passagem para as porções mais deformadas, esta textura reliquiar é gradativamente obliterada, dando lugar a uma estruturação plano-linear (Fig. 15) marcada pela lenticularização dos pseudomorfos de plagioclásio e pela reorientação e crescimento orientado dos cristais de hornblenda (Foto 12). Neste intervalo de variação textural e estrutural, a composição mineralógica mantém-se, basicamente, constante, a não ser pela maior transformação de ilmenita em titanita e pelo aumento na quantidade de granadas observada em algumas amostras (Fig. 15 e tabela 2).

Os milonitos (anfíbolitos) desenvolvem uma estruturação plano-linear e uma textura claramente nematoblástica, apresentando lentes de plagioclásios com texturas granoblásticas.

A hornblenda (200 - 500 µm) permanece com as mesmas características óticas, entretanto suas formas variam de prismas alongados a formas lenticulares (sigmoidais, Foto 12), com forte orientação cristalográfica preferencial. Ressalta-se que, juntamente com o desenvolvimento da textura nematoblástica observa-se também o aumento no tamanho da

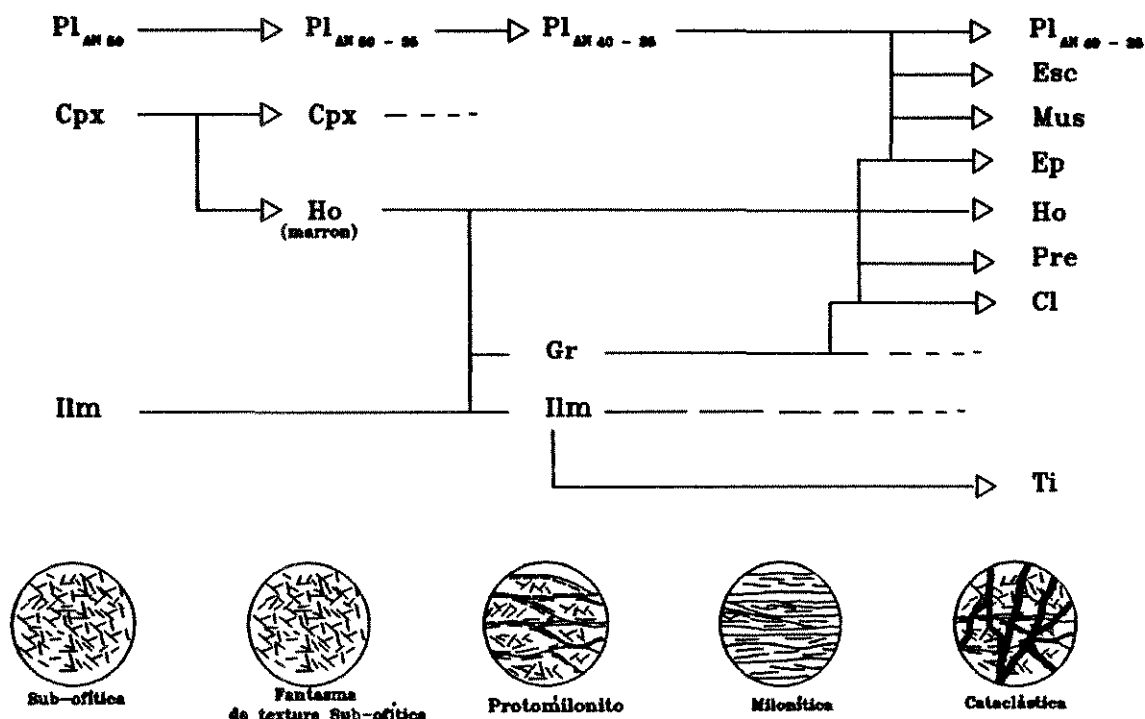


Figura 15 Quadro esquemático mostrando as transformações mineralógicas que acompanham as mudanças texturais. Símbolos dos minerais vide tabela 2.

hornblenda, devido, talvez, à maior facilidade de troca iônica causada pela temperatura elevada e pela deformação durante o metamorfismo de fácies anfibolito alto (competição metamorfismo x deformação).

Os plagioclásios aparecem, nestas rochas, como agregados poligonizados resultantes de recristalização dinâmica (estágio 5 de Laurent, 1974), com tamanho médio de 100 µm.

Os opacos ocorrem em finos filmes associados a titanitas e dispõem-se entre os grãos de hornblenda. São xenomórficos, corroídos pela substituição por titanita, a qual aparece com hábito prismático alongado. Este processo de substituição aparenta estar intimamente associado à deformação, pois, em direção às partes menos deformadas, este mineral diminui gradativamente até desaparecer.

Os porfiroblastos de granada, quando presentes, variam de arredondados à alongados, são envoltos por hornblenda, portando inclusões

TIPO PETROGRÁFICO	ASSEMBLÉIA MINERAL	TRANSFORMAÇÕES MINERAIS	TEXTURAS ÍGNEAS	TEXTURAS METAMÓRFICAS/ TECTÓNICAS
	Min. Essenciais (+) ac. permanentes (-) ac. eventuais	--> substituição ( ) Transformações incipiente		
Metagabro	Ho, Pl, + Ilm, +Gr -Cpx	Pl <sub>40-50</sub> --> Pl <sub>25-40</sub> Cpx --> Ho (Ho --> Gr) (Ilm --> Gr)	Sub-ofítica	Granoblástica, decussada e Granonematoblás- tica
	Ep, Esc, +Cl, +Mb, -Ph, +Pl, -Ho, -Gr, Cc	Pl --> Mb Pl, Ho --> Ep Ho, Pl --> Esc Ho --> Cl (Cpx --> Cc) (Ho --> Ph)	-----	Cataclásticas
Anfibolito	Ho, Pl, Gr, + Ilm, +Ti	Ho --> Gr Ilm --> Ti Ilm, Ti --> Gr	-----	Nematoblástica e porfiroblástica
	Ep, Esc, +Cl, +Mb, -Ph, -Pl, - Ho, -Gr	Pl --> Mb Pl, Ho --> Ep Ho, Pl --> Esc Ho --> Cl (Ho --> Ph)	-----	Cataclástica

Tabela 2 - Principais características petrográficas dos metagabros e seus correspondentes cisalhados, apresentando também as transformações minerais. Hornblenda (Ho), Plagioclásio (Pl), Clinopiroxênio (Cpx), Granada (Gr), Ilmenita (Ilm), Carbonato (Cc), Epidoto (Ep), Escapolita (Esc), Clorita (Cl), Prehnita (Ph), Mica branca (Mb).

tanto de quartzo quanto de titanita. Essas inclusões são alinhadas a helicoidais, evidenciando, no último caso, o crescimento sin-deformacional da granada.

Superpostas às texturas e mineralogia descritas para estas últimas rochas (metagabros e anfibolitos) desenvolveu-se, nas regiões próximas as zonas de falhas rúpteis, uma série de feições cataclásticas caracterizadas, principalmente, pelo aparecimento de redes de fraturas preenchidas por prehnita, epidoto, carbonatos, clorita, escapolita e, localmente, quartzo (Foto 13). Esta paragênese pode também aparecer na

matriz, substituindo minerais pré-existentes. É comum, nessas situações, observar-se os plagioclásios pré-existentes sendo substituídos por escapolita, preservando a forma poligonizada original, ou intensamente saussuritizados (Foto 14). O epidoto aparece como cristais xenomórficos a sub-eudrais, mostrando um zoneamento característico, com passagem de pistacita, no centro, para clinozoisita nas bordas. A hornblenda nestas zonas muda de cor na luz natural, passando para tons verde azulados e juntamente com a granada, é substituída por clorita.

Ao sul de Petúnia, no contato com a unidade metaultramáfica-metassedimentar, não foram reconhecidos os biotitas gnaisses finos, típicos do restante da unidade. Em seu lugar ocorrem hornblenda gnaisses (ortognaisses quartzo-dioríticos), homogêneos, cinzas escuros, de granulação grossa, intensamente deformados. Estruturalmente, são marcados por uma forte lineação de estiramento e uma foliação pouco desenvolvida, características de tectonitos LS, podendo localmente formarem tectonitos L (Foto 15).

Mineralogicamente estes gnaisses são compostos por plagioclásios, hornblenda, biotita e, em menor proporção, por quartzo e feldspatos alcalinos.

Interpretando a lineação como eixo X e o bandamento como o plano XY do elipsóide de deformação finito (Davis, 1984 e Park, 1989), o corte XZ é marcado por um bandamento estreito, localmente contendo olhos assimétricos de feldspatos e de anfibólio. Esse bandamento é materializado por intercalações entre filmes de biotita e agregados de quartzo e feldspato. O corte YZ é definido por olhos de quartzo-feldspato e uma tênue foliação conferida pelo arranjo das biotitas. No corte XY, observa-se uma lineação bem marcada pelos agregados de quartzo-feldspato, pelas fitas de biotita e, localmente, pelos cristais de hornblenda.

Ao longo das zonas de cisalhamento rúptil e nos seus arredores observa-se o desenvolvimento de estruturas cataclásticas, marcadas pelo aparecimento de fraturas e rochas da suíte cataclástica, desenvolvidas sobre quase todas as litologias.

Os cataclasitos são os termos mais abundantes, caracterizados pela presença de fragmentos angulosos centimétricos, contendo interiormente as texturas dos seus protólitos e sendo circundados por matriz muito fina recristalisada, de difícil caracterização mineralógica (Foto 16). São marcados, ainda, pela existência de veios e vênulas de quartzo, epidoto e prehnita (Foto 13).

Os ultracataclasitos parecem constituir a parte mais interna das zonas de falha, sendo marcados por sua massa extremamente fina, sem qualquer orientação preferencial. Ao microscópio também não é possível determinar sua composição mineralógica devido à granulação. Por vezes contêm vênulas de material vítreo constituindo-se em pseudotaquilitos.

Após a apresentação dos litotipos que constituem a unidade gnáissica, faz-se necessário tecer considerações sobre a origem dessas rochas, em particular dos biotita gnaisses, fundamentais para elucidação do contexto geológico regional.

Morales *et al.* (1983) identificam estes gnaisses como ortoderivados e intensamente migmatizados. Para Crosta *et al.* (1986), Schrank *et al.* (1990) e Soares *et al.* (1990), correspondem a paragnaisses. Enquanto para Teixeira *et al.* (1987), os gnaisses a nordeste de Bom Jesus Penha não podem ser considerados como ortoderivados.

Chegar a uma definição sobre essa origem, talvez seja extremamente difícil, entretanto, uma proveniência paraderivada, parece ser mais sugestiva pelas seguintes características:

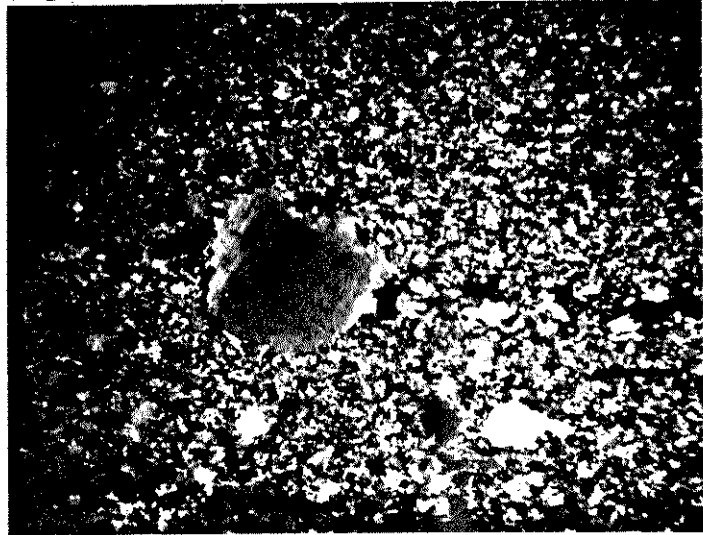
1º - A existência de intercalações, destacando-se em particular os quartzo-mica xistos, os (granada)-biotita xistos e os anfibolitos; 2º - Contatos gradacionais dos biotitas gnaisses com os quartzo-mica xistos e (granada)-biotita xistos;

Contudo, a inexistência de minerais diagnósticos tais como cianitas e estaurolitas e de estruturas primárias preservadas aliadas à possibilidade de explicar as intercalações como tectônicas, não permitem afirmar categoricamente essa origem paraderivada. No momento parece mais conveniente considerar a possibilidade de ambas as origens serem viáveis.

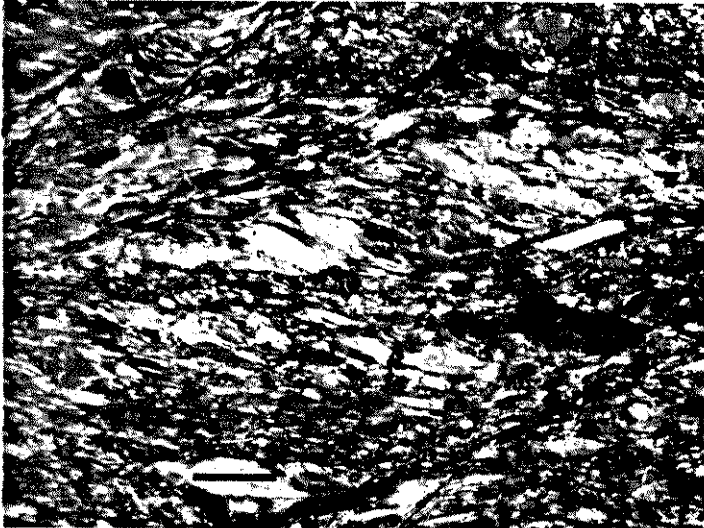
7



8



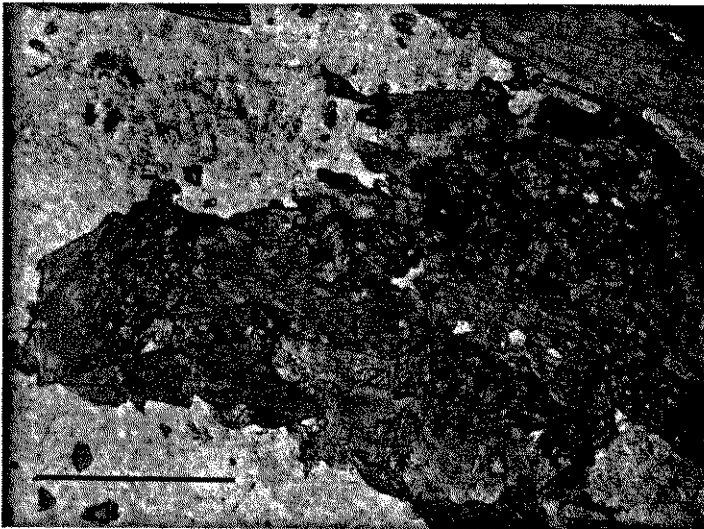
9



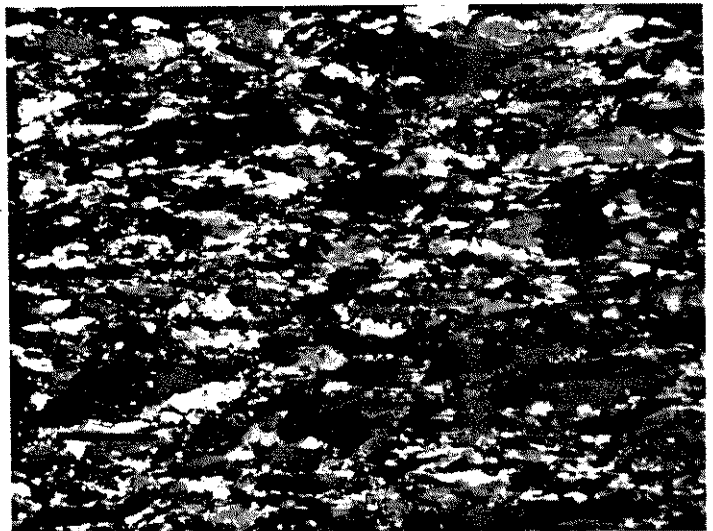
10



11

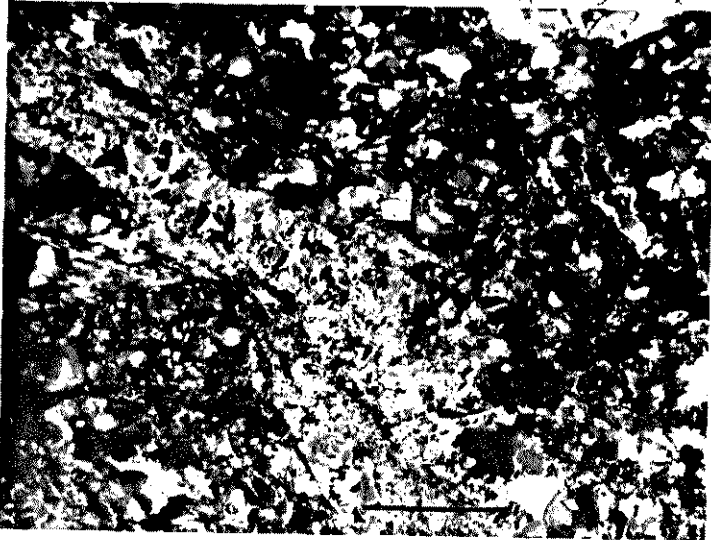


12

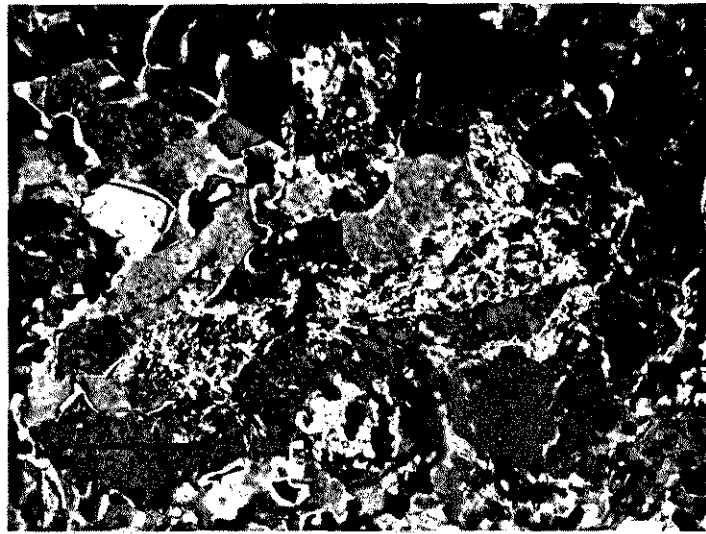




13



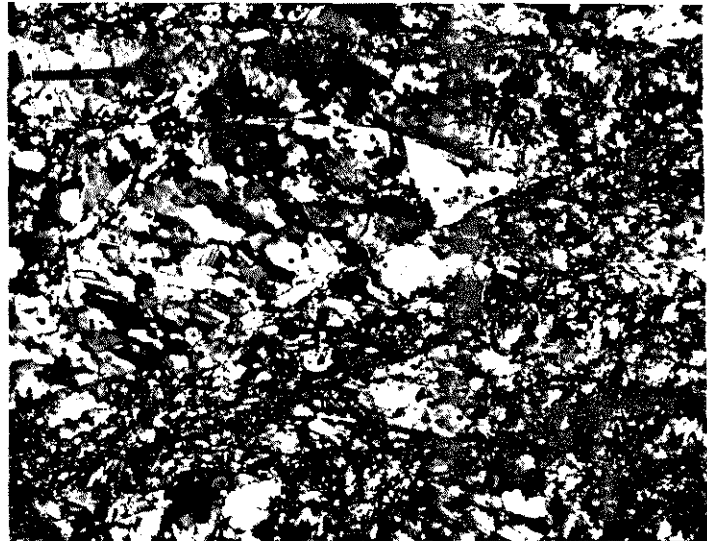
14



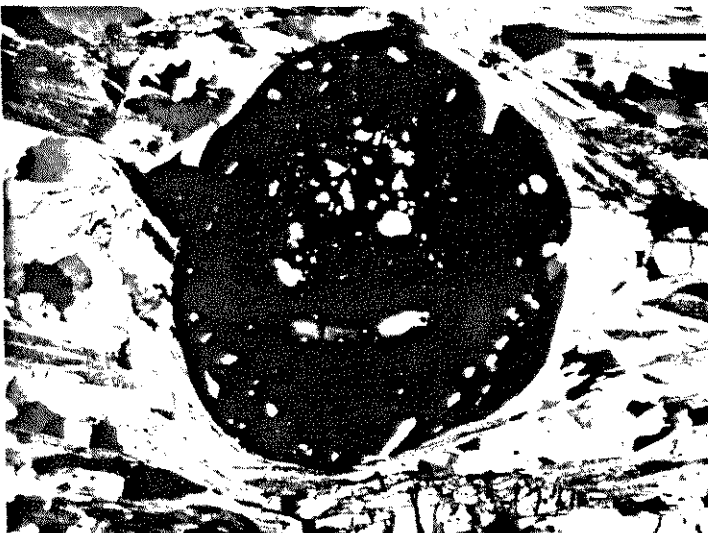
15



16



17



18



### **3.2.2 Unidade Metaultramáfica-metassedimentar**

Na área considerada esta unidade aflora em duas faixas. A primeira é uma faixa estreita, contínua, de direção NW-SE, cuja extensão para SSE é, em parte, coberta pela Unidade Metapsamítica e, em parte prolonga-se para ESE, rumo a Conceição da Aparecida (Anexo 1). A segunda faixa aflora nos arredores de Bom Jesus da Penha, no limite sudoeste da área, estendendo-se para além destes, em sentido a Jacuí. Estas duas faixas fazem parte de uma única sequência, rompida e deslocada pela falha de Bom Jesus da Penha (ver Anexo 1 e Capítulo 7). Elas correspondem a fatias tectônicas, embutidas dentro da unidade gnaíssica, apresentando feições estruturais internas semelhantes às encontradas nas outras duas unidades deste bloco tectônico, ou seja uma forte foliação com mergulhos moderados para sudoeste.

O empilhamento estratigráfico desta unidade é difícil de estabelecer devido, principalmente, à forte deformação e à ausência de afloramentos contínuos, os quais impedem a execução de perfis transversais completos e a caracterização de uma seção inteira e representativa do conjunto. Feições pré-deformacionais são raras e, quando encontradas, são mal preservadas. Poucos registros de superfície da estratificação original ( $S_0$ ) foram encontrados ao longo de alguns perfis, materializados por intercalações de metassedimentos, como mostra a Fig. 16.

Esta unidade é constituída por um pacote metassedimentar, que contém corpos alongados e lentes de composição ultramáfica, os quais podem ou não ser individualizados na escala de trabalho (Anexo 1).

Os metassedimentos são representados, principalmente, por (estauroлита)-cianita-granada-quartzo-biotita xistos, de granulação média a grossa, com proporções variáveis entre esses minerais. Somam-se ainda quantidades diversas de minerais opacos e turmalina. Intercalado nestas rochas ocorrem pequenas camadas de gonditos, formações ferríferas, quartzo-mica xisto além de corpos de metaultramáficas e metamáficas e gnaisses indiferenciados.

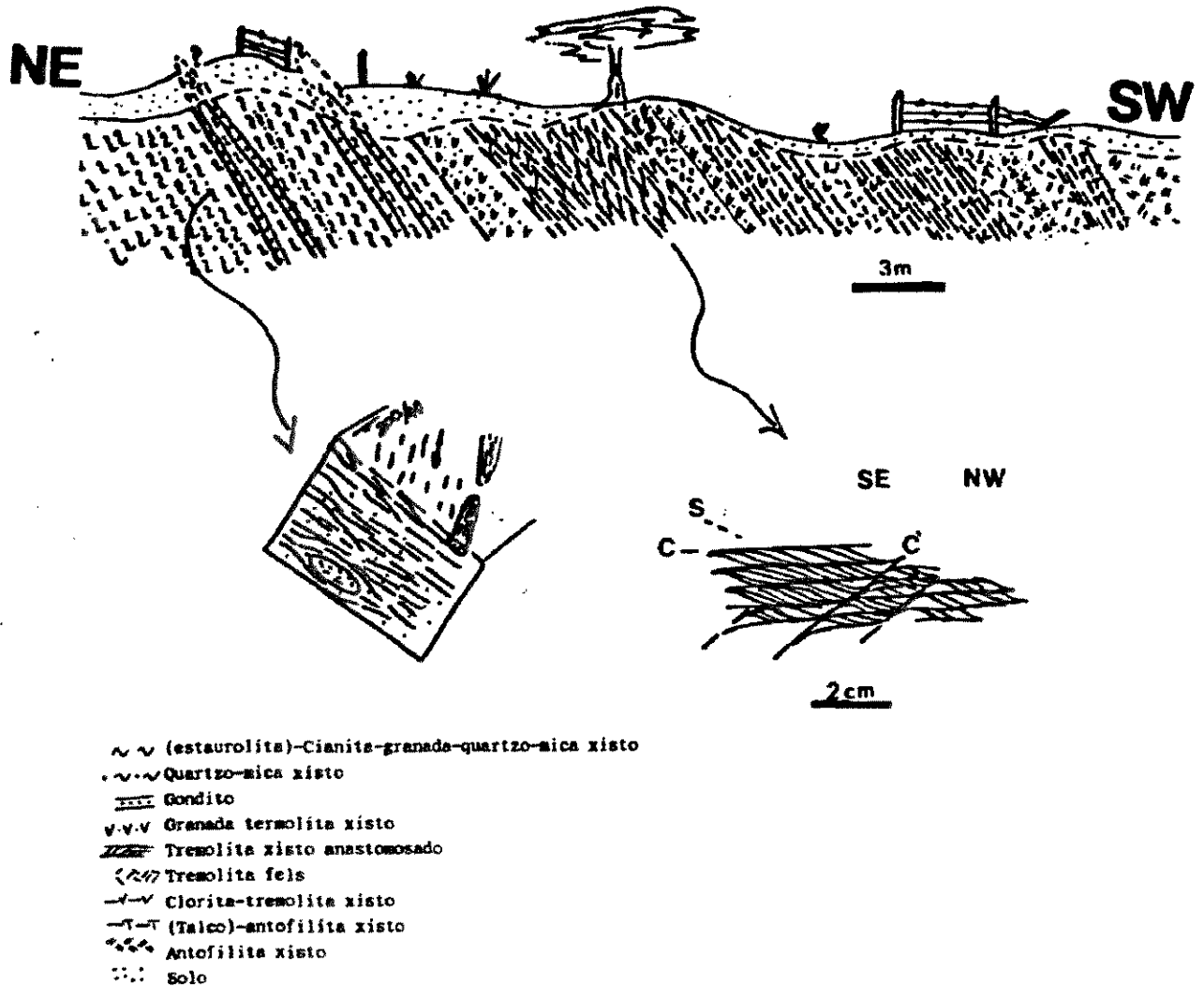


Figura 16 Perfil transversal a unidade Metassedimentar-metaultramáfica.

Os (estaurolita)-cianita-granada-quartzo-mica xistos, via de regra, apresentam-se bastante alterados superficialmente, com coloração avermelhada. Quando inalterados exibem uma coloração cinza prateado e são marcados por sets de biotita bem orientados, que circundam lentes quartzo-feldspáticas. Esta foliação pode mostrar-se ora intensamente perturbada por vênulas de quartzo ou porfiroblastos de granadas, ora

circundando *microlitons* contendo arcos poligonais de biotita, ou ainda com aspecto sigmoidal a anastomosado (Fig. 17).

A análise petrográfica destas rochas demonstra que, imersas na matriz à base de quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e granadas com pelo menos três padrões de inclusões. As granadas podem localizarem-se no interior dos *microlitons* contendo inclusões retas orientadas de quartzo, biotita e plagioclásio (foliação interna,  $S_1$ , Fig. 17), ou ao longo da foliação com formas que variam de arredondadas a lenticulares. As granadas arredondadas podem apresentarem inclusões tanto elicíticas como circulares (Fig. 17 e Foto 18).

A cianita ocorre como porfiroblastos alongados, fortemente orientados, definindo uma forte lineação mineral e de estiramento sobre o plano da foliação (Fig. 17). Alguns destes porfiroblastos podem aparecer encurvados ou rompidos ou ainda apresentando *kink-bands*. O fato

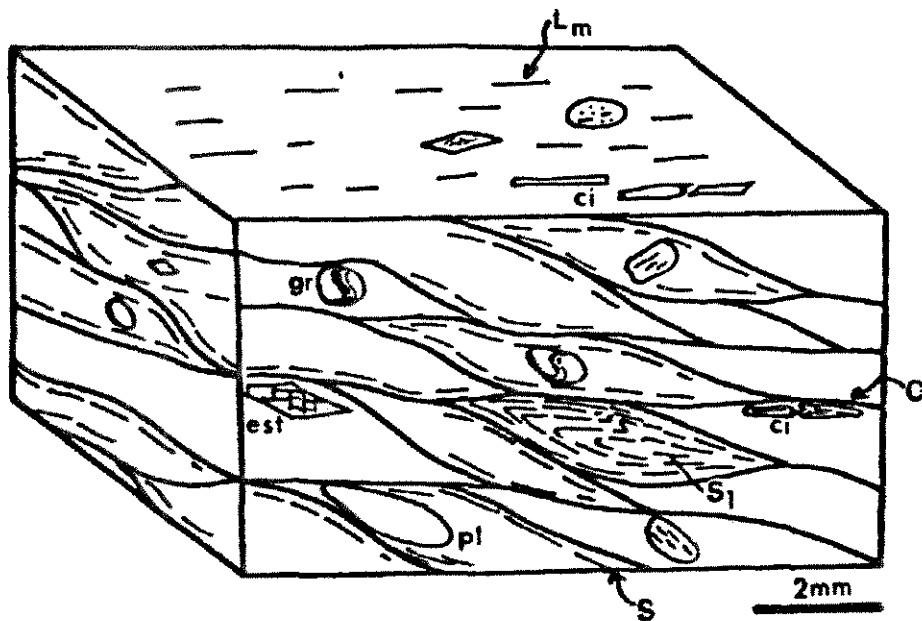


Figura 17 Bloco diagrama esquemático mostrando as relações entre as foliações e os minerais sin-metamórficos.

de se ter cianitas deformadas e não deformadas pode indicar que, à semelhança da granada, seu crescimento se deu concomitantemente à história tectono-metamórfica destas rochas.

Já os porfiroblastos de estaurolita têm formas de euedrais a sub-euedrais, bem orientados. Alguns cristais de estaurolita ocorrem intercrescidos com cianitas alongadas, devido à similaridade cristalina (Deer *et al.*, 1966), sendo que raramente apresentam *kink bands* e extinção ondulante.

Os quartzo-mica xistos são muito semelhantes aos encontrados na Unidade Metapsamítica, apresentando variações locais devido ao aparecimento de granada e ao aumento na porcentagem de minerais opacos, passando assim a granada-quartzo-mica xisto e, por fim, a gonditos.

Os gonditos ocorrem como finas intercalações, e são caracterizados por seu aspecto bandado (bandas quartzosas intercaladas a bandas de granadas e opacos) ou maciço, compostos por quartzo, granada caramelo (espessartita ?) e minerais opacos, com textura granoblástica. Localmente, apresentam granadas porfiroblásticas de até 10 centímetros de diâmetro, que coalescem, obliterando completamente as estruturas e texturas pré-existentes, formando agregados granatíferos.

As formações ferríferas foram raramente observadas, sendo encontradas como pequenos blocos caracterizados pelo aspecto bandado, definido pelas intercalações de níveis de magnetita com níveis quartzosos.

Os metagabros e anfibolitos encontrados nesta sequência são muito semelhantes aos descritos na Unidade Gnáissica. Esta similaridade nos sugere que correspondem, provavelmente, à mesma manifestação ígnea.

As rochas metaultramáficas configuram-se como lentes ou corpos alongados de espessura bastante variável, podendo estar rompidos e superpostos tectonicamente.

Estes "estratos" são, de maneira geral, constituídos por xistos com uma foliação bem desenvolvida, aspecto homogêneo e com texturas e assembléia mineral predominantemente tectono-metamórfica. Localmente, estão

menos deformadas, conservando estruturas maciças e texturas não deformacionais. Estes xistos são predominantemente de coloração verde quando frescos e marrom amarelado nas superfícies alteradas. O solo desenvolvido é bastante característico, têm coloração avermelhada de tonalidade forte, tendo sido utilizado como critério na delimitação de alguns contatos quando na ausência de afloramentos.

O estudo petrográfico detalhado das rochas metaultramáficas revelou que estes estratos apresentam uma marcante diversidade petrográfica, resultante da variação do arranjo e composição mineralógica. Entretanto, devido à dificuldade em separar muitas destas variedades no campo, as mesmas foram agrupadas em 4 grandes conjuntos, a partir de características mais abrangentes, passíveis de serem reconhecidas macroscopicamente, contendo variações menores, como mostrado na tabela 3.

Os Metadunitos foram reconhecidas apenas em dois afloramentos nas margens do Ribeirão da Conquista. Suas relações de contato encontram-se obliteradas, porém antofilita xistos e talco-antofilita xistos afloram a menos de 5 m destes.

Os metadunitos são geralmente maciços, de coloração verde clara a amarelada, granulação média e exibem textura granoblástica que contém porfiroblastos prismáticos de ortopiroxênio e antofilita, aleatoriamente distribuídos (Foto 19). A composição mineralógica é bastante simples, à base de olivina (90% a 95%), ortopiroxênio magnesiano<sup>2</sup> (2%-5%) e antofilita (5%-8%), sendo acompanhados de cromo espinélio<sup>2</sup> como acessório, que localmente pode ultrapassar 5% do volume da rocha. A olivina apresenta-se equigranular, poligonizada (recristalizada), com tamanho de 200 µm. O ortopiroxênio é tipicamente magnesiano, aparecendo como porfiroblastos alongados, com bordas parcialmente substituídas por antofilita. Esta, além de substituir o ortopiroxênio, aparece em porfiroblastos ripiformes, desenvolvidos sobre os demais minerais. Os cromo-espinélios são homogeneamente distribuídos na rocha, têm formas

---

<sup>2</sup> Análise qualitativa realizada por microscopia eletrônica de varredura.

GRUPO PETROGRÁFICO	VARIÉDADES PETROGRÁFICAS	ASSEMBLÉIA MINERAL Min. Essenciais (+) acessórios permanentes (-) acessórios eventuais	TRANSFORMAÇÕES MINERAIS -> substituição ( ) Transformações incipiente	TEXTURAS METAMÓRFICAS TECTÔNICAS
Metadunito	Metadunito Antofilita Dunito	Ol, Opx, + Ant, + Crsp, - Tr	(Opx -> Ant) (Ol -> Ant)	Porfiroblástica randômica sobre a matriz granoblástica
Antofilita Xisto e fels	Antofilita fels Antofilita xisto Antofilita-talco xisto	Ant, Tr, Cl, +op, -Tl Ant, Tr, +Cl, +op, -Tl Tl, Ant, +Tr, +op e -Cl	(Ant --> Tl) (Tr --> Ant)	Decussada ou aleatória Granonematoblástica Lepidonematoblástica
Tremolita xisto e fels	Tremolita-fels Antofilita-tremolita fels Cummingtonita-tremolita fels Cummintonita-antofilita-tremolita fels Olivina-tremolita fels	Tr, +Cum, +Ant, -Ilm, -Cl, -Ol e -Cc	Tr --> Cum Tr --> Ant	Granonematoblástica equigranular
	Tremolita xisto Cummingtonita-tremolita xisto Antofilita-tremolita xisto Tremolita-granada xisto	Tr, +Ant, +Cum, +op, -Cl, -Gr	(Tr -> Cl) (Tr -> Ant) (Tr -> Cum) (Tr -> Gr)	Nematoblástica Porfiro-mematoblástica
Tremolita-clorita xisto	Clorita-tremolita xisto Tremolita-clorita xisto	Tr, Cl, +Ant, +op, -Cc	(Tr -> Cum)	Lepidonematoblástica Porfiro-lepidonematoblástica

Tabela 3- Principais características petrográficas das rochas metaultramáficas, apresentando também as transformações minerais. Ol, olivina; Opx, ortopiroxênio; Ant antofilita; Tr, tremolita; Cum, cummingtonita; Ilm, ilmenita; Cc, carbonato; Crsp, cromoespíndio; Gr, granada.

sub-euedrais e tamanho médio de 50 µm.

O conjunto (talco)-antofilita felses (talco)-antofilita xistos aparece geralmente como níveis lenticulares intercalados com as demais rochas ultramáficas (Fig. 16) ou como bolsões assimétricos, que não ultrapassam alguns metros de espessura.

Os antofilita felses representam o principal componente do conjunto, ocorrendo como bolsões, muitas vezes associados a clorita fels, apresentando texturas bastante diversificadas, predominando a treliçada. A antofilita é o seu principal constituinte mineral, entre 90% e 95% do volume, com tremolita e clorita variando entre 1% e 5% e o talco aparecendo como acessório eventual. A antofilita forma prismas longos, com hábito fibro-radial ou aleatoriamente distribuída. Já a tremolita forma prismas curtos, equidimensionais e fortemente deformados. A clorita aparece entre os grãos, como palhetas delgadas formando pequenos filmes de cristais bem orientados.

Os antofilita xistos são rochas caracterizadas por forte foliação plano paralela e uma lineação bem desenvolvida; têm granulação fina a média e são constituídos basicamente por antofilita, contendo tremolita, clorita, talco e opacos como acessórios. A antofilita aparece em prismas alongados, com forte orientação preferencial. A tremolita constitui pequenos grãos, fortemente retorcidos, como se fossem restos preservados da deformação. A clorita, como acontece na maioria das vezes, substitui aqui as bordas longitudinais da tremolita. O talco, quando presente, forma pequenas palhetas orientadas ou substituindo as bordas da antofilita.

As variedades de talco-antofilita xistos são menos frequentes, e foram assim classificadas quando o talco ultrapassa 5% do volume da rocha. A textura encontrada é muito semelhante à dos antofilita xistos, pois, em grande parte, o talco substitui a antofilita mantendo sua forma e arranjo geométrico. Somente nas substituições mais avançadas, como nos antofilita-talco xistos, a textura prévia é obliterada por um arranjo treliçado.



O conjunto petrográfico tremolita fels e xistos e tipos petrográficos afins é constituído essencialmente por tremolita e suas variações petrográficas são função, fundamentalmente, do arranjo textural e da assembléia expandida, que reflete uma sutil variação composicional da rocha original (Tabela 3).

Os Tremolita fels correspondem à variedade petrográfica que, via de regra, aparecem em afloramentos esparsos, que não ultrapassam alguns metros, ou então como núcleos preservados da deformação envoltos por tremolita xistos (Fig. 16). Perfazem aproximadamente 5% do conjunto metaultramáfico.

Estes felses são rochas constituídas basicamente por tremolita acompanhada de cummingtonita, antofilita, clorita e opacos podendo ocorrer localmente olivina e porfiroblastos de carbonato. Dependendo das porcentagens relativas destes minerais pode desenvolver-se os termos: Cummingtonita-tremolita fels, Antofilita-tremolita fels, Olivina-tremolita fels e Cummingtonita-antofilita-tremolita fels. Sua granulação varia de fina a média com uma textura, por definição, tipicamente granoblástica (Foto 20). Localmente, há vestígios, evidenciados por formas pseudomórficas, da substituição de piroxênios pré-existentes por anfibólios. Isto indica que os protólitos destes tremolita fels correspondem a piroxenitos, cujas características originais foram obliteradas pela recristalização e deformação.

A tremolita encontrada nestas rochas ocorre na forma de prismas equidimensionais. Os pseudomorfos de piroxênio apresentam comumente delgadas lamelas de exsolução de cummingtonita, orientadas segundo (101) (Fig. 18 a). Localmente, a cummingtonita aparece em domínios mais amplos, podendo ocupar até a metade de alguns grãos, ou mesmo como cristais individuais, alcançando cerca de 5% do volume da rocha (cummingtonita-tremolita xistos).

A antofilita é normalmente um acessório menor, no entanto, pode tornar-se volumetricamente importante e formar antofilita-tremolita fels. Em ambos os casos, ou seja, como mineral acessório ou como essencial, tem

hábito prismático longo, muitas vezes homotaxialmente associado à tremolita (Fig. 18 b); aparece ainda como porfiroblastos orientados, ou aleatoriamente sobreposto a textura decussada.

Situada entre os interstícios dos anfibólios, a clorita tipicamente magnésiana parece substituir minerais intersticiais, lembrando fases intercúmulos.

Os opacos são, predominantemente, ilmenitas com seções alongadas a xenomorfas, ocorrendo tanto como inclusões, como nos interstícios entre os minerais.

Em alguns casos, os tremolita fels podem conter olivina na assembléia expandida. Ela aparece como grãos ovalados imersos na massa de tremolitas, pseudomorfas de piroxênios, com tamanhos equivalentes a estes anfibólios, podendo atingir 5% do volume da rocha.

Os tremolita xistos apresentam basicamente a mesma composição mineral dos tremolita fels, porém têm granulação mais fina e textura tipicamente nematoblástica com uma marcada lineação e forte xistosidade que varia de anastomosada a plano paralela, com predomínio da última.

Nos xistos com foliação plano paralela (Foto 21), as tremolitas ocorrem como prismas longos, apresentando, localmente, bordas esfiapadas pela transformação em clorita magnésiana.

Os demais anfibólios, cummingtonita e antofilita, aparecem ocasionalmente, apresentando as mesmas relações com a tremolita descritas para os tremolita fels. A antofilita, porém, apresenta-se agora fortemente orientada, gerando uma lineação mineral. Este mineral é também

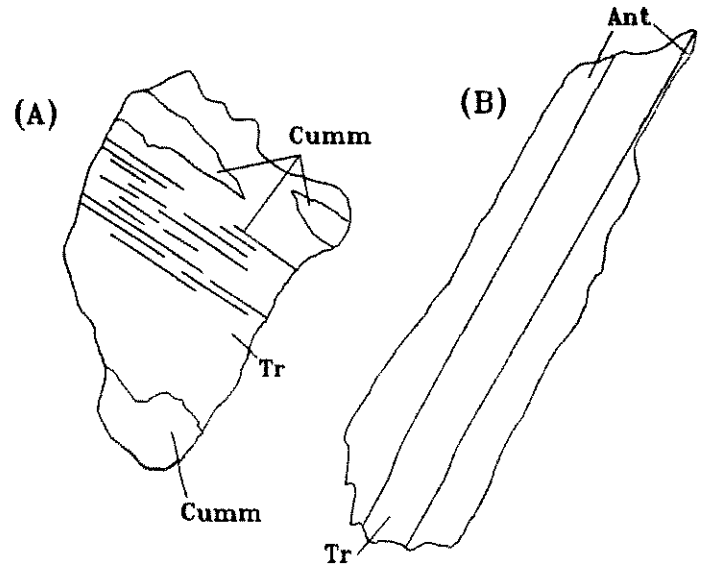


Figura 18 Relação entre os anfibólios. A) lamela de exsolução de cummingtonita. B) associação homotaxial de antofilita e tremolita.

fortemente orientada, gerando uma lineação mineral. Este mineral é também o único a ultrapassar 5% do volume da rocha, formando os antofilita-tremolita xistos (Tabela 3).

A clorita ocorre principalmente como pequenas palhetas, entre os cristais de anfibólio e em suas bordas, formando-se às custas destes. Em algumas amostras desenvolvem-se bandas ou níveis constituídos basicamente por clorita, materializando-se pequenas zonas de cisalhamento.

Os opacos encontrados são basicamente ilmenita e alguns sulfetos de ferro, os quais ocorrem fortemente estirados.

Os xistos anastomosados formam lentes assimétricas, de vários tamanhos, circundadas por uma foliação bem desenvolvida. As lentes contendo restos de tremolitas prismáticas ou lenticulares mostram transformação para agregados de tremolita alongadas (Foto 22), principalmente ao longo das bordas e nas sombras de pressão. Esta nova geração de tremolitas é responsável pelo desenvolvimento da foliação e lineação encontradas nestas rochas.

Alguns dos tremolita xistos anastomosados apresentam também granada como mineral constituinte. A mesma exhibe formas alongadas, rompidas perpendicularmente ao comprimento, sendo os espaços vazios ocupados por carbonatos. Esta granada é gerada à custa dos anfibólios, o que se evidencia, claramente pelos limites interdigitados e difusos entre os dois minerais.

Além dos tremolita xistos e felses de ocorrência mais abrangente e predominante, encontram-se ainda rochas metaultramáficas "bandadas", caracterizadas pela alternância de bandas milimétricas, distintas pela variação da tonalidade, da textura e do tipo de anfibólio constituinte. As bandas verde escuras apresentam características texturais e mineralógicas semelhantes aos tremolita felses e/ou xistos; já as bandas de coloração verde clara, de granulação mais fina e textura nematoblástica, são constituídas por prismas muito alongados de antofilita, que apresentam forte orientação preferencial, tanto geométrica quanto ótica.

Os clorita-tremolita xistos, dentre as rochas ultramáficas, são a variedade petrográfica mais abundante, constituindo juntamente com os tremolita xistos, 85% a 95% da área ocupada pelos corpos ultramáficos.

Estas rochas, além de uma típica coloração de esverdeada a cinza esverdeada, são caracterizadas pelo aspecto homogêneo, granulação de média a fina e forte foliação, predominantemente plano paralela e localmente anastomosada. Ambas as foliações encontram-se associadas a uma lineação mineral proeminente. A tremolita (80%-20%) e a clorita magnesianas (20%-80%) são os constituintes principais e a ilmenita é o acessório onipresente. A antofilita aparece na assembléia expandida e suas texturas são predominantemente tectono-metamórficas, variando de nematoblástica a lepidoblástica, dependendo das proporções relativas de clorita e anfibólio.

A tremolita, quando predomina (50%-80%) nestes clorita-tremolita xistos, tem hábito equidimensionais em processo de substituição por hábito fibroso e clorita (Foto 23). Esta transformação ocorre preferencialmente ao longo das bordas e dos planos de clivagem. O aumento dessa transformação resulta em tremolita-clorita xistos, com o anfibólio prismático desaparecendo, dando lugar a uma massa constituída por clorita e fibras de anfibólio residual (Foto 24) e mais raramente restando apenas uma massa de clorita. Durante esta substituição, alguns pequenos núcleos são parcialmente preservados sob a forma de microlitons lenticulares, por vezes assimétricos.

Em algumas porções, desenvolvem-se porfiroblastos de antofilita nos vários termos desta assembléia de clorita-tremolita xistos e tremolita-clorita xistos. Estes porfiroblastos constituem duas gerações distintas. A primeira compreende prismas longos (até 15:1), orientados, estirados e rompidos perpendicularmente ao comprimento nos antofilita-clorita-tremolita xisto e antofilita-clorita xisto. E a segunda, mais localizada, aparece com arranjos fibro-radiais, sobre os tremolita-clorita xistos.

Uma proposta definitiva de correlação entre as rochas ultramáficas acima descritas é, em princípio, algo problemático, devido ao estágio avançado da alteração intempérica, à falta de afloramentos contínuos e às modificações causadas pela combinação entre deformação e metamorfismo. Entretanto, foram compostos vários pequenos perfis e utilizados afloramentos isolados na tentativa de montar, até onde fosse possível, o quebra-cabeça que constitui esta sequência.

Os trabalhos realizados demonstraram que a diversidade petrográfica encontrada não era somente o resultado direto das variações composicionais originais de uma assembléia ultramáfica, mas também era função de um processo deformacional, heterogêneo, associado a transformações metamórficas e percolação de fluídos. A interação destes quatro processos foi, teoricamente, bastante complexa, de modo que cada um dos agentes pode ter atuado com magnitudes diferentes, com relações temporais nem sempre sincrônicas, as quais não foi possível estabelecer inteiramente.

Apesar dos fatores complicantes apontados, parece existir um caminho geral de evolução tectono-metamórfica para as rochas descritas a partir de dois protólitos principais e de suas variedades, que são os dunitos e os piroxenitos.

Partindo-se dos tremolita fels, que teriam se originados dos piroxenitos, três caminhos de mudanças texturais e mineralógicas teriam sido impostos pela deformação, metamorfismo e percolação de fluídos.

O processo denominado de "tipo 1", que evoluiu conforme demonstrado pelas Fotos 20, 21 e 22, seria marcado basicamente pelas mudanças microestruturais dos anfibólios, sem grandes transformações subsequentes das fases mineralógicas.

As porções preservadas da deformação, correspondem aos tremolita felses, constituídos por anfibólios equidimensionais (Foto 20); à medida que estes felses passam a ser afetados por processos deformacionais, os anfibólios são rotacionados e deformados adquirindo formas sigmoidais e desenvolvendo também, a partir daí, uma geração de tremolitas fibrosas.

Estes novos minerais delineiam um foliação anastomosada assimétrica, definindo uma petrotrama sigmoidal, de relações S/C com ângulos de  $10^{\circ}$  a  $25^{\circ}$  (tremolita xistos anastomosados. Nas zonas onde a deformação se torna progressivamente ainda mais intensa, acentua-se o desenvolvimento do anfibólio fibroso e o conseqüente desaparecimento do anfibólio original, resultando numa foliação ainda mais proeminente. A relação angular entre S/C atinge agora valores menores que  $10^{\circ}$ , e torna-se até paralela (tremolita xistos com foliação plano paralela, Foto 21). Localmente, dentro destes tremolita xistos, ainda se observa a presença de pequenas lentes contendo texturas reliquiárias dos tremolita felses, com formas assimétricas. O crescimento dos anfibólios fibrosos, segundo a direção de máximo estiramento (eixo X do elipsóide de deformação finito), resulta em uma densa lineação mineral característica destas rochas. É muito importante ressaltar que até os estágios finais deste processo pode-se observar o crescimento dos anfibólios segundo a lineação mineral, não ocorrendo processos de recristalização estática proeminente. Durante todos estes estágios, o anfibólio prismático também deformou-se plasticamente, com poucas evidências de quebra (cataclase).

O segundo processo, "tipo 2", envolve mudanças da microestrutura e agora também da mineralogia, provocadas pela deformação, associada à percolação de fluídos. A evolução microestrutural é semelhante à do tipo 1, porém com substituição da tremolita por tremolita fibrosa mais clorita magnesiânica (Fotos 23 e 24). Nos clorita-tremolita xistos anastomosados a foliação desenvolvida é agora materializada pela clorita e pelo anfibólio fibroso (Foto 23).

Com o aumento da deformação e da percolação de fluído, acentua-se também o processo de substituição do anfibólio por clorita, passando os clorita-tremolita xistos a ter a foliação cada vez menos anastomosada, que resulta em tremolita-clorita xistos com forte foliação plano paralela, o qual pode evoluir finalmente, em alguns casos, para clorita xistos.

É interessante ressaltar que, em vários locais, nos tremolita xistos, observa-se a transformação da tremolita fibrosa em clorita, inclusive formando filmes de clorita paralelos à foliação. Este fato nos leva a supor que o processo de transformação mineral (tremolita em clorita) desenvolveu-se logo após o início da milonitização, marcado pela facilidade de percolação de fluídos dentro de determinadas zonas mais deformadas, como demonstrado por Miller (1988). Assim, é bastante provável que os processos 1 e 2 sejam na realidade um só processo, com maior ou menor interação ou percolação dos fluídos na rocha durante a deformação e o metamorfismo.

O processo "tipo 3" foi caracterizado por transformações minerais e microestruturais que resultaram na formação das rochas metaultramáficas bandadas.

Este processo conduz a formação de um bandamento monominerálico, à base de antofilita. Novamente ocorre sobre os tremolita felses ou sobre os tremolita xistos, que podem evoluir, pela obliteração completa das bandas tremolíticas, para antofilita xistos com foliação plano paralela.

Para formação destas bandas monominerálicas à base de antofilita, a partir dos tremolita felses, é necessário que haja, concomitantemente, uma perda de CaO da tremolita durante a deformação, provavelmente, provocada pela passagem de fluídos nas faixas mais deformadas.

Já sobre os dunitos, as evidências de transformações são menos claras. De fato não se observa a passagem direta destas rochas para seus representantes cisalhados. Contudo, a existência de antofilita xistos circundando inteiramente os dunitos a menos de 5 m de distância, associado à presença da transformação do ortopiroxênio e da olivina para antofilita, nos leva a crer que os antofilita xistos sejam os representantes miloníticos dos dunitos.

Tais antofilita xistos distinguem-se dos formados pelo processo tipo 3 pela sua granulação maior e aspecto anastomosado e/ou aleatório. Sua história microestrutural não pode ser determinada pela falta de boas exposições, porém parece ser semelhante à dos tremolita xistos, pela

presença de antofilita xistos anastomosados com passagem local para antofilita xistos portadores de talco, devido à transformação em zonas com maior aporte de fluido, quando ainda maior, resultam na formação de (talco)-antofilita xistos.

O conjunto de transformações estruturais e mineralógicas acima analisados são feições pouco mencionadas e não foram, a nosso conhecimento, estudadas em detalhe diretamente. Um levantamento bibliográfico minucioso, realizado sobre deformação de rochas ultramáficas, demonstrou que os estudos são essencialmente voltados para as rochas à base de olivina e ou serpentina (Nicolas *et al.* 1973, 1989), enquanto aquelas à base de anfibólios foram só pobremente caracterizadas, encontrando-se os estudos em fase preliminar até há poucos anos atrás (Miller, 1988).

### 3.2.3 Unidade Metapsamítica

A área de ocorrência desta unidade restringe-se, às Serras do Ibituruna e do Estanho, na extremidade sul da área (Anexo 1). A mesma é representada por um pacote relativamente espesso e homogêneo de quartzo-mica xistos, cujos contatos são marcadamente tectônicos.

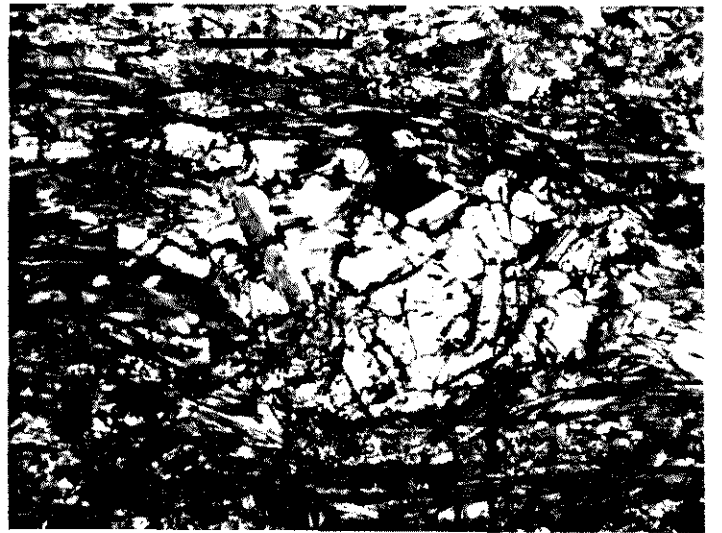
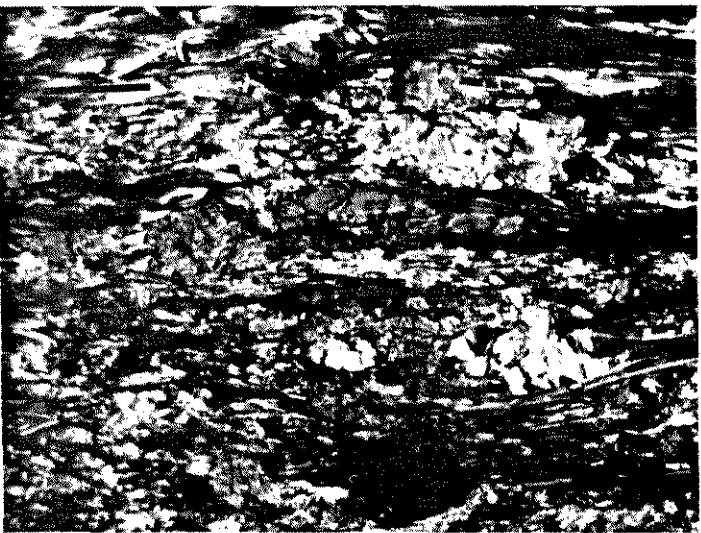
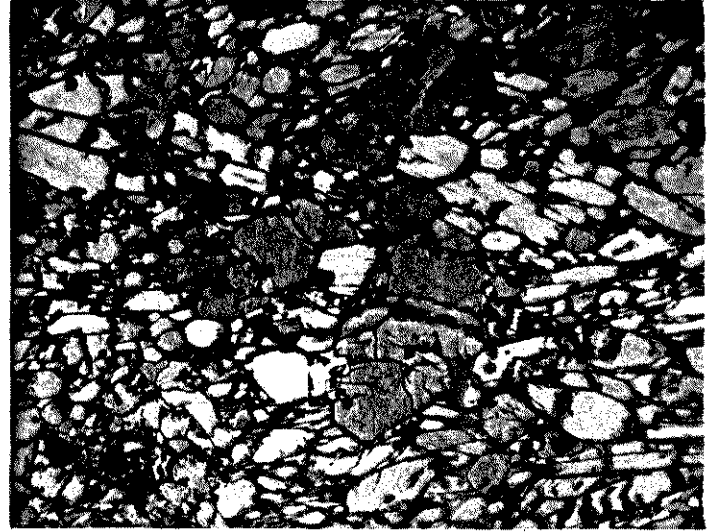
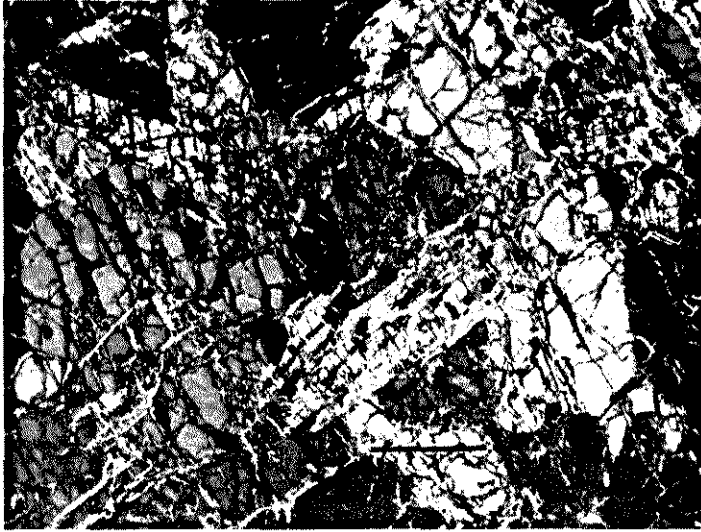
As litologias têm coloração branca acinzentada a amarelada, uma forte xistosidade anastomosada que lhes confere um aspecto escamado, apresentam relações S/C com ângulos variando de 20° a sub-paralelo, com a diminuição em direção à base. A estratificação original não é mais identificável pois foi completamente obliterada pela deformação. A análise petrográfica revelou uma composição mineralógica relativamente monótona e representada por quartzo e mica branca (ocasionalmente fuchcita) em proporções equivalentes, além de minerais opacos e localmente turmalina.

As micas ocorrem sob forma de filmes delgados, circundando lentes de quartzo e marcando a foliação, localmente crenulada. Estas lentes podem apresentar o quartzo poligonizado, desenvolvendo textura



granoblástica, ou apresentando uma orientação interna dos cristais, que faz ângulo aproximado de  $30^{\circ}$  com a foliação. Nesse caso, as lentes são assimétricas indicando giro anti-horárias olhando para sudoeste. Em casos extremos, o quartzo está completamente recristalizado.

Nos raros afloramentos existentes próximo à base do pacote, os quartzo-mica xistos têm uma granulação extremamente fina e uma forte foliação plano paralela, correspondendo aos termos miloníticos deste pacote.



#### 4 TECTÓNICA

Os processos tectônicos atuantes nos terrenos estudados desenvolveram um acervo estrutural distinto em cada um dos blocos tectono-estratigráficos. A análise de cada acervo permitiu a separação de vários grupos de estruturas, denominados de Fases Deformacionais (Mattauer, 1973), que podem estar ou não associadas a um único Evento Tectônico.

Segundo Davis (1984), um Evento Tectônico é definido por um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva. Dadas as características de uma deformação progressiva, para um mesmo evento tectônico podem se desenvolver uma ou mais famílias de estruturas (fases deformacionais). Estas fases são produzidas dentro de um mesmo campo de esforços e resultam de um processo deformacional contínuo. Deve-se deixar claro que o termo "fase tectônica" tem um significado puramente descritivo e de superposição, agrupando estruturas com compatibilidade cronológica, geométrica e cinemática, enquanto o termo "evento tectônico" tem um significado geotectônico e interpretativo. Em muitos casos é extremamente difícil determinar se as fases tectônicas fazem parte ou não de uma deformação progressiva. Em muitos casos, são necessárias datações radiométricas para sua determinação.

Tendo em vista as dificuldades na determinação do caráter progressivo ou não das estruturas observadas sobre um determinado terreno, deve-se, primeiro, retratar e agrupar estas estruturas com base nos seus significados geométrico e de superposição (fases deformacionais, conforme definido acima) e posteriormente levantar uma discussão sobre a correlação entre as várias fases encontradas dentro de um mesmo compartimento tectono-estratigráfico e o seu significado cinemático, como realizado por Tubias *et al.* (1992).

Assim, cada Bloco Tectono-estratigráfico (Norte e Sul) tem um conjunto de estruturas diferentes, associadas a condições metamórficas distintas, que nos leva a considerar uma evolução tectono-metamórfica diferente e separada para cada Bloco, como será discutido mais à frente no capítulo 7, onde faremos uma correlação entre as características observadas na área em estudo e o contexto regional.

#### 4.1 Bloco Norte

Embora a maior ênfase do presente trabalho esteja no Bloco Sul, os estudos realizados sobre o Bloco Norte permitiram determinar a existência de uma larga zona de cisalhamento que obliterou quase completamente as estruturas anteriores a ela. Assim, os dados levantados sobre as estruturas mais antigas são insuficientes para tecer considerações no momento, o que se fará no capítulo 7 utilizando dados complementares das áreas circunvizinhas.

Essa zona de cisalhamento tem caráter transcorrente dúctil de direção WNW-ESE, desenvolvendo um alinhamento conspícuo, facilmente identificado em fotografias aéreas e imagens de satélite.

As principais estruturas associadas a esta zona, encontradas em escala mesoscópica, são: uma forte foliação milonítica<sup>3</sup>; uma lineação mineral e de estiramento pouco penetrativa e dobras isoclinais e intrafoliais. As microestruturas geradas durante esse cisalhamento já foram descritas no item 3.1.

A foliação milonítica desenvolvida durante o cisalhamento é predominantemente verticalizada, de direção geral  $280^{\circ}$ - $290^{\circ}$ , com variações locais do mergulho entre  $70^{\circ}$  e  $90^{\circ}$ , tanto para SW como para NE (Fig. 9). Esta foliação é materializada, principalmente, pela orientação de filmes micáceos, fitas e agregados planares quartzo-feldspáticos e pelo desenvolvimento de *ribbons* (Fotos 2,3 e 4). É relativamente comum a existência de planos S/C, no sentido aplicado por Berthe *et al.* (1979), onde o ângulo entre "S" e "C" diminui para o centro da zona de cisalhamento, tendendo a paralelizar-se, coincidindo, nestes casos, com bandas ultramiloníticas. Nos protomilonitos, situados nas margens da zona de cisalhamento, são observados planos S/C do tipo I de Lister e Snoke (1984) com ângulo entre  $30^{\circ}$  e  $20^{\circ}$  (Fig. 19a), enquanto nos milonitos e

---

<sup>3</sup> Para Mac Law (1987) a foliação milonítica é caracterizada por uma anisotropia planar, produzida pela reorientação e diminuição do tamanho dos grãos dos constituintes minerais pre-existentes durante uma deformação cisalhante.

ultramilonitos, os planos S/C aparecem com ângulos menores que  $20^\circ$  (Fig. 19b e c).

A lineação de estiramento, raramente observada sobre a foliação milonítica, é definida por agregados de quartzo estirados (*ribbons*) ou, também, por porfiroclastos alongados de feldspatos e suas sombras de pressão. Esta lineação tem direção em torno de  $290^\circ$ - $300^\circ$  com mergulhos máximos de  $10^\circ$  (Fig. 9).

A associação da forte foliação milonítica vertical com a lineação de estiramento sub-horizontal pouco presente dá a esta zona de cisalhamento um caráter transcorrente, com o desenvolvimento de tectonitos do tipo S (Fig. 20).

As dobras aparecem com considerável frequência em escala de afloramento, variando entre dobras fechadas e isoclinais, com dimensões variando de centímetros a metros, normalmente apresentando eixos sub-verticais, perpendiculares à lineação de estiramento e constituindo-se em dobras do tipo "b" (Nicolas 1984). Localmente, estas dobras apresentam eixos com mergulhos suaves, paralelos à lineação mineral (dobras do tipo "a"). Algumas vezes estas dobras apresentam flancos rompidos pelo desenvolvimento contínuo da deformação (dobras sin-miloníticas sem raiz).

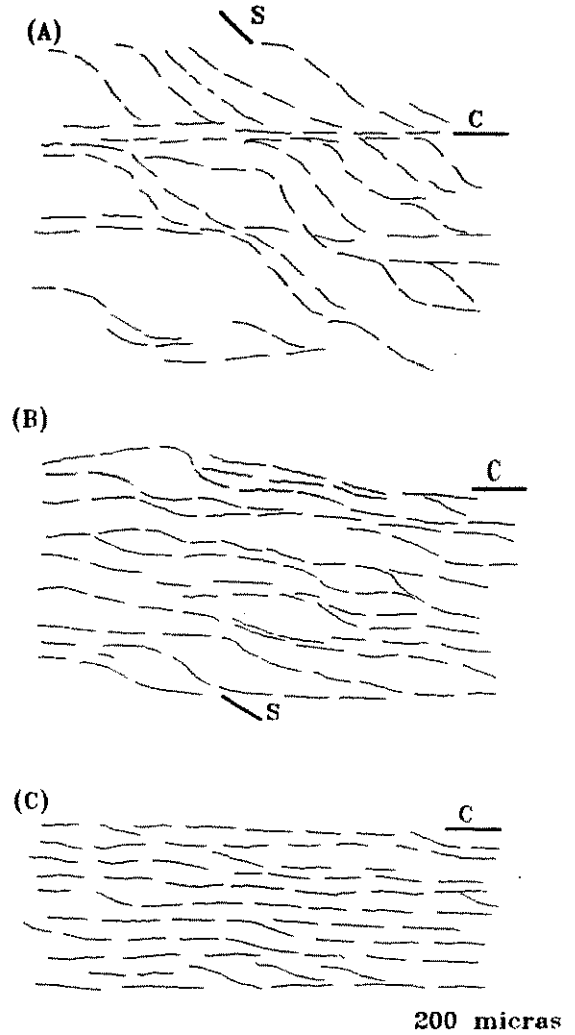


Figura 19 Relação S/C encontrada nas rochas miloníticas.

a) protomilonito; b) milonito; c) ultramilonito

Outra forma de dobramento encontrada é do tipo assimétrico, com eixo geralmente perpendicular à lineação de estiramento. (Fig. 20). Este tipo de dobras, segundo Ghosh e Sengupta (1987), desenvolve-se secundariamente devido a anisotropias locais, durante a evolução da zona de cisalhamento.

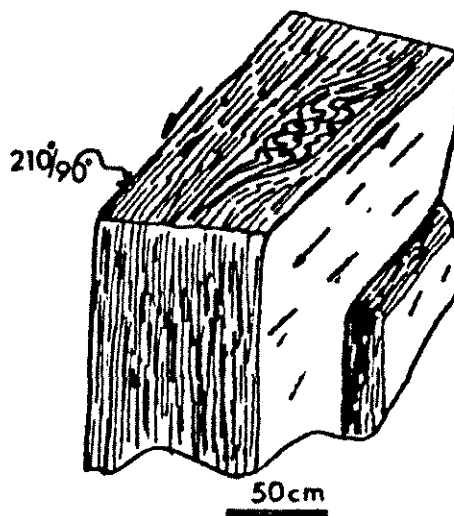


Figura 20 Afloramento do ultramilonito marcado por uma foliação verticalizada e uma fraca lineação sub horizontal. Note a presença de dobras sin-miloníticas assimétricas

#### 4.1.1 Determinação do sentido de movimento

Para um correto entendimento do contexto tectônico, não é suficiente reconhecer as várias estruturas desenvolvidas e determinar suas relações. Faz-se necessário também um entendimento do caráter da deformação envolvida e do sentido de transporte, no caso, de uma deformação predominantemente não coaxial.

Os diversos critérios, potencialmente utilizados na determinação do sentido de movimento e do caráter da deformação, foram revistos nos últimos anos por vários autores. Entre estes destacam-se: Simpson e Schmidt (1983), Simpson (1986), Passchier e Simpson (1986) e Barker (1990). A observação das estruturas a serem utilizadas como critérios cinemáticos deve ser feita segundo o corte XZ do elipsóide de deformação finito, ou seja, através das seções perpendiculares à foliação e paralelas à lineação de estiramento ou mineral (Mattauer e Mercier, 1980; Mattauer, 1973; Lacassin 1984).

A análise cinemática das várias estruturas geradas durante este processo de cisalhamento dúctil revelou um regime predominantemente não

coaxial, heterogêneo de caráter transcorrente.

O caráter não coaxial é devido ao fato de ocorrer, com o incremento da taxa de deformação, rotação dos eixos X e Z do elipsóide de deformação, marcado pelas seguintes observações:

1- As superfícies S/C dos tipos I e II de Lister e Snoke (1984) exibem variações nas suas relações angulares segundo uma direção sistemática (Foto 6 e Fig. 19).

2- Os porfiroclastos apresentam um consistente sentido de rotação e assimetria anti-horário das sombras de pressão (70% dos espécimes analisados) (Fotos 2,3 e 4).

3- As microestruturas encontradas no quartzo e nos feldspatos, tanto nos feldspatos alcalinos quanto nos plagioclásios, indicam uma forte componente rotacional da deformação (Foto 2, 3 e 4 e Fig. 11).

4- As dobras assimétricas mostram uma coerência sistemática no sentido de transporte, coincidentes com as demais estruturas (Fig. 20).

Estas estruturas também permitiram definir que o sentido de movimento desta zona de cisalhamento transcorrente foi claramente sinistral.

Outra questão importante é determinar sob quais condições de pressão e temperatura estas estruturas foram geradas. Para tanto, são caracterizadas as microestruturas formadas nos minerais envolvidos juntamente com as paragêneses desenvolvidas durante o episódio deformacional. Este assunto será abordado no final do Capítulo 5, quando examinaremos, além das microestruturas, as paragêneses metamórficas.

#### 4.2 Bloco Sul

A atual geometria das estruturas tectônicas desenvolvidas sobre o Bloco Sul, nas diferentes escalas de observação, reflete, basicamente, a interação de quatro fases deformacionais,  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  e  $F_4$ . As fases  $F_1$  e  $F_2$  relacionam-se a etapas distintas de um mesmo evento tectônico, num contexto de deformação contínua, enquanto que a  $F_3$  tem seu posicionamento indefinido e a  $F_4$  está relacionada a um outro evento tectônico, como será

discutido mais adiante, após a descrição das características geométricas e cronológicas de cada fase deformacional.

#### 4.2.1 Fase Deformacional F<sub>1</sub>

A caracterização da fase F<sub>1</sub> é extremamente complicada devido à dificuldade na separação da foliação S<sub>1</sub>, gerada nesta fase, da foliação S<sub>2</sub>, desenvolvida na fase F<sub>2</sub>, pois ambas foliações têm, basicamente, as mesmas características, indicando desenvolvimento sob condições de P e T muito semelhantes, como sugerido por Nicolas (1984) e Vauchez (1987).

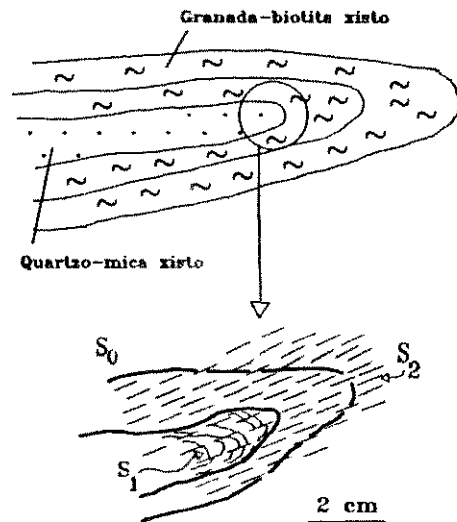


Figura 21 Dobras isoclinais da fase F<sub>2</sub> apresentando foliação plano axial S<sub>2</sub>

As estruturas que sugerem a existência da fase F<sub>1</sub> são as raras dobras isoclinais e intrafoliais D<sub>1</sub>, com uma foliação plano axial, nos biotitas gnaisses e xisto pelíticos (Fig. 21); a presença de arcos poligonais de biotita nos xistos (Fig 17); e a existência de uma foliação interna S<sub>1</sub>, preservada nas granadas de 1ª geração nos xistos pelíticos, envoltos pela foliação S<sub>2</sub> (Fig. 17).

#### 4.2.2 Fase Deformacional F<sub>2</sub>

Esta fase deformacional é responsável pela estruturação geral do segmento crustal investigado, bem como pelas principais texturas e microestruturas nele encontradas.

Na escala do mapa, as feições estruturais mais relevantes geradas em F<sub>2</sub>, são as zonas de cisalhamento dúctil.

Estas zonas de cisalhamento desenvolvem-se, basicamente, nas interfaces entre as várias unidades deste Bloco tectono-estratigráfico e



entre ambos os Blocos (Norte e Sul), retratando as principais descontinuidades (*detachment*) cartografadas no mapa geológico (Fig. 13 e Anexo 1). A existência destas zonas de cisalhamento é denunciada pelo imbricamento litológico, pelo desenvolvimento de faixas miloníticas na base dos pacotes transportados e pela existência de contatos triplícies ao longo da interface entre as unidades geológicas (Anexo 1).

Tais descontinuidades representam as principais zonas de transporte de massa, correspondendo a zonas de cisalhamento do tipo "transpurrão" ou tangencial-oblíqua com movimento sinistral (*sinistral reverse slip shear zone*, Nicolas, 1984 e Davis, 1984). O caráter oblíquo destas zonas é marcado por mergulhos moderados a baixos da foliação milonítica e pela lineação de estiramento com caimento médio de  $20^\circ$  para WNW, fazendo um pequeno ângulo com a direção (*strike*) da foliação. Já o movimento lateral esquerdo é indicado pela congruência de vários critérios cinemáticos como exposto mais adiante.

Deve-se relatar que, embora as principais zonas de cisalhamento tenham se desenvolvido nas interfaces das unidades geológicas, faixas miloníticas menores e menos expressivas foram reconhecidas também dentro das unidades (Fig. 16).

Na escala de afloramento, F2 está caracterizada pela presença das seguintes estruturas: foliação regional  $S_1$ ; lineação mineral e/ou de estiramento  $L_1$ ; boudinage da foliação; dobras isoclinais e intrafoliais; dobras disarmônicas que podem passar a dobras em bainha; e várias outras microestruturas que já foram retratadas no item 3.2. Dentre estas estruturas, as mais evidentes e importantes são a foliação  $S_1$  e a lineação mineral e de estiramento  $L_1$ , marcadas pela regularidade e penetratividade (Fig. 11 e 12 e Anexo 1).

A foliação regional  $S_1$  apresenta contrastes de penetratividade e morfologia em função da competência distinta das litologias envolvidas (gnaiesses, metapelitos, metamáficas e metaultramáficas). Os xistos pelíticos são caracterizados por uma intensa anisotropia planar, dada pela forte orientação e crescimento dos minerais filossilicáticos, que

envolvem lentes quartzo feldspáticas (xistosidade). Nos gnaisses esta anisotropia é conferida pela orientação das biotitas e pelo bandamento gnáissico/migmatítico (gnaissificação). Nos anfibolitos é definida pela orientação das hornblendas, e pelo bandamento composicional (bandamento metamórfico). Nas metaultramáficas a foliação é materializada pelas ripas de anfibólio (tremolita e antofilita) e pelas palhetas de clorita (xistosidade). Em todos os casos, a  $S_2$  é definida por uma forte orientação preferencial de vários minerais metamórficos, gerados durante esta fase deformacional, demonstrando sua forte relação com os processos metamórficos. Nas regiões onde a deformação foi mais intensa, (zonas de cisalhamento), a  $S_2$  é representada por uma foliação milonítica (Foto 7).

A foliação milonítica é definida por estreitas faixas de reorientação planar dos minerais micáceos e pelo estiramento e recristalização dinâmica dos minerais prismáticos, sendo comum o desenvolvimento de relações S/C do tipo 1 de Lister e Snoke (1984). À medida em que a intensidade da deformação aumenta, esta foliação torna-se mais evidente e penetrativa, evoluindo para relações S/C com ângulos cada vez menores, até obliterar completamente o  $S_2$ . Em raras oportunidades observou-se um adensamento, progressivo, destas bandas até formarem espessas zonas de cisalhamento.

Uma outra foliação, de caráter extremamente restrito, corresponde ao plano C' ou à clivagem de crenulação ou extencional (Lister e snoke, 1984), sendo observada principalmente sobre as rochas xistosas, quando os planos S/C tendem a paralelizar-se (Fig. 16 e Foto 12).

Apesar das variações na morfologia, a foliação apresenta uma grande regularidade na direção, em torno de  $310^{\circ}$ - $330^{\circ}$ , com mergulhos variando de moderados a suaves para SW ( $50^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ , Fig. 11), sendo paralela à sub-paralela ao acamamento sedimentar,  $S_0$  (Fig. 16).

Concomitante ao aparecimento dessa foliação, também se desenvolveu uma conspícua lineação do "tipo a" (lineação mineral e de estiramento), a qual é aproximadamente paralela aos eixos das raras dobras  $D_2$ . Esta lineação é definida pelo estiramento, rotação e reorientação dos minerais

pré-existentes como: quartzo, plagioclásios e anfibólios, ou pelo crescimento dos minerais sin-tectônicos, como os anfibólios, das rochas metaultramáficas (tremolita e antofilita) e metamáficas (hornblenda), assim como da cianita e estauroлита nos xistos pelíticos (Fotos 12, 15 e 21).

Esta lineação mineral e de estiramento  $L_2$ , assim como a foliação, é uma estrutura penetrativa e geometricamente consistente em todas as unidades do Bloco Sul, com uma orientação entre  $280^\circ$  e  $290^\circ$ , com caimento máximo de  $20^\circ$  (Fig. 12 e Anexo 1). Porém, seu grau de desenvolvimento é bastante variado, em função da natureza das rochas afetadas. Nas rochas constituídas predominantemente por filossilicatos esta lineação é pouco nítida, ao passo que em rochas quartzo-feldspáticas ou portadoras de minerais prismáticos é bastante proeminente. Em casos extremos, como nos gnaisses quartzo dioríticos e alguns tremolita xistos, esta lineação mineral e de estiramento  $L_2$ , tem um desenvolvimento maior do que a foliação regional,  $S_2$ , resultando em tectonitos do tipo LS (Davis 1984) (Foto 15). Nestes tectonitos LS, o intenso estiramento não é marcado somente pela forte linearidade, mas também pela *boudinage* de foliação (Nicolas, 1984) e pelo rompimento perpendicular ao eixo de maior alongamento dos cristais sin-tectônicos (ex. tremolita fibrosa e antofilita), indicando uma forte constricção.

A *boudinage* de foliação encontrada nestes terrenos divide-se em dois tipos: simétrica e assimétrica. Ambas aparecem em escala centimétrica, não ultrapassando 1 m.

A *boudinage* simétrica é encontrada nos tremolita xistos e gnaisses quartzo dioríticos. Sobre os xistos, pode apresentar-se como um estrangulamento da foliação, *ductile necking* ou como *Fishmouth boudinage* (Ramsay, 1967)(Fig. 22a). Já sobre os gnaisses quartzo dioríticos, concomitantemente ao estrangulamento da foliação, desenvolvem-se mobilizados de quartzo e biotita, com formas geométricas que variam de retangulares a estrelas de quatro pontas (Fig. 22b), similares aqueles descritos por (Lacassin, 1988 e Swanson, 1992). Nos estágios mais

avançados de formação desta *boudinage*, constata-se a presença de "pseudodobras" (Fig. 22c) (Hambrey e Milnes, 1975).

A *boudinage* assimétrica, embora observada com menor frequência, corresponde a uma estrutura de grande importância na caracterização desta deformação e do sentido de transporte (Platt, 1983 e Jordan, 1991). Esta estrutura foi observada somente sobre os gnaisses quartzo dioríticos, caracterizada por uma distribuição assimétrica da inflexão da foliação na região de *neck*, como mostrado na Fig 22d. Esta inflexão é cortada por um plano oblíquo, podendo estar preenchido ou não por quartzo.

Outra feição linear, menos frequente, é o aparecimento de *rods* nos cianita-quartzo-mica xistos e em quartzo-mica xistos. Os mesmos apresentam uma direção concordante com a lineação de estiramento.

Os *dobramentos* são estruturas raras, mas quando observados, são basicamente de dois tipos: isoclinais e acilíndricos.

As dobras isoclinais foram observados somente nos biotitas gnaisses e xistos onde pode se constatar a existência da fase anterior, F1 (Fig. 21).

As dobras acilíndricas aparecem associadas às zonas mais intensamente deformadas (zonas miloníticas), com dimensões centimétricas

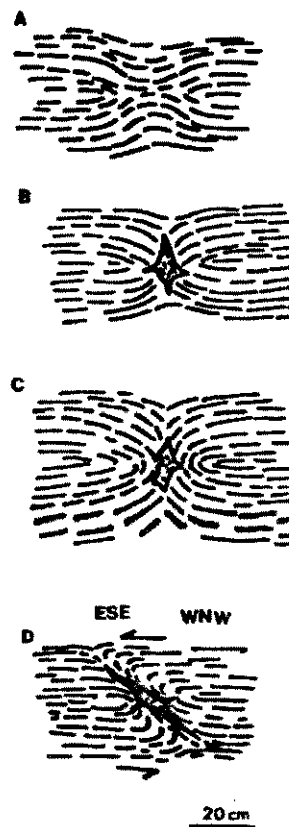


Figura 22 *Boudinage* de foliação encontrada nos xistos ultramáficos e gnaisses a) Fishmouth. b) Fishmouth com remobilizado c) Pseudo-dobra d) *Boudinage* assimétrica

a métricas. Estas estruturas podem apresentarem-se tão complexas a ponto de não permitirem a aplicação de critérios de superposição de dobras (Foto 26), sobretudo pelo aspecto curvo dos eixos.

Num afloramento próximo à base da unidade gnáissica, no qual se observa grande quantidade destas dobras, um estudo detalhado revelou que as variações de atitude do plano axial de cada dobra resulta de seu comportamento acilíndrico.

A análise das atitudes dos eixos destas dobras em estereograma (Fig. 23), mostrou-os dentro de uma nuvem num só plano de foliação. Estes eixos podem ser considerados como

pertencentes a um plano de cisalhamento em escala local, a exemplo do referido por Hudleston (1986).

#### 4.2.3 Fase Deformacional F<sub>3</sub>

As estruturas pertencentes as fases descritas acima são superimpostas por uma nova fase deformacional, que claramente afetou as foliações S<sub>2</sub> ou S/C. Este novo grupo estrutural é pouco comum e, devido à sua distribuição irregular, não pode ser atribuído regionalmente.

Esta fase reúne, basicamente, dobras - que variam de *chevron* a isopacas - e uma lineação de crenulação, onde não foi observado qualquer evidência de uma nova foliação. Tais estruturas são típicas de níveis crustais mais rasos, conforme demonstrado por Mattauer (1973).

As dobras em *chevron* são simétricas, normalmente não ultrapassam

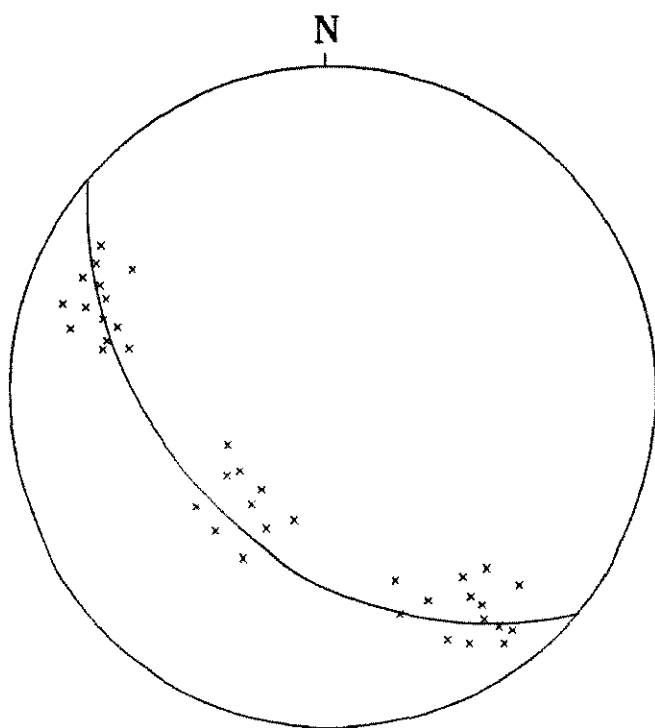


Figura 23 Estereograma mostrando os eixos das dobras miloníticas da base do Bloco Sul pertencentes a um mesmo grande círculo

alguns centímetros e desenvolvem-se, principalmente, sobre as rochas xistosas, como as metaultramáficas e metapelíticas (Foto 27). Suas charneiras desenvolvem uma lineação de crenulação proeminente, aproximadamente paralela à lineação mineral e de estiramento das fases descritas anteriormente.

O outro tipo de dobra documentada, do tipo isopaca, é encontrada tanto em escala de afloramento como em escala megascópica, sobre a unidade metaultramáfica-metassedimentar. Estas dobras apresentam charneiras com curvaturas suaves, planos axiais verticalizados e eixos com leve mergulho para NW.

#### 4.2.4 Fase Deformacional $F_4$

A última fase deformacional apresenta estruturas tipicamente rúpteis, desenvolvendo uma série de falhas, que seccionaram todas as estruturas anteriormente descritas.

Esta fase é representada, em escala megascópica, por dois sistemas principais de zonas de cisalhamento rúpteis de direção NW-SE, verticalizada e marcada por um forte alinhamento do terreno, denominados de sistemas de falhas de Bom Jesus da Penha e Mumbuca (Anexo 1).

A principal característica desta tectônica em macro escala é o desenvolvimento de rochas cataclásticas s.l. (Sibson, 1977,

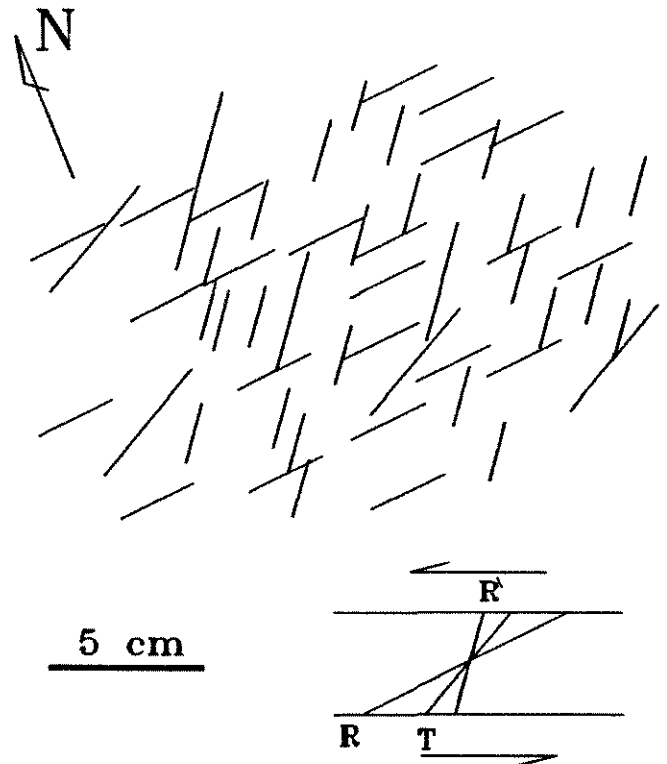


Figura 24 Relação entre as micro falhas R e R' retiradas de dois afloramentos de metagabros (os outros planos foram retirados para facilitar a visualização).

tabela 1), indiscriminadamente, sobre todos os tipos litológicos, chegando a formar pseudotachilitos. Na borda destes dois sistemas foi desenvolvido um grande número de micro falhas e fraturas, onde duas famílias de micro falhas se destacam, ambas com planos sub-verticais. Uma família apresenta direção em torno de  $215_0$ , e a outra direção média de  $265_0$ . (Fig 24), interpretadas como planos R e R' de Riedel (Park, 1989).

#### 4.2.5 Interpretação dos Dados Estruturais

Sobre o Bloco Sul, como demonstrado, desenvolveu-se um largo acervo estrutural agrupado em 4 fases deformacionais ( $F_1, F_2, F_3, F_4$ ), com base simplesmente em critérios geométricos e de superposição de estruturas, sem determinação da real inter-relação do caráter da deformação e do sentido de transporte de massa.

Tendo em vista as propriedades descritas para um contexto de deformação progressiva levantadas por vários autores e agrupadas por Arthaud (1987), podemos dizer que as várias fases

deformacionais refletem dois eventos tectônicos, um tangencial oblíquo denominado de  $E_n$  e outro direcional ( $E_{n+1}$ ), cada um relacionado a um contexto metamórfico próprio.

No Evento Tectônico  $E_n$  foram geradas as fases deformacionais  $F_1$  e  $F_2$  e, possivelmente, a fase  $F_3$ . Dentro deste contexto tectônico foram geradas duas foliações,  $S_1$  e  $S_2$ , a primeira de caráter restrito e secundário, e a segunda de distribuição regional. Contudo, a forte similaridade entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$  traz alguns problemas nesta denominação cronológica (primeira e segunda foliação). Quando se encontra um afloramento apresentando uma única foliação - o que ocorre na maioria das vezes - esta corresponde a  $S_1$  ou a  $S_2$ ? Responder a esta pergunta pode não ser uma tarefa fácil, pois ambas as foliações desenvolvem-se sob um mesmo acervo mineral. Neste trabalho optou-se por considerar a foliação regional como  $S_2$ , onde  $S_1$  foi totalmente ou quase totalmente obliterado, através de mecanismos de transposição similar aos relatados em várias regiões do

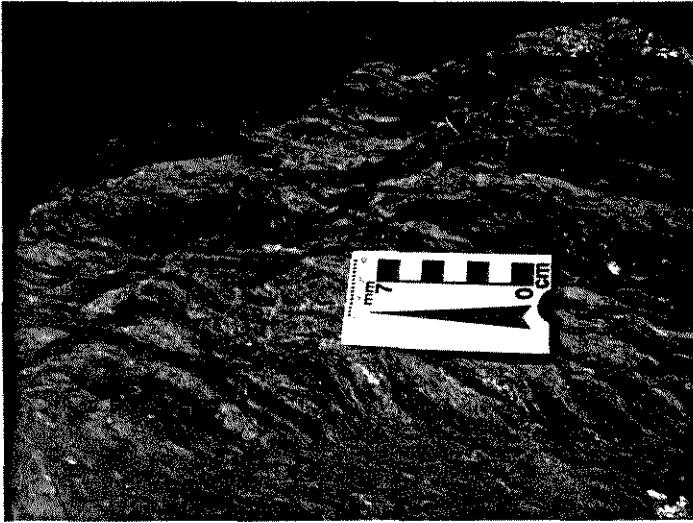


Foto 25- Afloramento de Biotita granada xisto da unidade Gnáissica. Corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação. Relação S/C com ângulo variando de 30° a sub-paralelo, mostrando sentido de transporte para ESE. (olhando para SW)

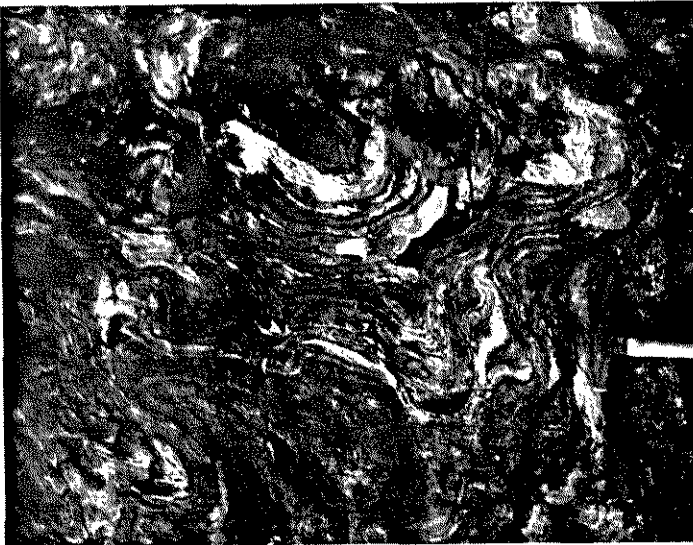


Foto 26- Dobras disarmônicas, desenvolvidas sobre os biotita gnaisses milonitizados da base da unidade Gnáissica próximo ao contato com o Bloco Norte. Corte perpendicular à lineação de estiramento.



Foto 27- Dobras em Kinks desenvolvidas sobre quartzo-mica xistos, relacionadas à fase F<sub>3</sub>



mundo e claramente demonstrado por Hobbs *et al.* (1976). Deste modo,  $S_1$  só apareceria em locais restritos parcialmente preservados. Contudo, existe uma outra possibilidade para explicar a existência destas duas foliações que não pode ser descartada. A fase deformacional restrita e secundária, dentro desta outra hipótese, corresponderia a uma anisotropia local, na qual se desenvolveram dobramentos localizados. Com a evolução da deformação estes dobramentos passam a dobras isoclinais e intrafoliais, podendo gerar localmente uma nova foliação secundária. Neste caso, a foliação regional corresponderia a  $S_1$  e não a  $S_2$  como admitido neste trabalho e  $S_2$  corresponderia a foliação secundária e restrita.

Independente da questão da foliação regional corresponder a  $S_1$  ou  $S_2$ , o evento tectônico  $E_1$  gerou as principais estruturas encontradas no Bloco Sul (foliação, lineação, zonas de cisalhamento, etc.). O evento  $E_1$  desenvolveu-se por mecanismo predominantemente de cisalhamento com regime de fluxo não coaxial, heterogêneo, claramente dúctil, típico de domínios crustais profundos (ver capítulos 5 e 7).

O caráter não coaxial e a heterogeneidade desta deformação podem ser demonstrados, em escala de afloramento e em micro escala, pelo desenvolvimento de estruturas assimétricas, típicas de deformação rotacional (mudança da direção dos eixos X e Z do elipsóide de deformação). Entre as várias estruturas destacam-se:

1 - as relações S/C/C', que apresentam entre si diversas relações e têm desenvolvimento segundo a direção NW-SE (Fotos 9, 12 e 25 e Fig. 16);

2 - os *pods* de deformação assimétricos em metagabros (Fig. 14);

3 - a rotação de minerais sin-metamórficos, principalmente a granada (Foto 17);

4 - a assimetria das sombras de pressão desenvolvida em torno de porfiroclastos e porfiroblastos, exibindo um sistemático sentido de movimento (Fotos 8 e 23);

5 - o desenvolvimento de formas assimétricas nos anfibólios, principalmente das hornblendas (Fotos 9 e 13);

6- o *boudinage* de foliação assimétrica (Fig. 22d);

7- a formação de dobras assimétricas e acilíndricas.

A análise cinemática das estruturas acima descritas indica um transporte do bloco Sul em relação ao Bloco Norte durante este evento tectônico  $E_n$  de oeste para leste, marcado pela lineação de estiramento e pelos vários critérios cinemáticos listados acima.

Com base no exposto acima, o evento tectônico  $E_n$  foi responsável pelo transporte do Bloco Sul, através das zonas de cisalhamento oblíquas, desenvolvidas na base das unidades deste bloco (*sinistral reversa slip shear zone*), principalmente na interface entre os Blocos Sul e Norte, onde o transporte foi oblíquo à superfície tectônica com movimento para ESE, como voltaremos a discutir no capítulo 7. Este evento foi responsável também pela alteração da espessura e do empilhamento estratigráfico original destes terrenos.

Podemos ainda considerar que o Bloco Sul foi transportado de níveis crustais mais profundos para níveis rasos. É permitido fazer tal consideração pela constatação da não destruição das microestruturas deformacionais, desenvolvidas em "quase todas" as fases minerais, sobre as quais as fases deformacionais  $F_1$  e  $F_2$  atuaram. Se a elevação do Bloco Sul fosse lenta ou isostática haveria necessariamente um reajustamento gradual das texturas e estruturas aos níveis crustais intermediários pelos quais o Bloco passou, permanecendo talvez, apenas as microestruturas desenvolvidas sobre os minerais de mais alta temperatura, como anfibólios e feldspatos. Também as paragêneses minerais observadas permaneceram no fácies anfibolito alto, como veremos no próximo capítulo.

Quanto à fase tectônica  $F_3$ , sua relação temporal com as fases anteriores é ainda incerta, e existe uma grande diferença no ambiente de formação destas estruturas. Enquanto as fases  $F_1$  e  $F_2$  foram geradas em níveis crustais profundos, as estruturas da fase  $F_3$  são características de regiões mais rasas (Mattauer, 1973).

Se considerarmos verdadeiro que o evento tectônico  $E_n$  transportou o Bloco Sul de níveis crustais profundos para níveis mais rasos, as estruturas da fase  $F_3$  podem ter se desenvolvido nas etapas finais deste processo orogenético, em condições mais rasas, visto que as estruturas

mantém uma coerência geométrica com as fases anteriores, compatíveis como o mesmo processo tectônico. No entanto, as estruturas desta fase também são compatíveis com o evento tectônico  $E_{n+1}$ , tanto geometricamente como no ambiente de formação (níveis crustais rasos). Deste modo, embora esta fase esteja agrupada no evento tectônico  $E_n$ , esta hipótese não é definitivo.

O evento tectônico  $E_{n+1}$ , engloba a fase deformacional  $F_4$ , corresponde a uma tectônica direcional, de distribuição heterogênea e restrita às zonas de cisalhamento transcorrente rúptil.

A determinação dos vetores cinemáticos deste evento tectônico, foi balizada na análise das micro falhas (R e R'), cujas feições indicam uma sistemática direção de movimento sinistral (Fig 24).

Os dados obtidos na área de estudo, por si só, não permitem análise da relação entre estes dois eventos tectônicos, o que será realizado no capítulo 7, utilizando-se dados auxiliares disponíveis na literatura.

## 5 METAMORFISMO

Este capítulo tem como objetivo caracterizar as diversas paragêneses encontradas em cada bloco tectono-estratigráfico a fim de retratar, em linhas gerais, as condições metamórficas vigentes, bem como suas possíveis relações com os processos deformacionais.

É importante deixar claro que as condições metamórficas, propostas neste texto, foram estabelecidas através da análise petrográfica das paragêneses, sem estudos adicionais, como a determinação da composição química dos minerais e estudos de geotermometria e geobarometria. Mesmo considerando somente as análises petrográficas, os resultados se mostraram bastante consistentes, e permitiram tecer algumas considerações sobre a evolução tectono-metamórfica desta área.

A seguir são descritas e discutidas as condições metamórficas de cada bloco tectono-estratigráfico.

### 5.1 Bloco Norte

As assembléias minerais observadas nas litologias do Bloco Norte são marcadas por uma superposição de paragêneses, desenvolvidas sob condições tectono-metamórficas distintas.

As porções destes terrenos não afetadas pela zona de cisalhamento transcorrente dúctil são caracterizadas por ortognaisses tonalíticos intensamente migmatizados. A identificação de uma estruturação bandada nestes migmatitos (Foto 1) aliada à presença de plagioclásios corroídos contendo inclusões de quartzo, além da existência de níveis contendo microclínio menos deformado, indicam um processo de migmatização *in situ*, visto que estas estruturas são típicas de processos de fusão parcial (Mehnert et al., 1973).

As condições de formação destes migmatitos foram avaliadas indiretamente, através da semelhança existente entre estes migmatitos e aqueles desenvolvidos mais ao norte, próximo a Alpinópolis (Szabó, 1990) e nos arredores de Fortaleza de Minas (Carvalho et al., 1989). Segundo Carvalho e colaboradores, a fusão parcial deu-se a 670°C, próximo à linha cotética no sistema Q-Ab-Or e An-Ab-Or.

Os corpos de rochas metamáficas/metaultramáficas, encontrados associados a estes migmatitos, apresentam paragênese constituída de hornblenda, plagioclásio e cummingtonita. As hornblendas exibem lamelas de exsolução de cummingtonita na face (101), que indicam, para pressões de 5 kbar, uma temperatura máxima de resfriamento em torno de 700°C (Oba e Nicholls, 1986).

Já no interior da zona de cisalhamento transcorrente observa-se, associada às microestruturas desenvolvidas durante a milonitização, uma série de reações metamórficas indicativas de retrometamorfismo até o fácies xisto verde. Este processo retrometamórfico é heterogeneamente distribuído na zona de cisalhamento. Nas porções menos deformadas as reações minerais são volumetricamente menores, associadas somente a foliação, aumentando gradualmente com o incremento da deformação (Fotos 2, 3, e 4).

As principais transformações minerais indicativas deste retrometamorfismo nos migmatitos são a formação de clorita e mica branca a partir da biotita e o desenvolvimento de epidoto e sericita pela desestabilização dos feldspatos. Nas metaultramáficas o retrometamorfismo é evidenciado pela passagem da hornblenda prismática para tremolita-actinolita ou para clorita (Foto 6).

Estas novas paragêneses indicam condições metamórficas de fácies xisto verde em acordo com Winkler (1977) e Yardley (1989).

### 5.1.1 Relação metamorfismo versus deformação

Analisando-se unicamente as paragêneses metamórficas observadas pensar-se-ia, de imediato, existir um pico metamórfico associado à anatexia, marcado pela migmatização dos ortognaisses tonalíticos, sendo a tectônica transcorrente desenvolvida sob condições de fácies xisto verde.

Entretanto, a análise das estruturas desenvolvidas nos minerais envolvidos na deformação, mostra que a história metamórfica associada à tectônica transcorrente não está restrita ao fácies xisto verde

(retrometamorfismo), mas que a deformação também atuou no fácies anfibolito, sob temperaturas de 550°C.

Esta afirmação é baseada, principalmente, nas microestruturas desenvolvidas pelos feldspatos, visto que o seu comportamento, possui uma forte influência das condições de P e T vigentes, e são ótimos marcadores da deformação à temperaturas mais altas.

Entre as microestruturas encontradas nos feldspatos, descritas em detalhe no item 3.1, destacam-se: a forma lenticular dos fenoblastos; as lamelas de exsolução (pertitas e mimerquitas) no microclínio e a recristalização dinâmica das bordas dos feldspatos (Foto 3 e Fig 11).

O suporte para o relacionamento entre estas estruturas e a deformação é conferido pelo fato de suas características e relações serem semelhantes às descritas por vários autores, tais como: Tullis (1983) e Simpson (1986).

Para que os feldspatos alcalinos desenvolvam tais feições, em particular mirmequitas e bordas de recristalização, são necessárias temperaturas mínimas próximas de 550°C (Voll, 1976; Simpson, 1986 e O'Hara, 1988). Tais temperaturas, entretanto, não devem ultrapassar em muito os 550°C, visto que os plagioclásios, na sua maioria não alcançaram plenamente a recristalização dinâmica (estágio 5 de Lautent, 1974), pois são mais resistentes à deformação que os feldspatos alcalinos (Debat *et al.*, 1978 e Vernon e Flood, 1988).

Tomando como base as paragêneses metamórficas e as microestruturas e tendo ainda em vista que foliação e lineação mineral e de estiramento permaneceram constantes sob ambas as condições metamórficas (fácies anfibolito e fácies xisto verde), dois caminhos de evolução para estes terrenos podem ser imaginados. O primeiro, e mais simples, é deduzir que o cisalhamento transcorrente atuou sob condições de fácies anfibolito, com uma evolução caracterizada pelo decréscimo da temperatura, pressão e aporte de fluídos até o fácies xisto verde, pois a deformação, por si própria, não causa transformações minerais. O segundo caminho é considerarmos a existência de dois eventos tectono-metamórficos distintos mas coaxiais, visto que somente a configuração geométrica não é

conclusiva, sendo necessário, para sua confirmação, a determinação das idades de cada episódio metamórfico, como discutido por Davis (1984), entre outros.

## 5.2 Bloco Sul

Esta entidade tectono-estratigráfica apresenta vários grupos de associações litológicas, apresentando inúmeras paragêneses. Para que possamos retratar com coerência e segurança o metamorfismo, é necessário tratarmos individualmente cada agrupamento litológico para, posteriormente, analisarmos em conjunto as associações paragenéticas, buscando estimar as condições metamórficas e suas relações com os processos tetônicos.

### 5.2.1 Rochas metamáficas

Dentro do acervo de rochas metamáficas encontradas no Bloco Sul deu-se prioridade aos corpos gabróicos, pois os mesmos possuem o maior número de paragêneses e texturas capazes de fornecer evidências sobre a possível história metamórfica do conjunto. Os resultados estão sumarizados na tabela 2 e na Fig. 15.

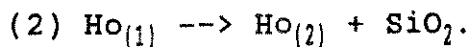
A identificação de texturas ígneas reliquias à base de hornblenda (Ho), plagioclásio (Pl) ( $An_{25-40}$ ), ilmenita (Ilm), granada (Gr) e clinopiroxênio (Cpx) indica, por um lado, que esta é a paragênese metamórfica mais antiga entre as observadas nestas rochas e, por outro lado, que estas paragêneses metamórficas substituíram diretamente, no todo ou em parte, a mineralogia ígnea original.

As principais reações possíveis, que podem explicar a substituição da mineralogia primária são:

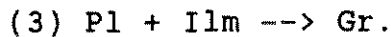


O clinopiroxênio foi substituído parcial ou totalmente pela hornblenda, restando apenas pequenos núcleos inclusos nas hornblendas,

representando relictos do mineral original (eventualmente ígneo).

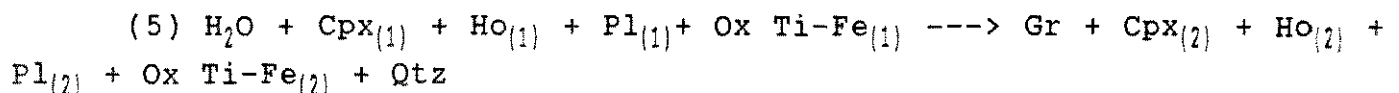


Substituição do clinopiroxênio reliquiar ou da hornblenda da primeira geração por uma da segunda geração mais quartzo.



Estas paragêneses são mais restritas e marcadas por granadas, variando de sub-eudrais a eudrais, margeando os cristais de hornblenda e/ou opacos).

Aqui, como no cinturão Arqueano de Smith-Wakeham, Quebec, Canadá (Barinsk, 1984), são claras estas transformações. Contudo, a contemporaneidade das mesmas não pode ser afirmada, pois as reações (3) e (4) são localizadas e o contato da granada com o clinopiroxênio não foi observado, o que induz à idéia de uma geração posterior da granada. Para Barinsk (*op cit.*) a dificuldade de se relacionar as reações (1) e (2) com as reações (3) e (4) é devida à limitada ocorrência de granada (*location bound*). Este autor demonstrou que as reações acima apresentadas ocorrem como se fossem uma única reação, do tipo solução sólida (5), sob condições de resfriamento acima de 600°C, combinada à um aumento da pressão em presença de H<sub>2</sub>O.



Um outro fato importante na determinação das condições metamórficas reinantes durante estas transformações minerais é que não houve substituição da ilmenita pela titanita.

Baseando-se nas experiências de Spear (1981) para estimar a estabilidade da ilmenita, utilizando como tampões quartzo-faiálita-magnetita (QFM), as paragêneses portadoras da associação ilmenita + hornblenda + plagioclásio seriam estáveis dentro da faixa de temperaturas superiores a 650°C, com pressão acima de 4 kbar.

As texturas reliquiares e pseudomórficas acima referidas são progressivamente substituídas por um arranjo tectono-metamórfico, como



mostrado na figura 15 e fotos 10 a 12, até desenvolver uma forte estruturação planar, formando os anfibolitos (milonitos). Apesar destas mudanças, a paragénese principal (Pl + Ho) mantém-se praticamente inalterada, a não ser pelo aumento na quantidade de granada e a transformação da ilmenita em titanita. A presença de ilmenita envolvida por titanitas pode ser explicada com base no mesmo trabalho experimental de Spear (1981), onde a transformação é relacionada a uma situação de retrometamorfismo, ainda dentro do fácies anfibolito, por processos de oxidação da ilmenita que, pode ser resultante tanto do aumento da  $fO_2$ , como de uma pequena queda da temperatura, ou ainda, e mais provável, da combinação de ambos.

Sobre estas texturas e paragenêses desenvolveu-se uma outra assembléia mineral, à base de clorita, epidoto, carbonato, escapolita e quartzo, restrita às regiões afetadas pelas falhas transcorrentes rúpteis da Fase F<sub>4</sub>. Estas paragenêses ocorrem tanto na massa fundamental, substituindo as assembléias de fácies anfibolito, como em vênulas e veios que cortam essa matriz. Além dessa associação observa-se o desenvolvimento de vênulas de prehnita em paragénese com epidoto e quartzo, indicando condições de metamorfismo extremamente baixas, abaixo da transição dos fácies xisto verde / prehnita-pumpeleita (Yardley, 1989).

O intervalo de estabilidade da prehnita em rochas naturais, ainda não está bem estabelecido (Yardley, 1989). Entretanto, os poucos estudos experimentais existentes sobre o par prehnita-pumpeleita indicam que os termos mais ricos em Fe são estáveis a temperaturas muito baixas, na ordem de 200<sup>o</sup> a 250<sup>o</sup> C (Schiffman e Liou, 1983, *in* Yardley, 1989). Porém, as variedades mais magnesianas, típicas do fácies prehnita-pumpeleita, são estáveis entre 350<sup>o</sup> e 400<sup>o</sup> C, correspondendo à faixa de transição entre os fácies prehnita-pumpeleita e xisto verde.

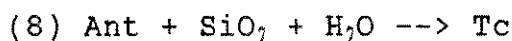
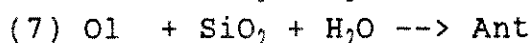
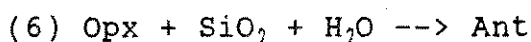
### 5.2.2 Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas mostram uma grande diversidade de tipos petrográficos provenientes, basicamente, de dois protólitos: os dunitos e os piroxenitos (tremolita fels).

Para interpretar corretamente o metamorfismo destas rochas ultramáficas faz-se necessário estudar, em separado, ambos os protólitos e suas variações petrográficas, pois cada qual desenvolveu uma sequência de paragênese metamórfica própria.

A análise detalhada da associação metadunitos / antofilita xistos / (talco)-antofilita xistos revelou que os metadunitos são portadores das paragêneses metamórficas mais antigas, à base de olivina + ortopiroxênio + cromo espinélio, onde o ortopiroxênio aparece como porfiroblastos alongados sem orientação preferencial, desenvolvidos sobre uma massa recristalizada de olivina, caracterizando texturas claramente metamórficas (Foto 19).

Uma das primeiras transformações minerais observadas sobre esta paragênese foi a substituição do ortopiroxênio e da olivina por antofilita (reações (6) e (7)), a qual aparece em estágios incipientes nos metadunitos e se desenvolve formando parte dos antofilita xistos. Localmente, estes antofilita xistos mostram uma nova transformação mineral, na qual, parte das antofilitas são substituídas por talco (reação (8)), formando os (talco)-antofilita xistos.



As reações (6) e (8) estão bem documentadas experimentalmente, (Chernosky, 1976; Hemlye *et al.*, 1977; Chernosky *et al.*, 1985), e representam retrometamorfismo, dentro do fácies anfíbolito.

O aporte de fluido nestas transformações minerais, dentre as três principais variáveis envolvidas (fase fluida, pressão e temperatura), tudo indica, teve um papel muito importante, particularmente se

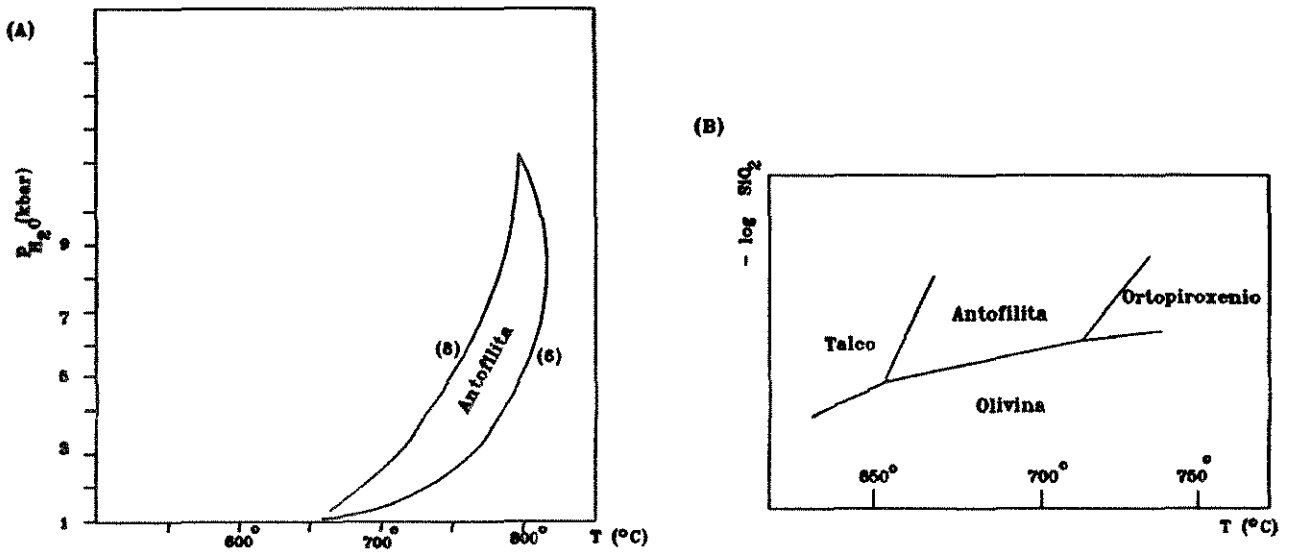


Figura 25 Diagramas P-T mostrando o campo de estabilidade a antofilita A) Hemlye et al. (1977) B) Chernosky et al. (1985).

analisarmos os diagramas da Fig. 25. No diagrama da Fig. 25A observa-se que a pressão não tem grande influência nas reações (6) e (8), principalmente acima de 4kbar. No diagrama da Fig. 25B, a passagem de olivina para antofilita (7) é fundamentalmente dependente da pressão de fluido, sem grande influência da temperatura e da pressão. Uma outra conclusão que podemos tirar da análise dos diagramas em conjunto com as evidências petrográficas é que as condições metamórficas estavam limitadas à faixa de estabilidade da antofilita. O limite superior de estabilidade da antofilita é definido pela reação (6), e o limite inferior pela reação (8).

Embora se saiba que o caminho das transformações minerais e das reações envolvidas têm a sustentação de trabalhos experimentais, não podemos utilizar os diagramas existentes para determinar as condições de P e T reinantes durante estas reações. O campo de estabilidade da

antofilita, apresentado nestes diagramas (Fig. 25), foi calculado para os membros livres de Fe, que não é o caso das antofilitas existentes na área estudada (Fig 26).

Evans (1977), objetivando avaliar o efeito da substituição do Mg pelo Fe nas reações espostas na Fig 25B, utilizou em seus experimentos várias assembléias minerais com razões  $Mg/(Mg+Fe)$  semelhantes às encontradas na natureza. O autor demonstrou que a reação (6) sobe aproximadamente  $10^{\circ}C$ , enquanto a reação (8) desce aproximadamente  $40^{\circ}C$  com o aumento de Fe, ampliando o campo de estabilidade da antofilita de  $50^{\circ}$  para  $100^{\circ}C$ . Se considerarmos

que a antofilita encontrada na área de estudo tem uma composição química próxima à utilizada por Evans (*op cit.*), e que este é o principal marcador metamórfico destas rochas, pode-se dizer que as condições de temperatura atuantes variaram entre  $750^{\circ}$  e  $650^{\circ}C$

A associação tremolita felses / tremolita xisto / tremolita-clorita xisto apresenta uma variação mineralógica e textural sistemática dos tremolita felses para os tremolita-clorita xistos. As associações e transformações minerais são listadas na tabela 3 e mostradas nas Fotos 20, 21 e 22, tendo sido discutidas no capítulo 3.

Considerando as relações existentes, a paragênese metamórfica mais primitiva é encontrada nos tremolita felses. Essa paragênese é constituída por uma fase cálcio-magnesianas (tremolita) e duas fases

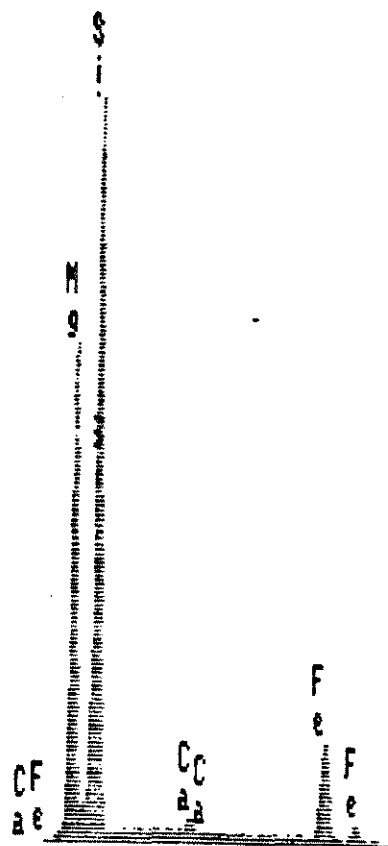


Figura 26 Espectrograma obtido através de SEM em antofilita

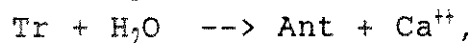
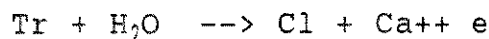
magnesianas (antofilita e cummingtonita).

A coexistência entre tremolita e antofilita é, ocasionalmente, do tipo homotaxial (Fig. 18b), indicando um crescimento simultâneo durante o pico metamórfico, estando de acordo com as interpretações de Stout (1972) e Choudhuri (1980). Em contrapartida, os cristais de tremolita podem apresentar lamelas de exsolução de cummingtonita (Fig. 18a), que resultaram da imiscibilidade da fase magnesiana (cummingtonita) dentro do anfibólio cálcio-magnesiano (tremolita). Este processo é provocado pela queda da temperatura, porém, ainda dentro do fácies anfibolito abaixo de 700°C (Oba e Nicholls, 1986).

Os tremolita xistos apresentam as mesmas relações minerais que os felses, indicando condições metamórficas muito semelhantes, dentro do fácies anfibolito alto.

Já as paragêneses encontradas nos tremolita-clorita xistos são o resultado da substituição parcial ou total da tremolita pela clorita e, localmente, pela antofilita. Em casos especiais esta transformação de tremolita em antofilita pode ter sido muito acentuada, levando à formação dos xistos ultramáficos bandados.

O aparecimento de clorita e antofilita às custas de tremolita não encontram sustentação nos trabalhos experimentais sobre anfibólios metamórficos, principalmente para a formação da antofilita (Hemley *et al.*, 1977 e Chernosky *et al.*, 1985). Sua origem, no presente caso, parece estar associada à percolação de fluídos durante a deformação, alterando a composição química da rocha ao longo das zonas de cisalhamento, tornando-a, ali, mais magnesiana, propiciando o crescimento da clorita e, em particular da antofilita. Essa substituição pode ter-se dado a partir das seguintes reações simplificadas:



nas quais o cálcio liberado poderia ser responsável pelo aparecimento de carbonatos nas rochas ultramáficas circunvizinhas.

A presença de antofilita em paragênese estável com clorita e

tremolita nestas faixas deformadas (Foto 21) indica que, apesar de todas as transformações mineralógicas e texturais, as condições metamórficas permaneceram dentro do campo de estabilidade da antofilita, de modo similar ao observado na associação dos metadunitos.

Nos locais onde as rochas ultramáficas foram afetadas pelo sistema de falhas transcorrentes rúpteis da fase  $F_1$ , como a norte de Bom Jesus da Penha, observa-se um intenso desenvolvimento de serpentinas na forma de veios ou substituindo a massa fundamental. O aparecimento de serpentina indica condições metamórficas menos intensas, com temperaturas inferiores a  $450^{\circ}$ - $500^{\circ}$  C (fácies xisto verde) e com aporte de fluido aquoso (Hemley *et al.*, 1977).

### 5.2.3 Rochas metapelíticas

O estudo dos metapelitos é de fundamental importância no entendimento das condições metamórficas, pois as paragêneses encontradas nas demais associações litológicas não permitem determinar as condições barométricas, visto serem estáveis num largo campo de pressão ou, ainda não têm resultados experimentais a pressões superiores a 4 kbar.

Um dos aspectos mais importantes para a determinação das condições de pressão é a junção triplíce dos aluminossilicatos (cianita, sillimanita, andalusita). Um grande número de experimentos foi realizado, a fim de estabelecerem as condições de P e T para esta junção, dos quais destacam-se os trabalhos de Richardson *et al.* (1969, in Winkler, 1977) e Holdaway (1971, in Winkler, *op cit.*). Por apresentarem variação, a escolha entre um ou outro dos pontos triplíces obtidos é de fundamental importância na avaliação das condições metamórficas, como mostrado por Yardley (1989). Neste trabalho optou-se pelas condições estabelecidas por Richardson *et al.* (1969, in Winkler, *op cit.*), pois estes autores consideram que as paragêneses à base de sillimanita se desenvolveram em condições de metamorfismo progressivo do tipo Barroviano dentro do fácies granulito, como é o caso da maioria dos terrenos encontrados em todo o

mundo. Ao contrário, as condições estabelecidas por Holdaway (1971, in Winkler, *op cit.*) consideram que a cianita seria o mineral estável dentro do fácies granulito do tipo Barroviano, o que é incomum, como discutido entre outros por Miyashiro (1975).

As rochas metapelíticas apresentam as seguintes parageneses minerais:

biotita + quartzo + plagioclásio + granada + opacos ± muscovita;

biotita + quartzo + plagioclásio + granada + cianita + opacos ± muscovita;

biotita + quartzo + plagioclásio + granada + estaurolita + opacos ± muscovita;

biotita + quartzo + plagioclásio + granada + estaurolita + cianita + opacos ± muscovita;

biotita + quartzo + plagioclásio + cianita + opacos ± muscovita;

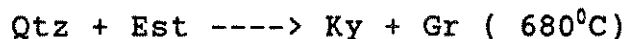
biotita + quartzo + granada + estaurolita ± muscovita.

Estas associações paragenéticas indicam condições metamórficas dentro do fácies anfibolito de acordo com os critérios de Miyashiro (1975), Winkler (1977) e Yardley (1989). Estas parageneses são marcadas, principalmente, pela presença de estaurolita e cianita, indicando temperatura mínima em torno de 560<sup>o</sup> C e pressões superiores a 5 kbar. Estas condições são estipuladas com base na temperatura mínima de formação da estaurolita, através da reação (9) e pressões mínimas de coexistência de cianita e estaurolita (Yardley, 1989).

(9) clorita + muscovita --> estaurolita + biotita + quartzo + H<sub>2</sub>O (Hoschek, 1969 in Miyashiro, 1975).

Autores que trabalharam nas sequências estudadas (Zanardo *et al.*, 1990) afirmam que o crescimento de estaurolita sub-eudral a eudral sobre a foliação principal é uma característica retrometamórfica, pois a mesma teria se formado após a cianita, em virtude da queda da temperatura. Entretanto, a estaurolita pode manter-se estável até o final da zona da cianita (Francis, 1956 in Miyashiro, 1975; Osberg, 1968 in Miyashiro, 1975) ou até o início da zona da silimanita, como demonstrado

por Guidotti (1968 *in* Miayshiro, 1975), além de mostrar-se em vários locais intercrescida com cianita.



#### 5.2.4 Metamorfismo versus deformação

A análise das paragêneses encontradas nos principais tipos litológicos mostrou uma forte coerência, indicando a existência de três conjuntos de paragêneses associadas a texturas e estruturas bastante distintas (tabela 4).

	Rochas metamáficas	Rochas metaultramáficas	Rochas metapelíticas
Pré-deformação Texturas decussada e granoblástica	Cpx, Ho, Pl, Ilm	Ol, Opx, Sp Cr	?????????
Fases Tectônicas F <sub>2</sub> e F <sub>3</sub> Associado a foliação e lineação Texturas miloníticas	Ho, Pl, Gr, Ti	Ant, Tr Tr, Cl, Ant Ant, Cl, Tc, Tr	Ky, Est, Gr, Bi, Pl, Qtz
Fase Tectônica F <sub>4</sub> Texturas cataclásticas Vênulas e veios	Ep, Cl, Cc, Pre	Serp, Mag	?????????

Tabela 4 - Principais associações paragenéticas encontradas nas rochas do Bloco Sul

As associações minerais mais primitivas observadas neste blocos encontram-se nos locais preservados dos processos deformacionais, caracterizadas por paragêneses de alta temperatura associadas a texturas de crescimento estático (granoblásticas, Foto 19). As principais



paragêneses que caracterizam estas condições metamórficas são encontradas nos metadunitos à base de olivina, ortopiroxênio e espinélio cromitífero (Tabelas 3 e 4), somente estável a temperaturas acima de 750° C.

Nos metagabros, se considerarmos o clinopiroxênio de origem metamórfica (o que não se tem certeza), as associações minerais relacionadas às texturas pré-deformacionais (Fig. 15 e Tabela 2) também são típicas de condições metamórficas enérgicas. Estas feições metamórficas devem corresponder a um período de residência destas rochas em profundidades compatíveis com estas paragêneses, sem atuação de processos deformacionais intensos.

Este contexto tectono-metamórfico deu lugar a uma nova associação mineral desenvolvida sob condições de fácies anfibolito alto, porém agora relacionado as fases deformacionais  $F_1$  e  $F_2$ , praticamente sobre todo o bloco Sul.

A interação desta nova associação paragenética com a tectônica é denunciada pela íntima relação entre as paragêneses do fácies anfibolito com a foliação e lineação desenvolvida nas fases  $F_1$  e  $F_2$ . As principais paragêneses que caracterizam este fácies metamórfico são encontradas na tabela 4 e descritas nos item III.2.

Além das associações paragenéticas, as microestruturas desenvolvidas nos minerais durante este processo tectono-metamórfico são indicativas de temperaturas bastante elevadas dentro do fácies anfibolito.

Os feldspatos encontrados nos gnaisses e anfibolitos mostram feições deformacionais bastante avançadas, demarcadas principalmente por uma forte recristalização dinâmica associada a foliação milonítica (Fotos 8, 9 e 11), indicando deformação sob temperaturas superiores a 550° C (O'Hara, 1988).

Mais importante que as feições observadas nos feldspatos, são as microestruturas encontradas nos anfibólios. Tanto as hornblendas como as tremolitas encontradas em várias litologias, apresentam formas sigmoidais, semelhantes em forma aos *mica fish*, e feições de recristalização dinâmica e de crescimento sin-tectônico. Os melhores

exemplos de microestruturas desenvolvidas nas hornblendas foram identificados nos (granada)-hornblenda-quartzo gnaisses e nos metagabros cisalhados (Fotos 9 e 11). As principais características microestruturais das tremolitas encontram-se nos xistos ultramáficos anastomosados (Foto 21).

Embora os estudos a respeito da deformação plástica dos anfibólitos sejam ainda insuficientes, Dollinger & Blacic (1975) e Miller (1988) estudando hornblendas e tremolitas tanto em experimentos como em rochas naturais, concluem que por volta de 650° a 750° C e a pressões elevadas, estes minerais deformam-se por deslizamento intracristalino (deformação plástica). Assim, as feições deformacionais das hornblendas e tremolitas encontradas nas rochas metaultramáficas e metamáficas possivelmente implicam em temperaturas superiores a 650°, pois correspondem a estruturas de deformação dúctil, atingindo inclusive o estágio de recristalização dinâmica.

Utilizando as temperaturas situadas entre 650° e 700° C indicadas pelas associações paragenéticas e pelas microestruturas acima mencionadas e, ainda, utilizando o campo de estabilidade da cianita como marcador da pressão mínima, vê-se que o processo tectono-metamórfico que originou as principais associações paragenéticas e estruturas tectônicas desenvolveu-se dentro do fácies anfibolito alto, com pressões mínimas de 7Kb.

Durante a evolução desse processo a temperatura não deve ter sido inferior a 600° C, permanecendo dentro do campo de estabilidade da antofilita. As paragêneses portadoras de talco podem ser facilmente explicadas por um aporte localizado de fluídos aquosos ao longo das regiões mais deformadas, visto que a, pressões elevadas, seu campo de estabilidade aumenta (Hemley *et al.*, 1977). Por outro lado, sua quantidade relativamente baixa indica pequena disponibilidade de H<sub>2</sub>O.

A associação mais nova restringe-se às regiões afetadas pelo sistema de falhas rúpteis (F<sub>1</sub>), indicando condições metamórficas de baixa temperatura dentro da faixa de transição do fácies xisto verde para a prehnita-pumpeleita. As principais paragêneses que caracterizam esta

condição metamórfica são encontradas nas rochas metamáficas, a base de prehnita, epidoto e clorita, substituindo diretamente a paragênese de mais alto grau, ou ao longo de veios e vênulas (Foto 13).

As estruturas, tanto de meso como de micro escala, desenvolvidas durante este estágio metamórfico-deformacional mostram características marcadamente cataclásticas (item 3.2.1). Estas feições estruturais são típicas de níveis crustais rasos, acima da faixa de transição rúptil / dúctil, onde as condições térmicas não ultrapassam 400<sup>o</sup> C segundo o esquema proposto por Simpson (1986).

## 6 MINERALIZAÇÃO DE CROMO

### 6.1 Histórico

Mineralizações cromitíferas esparsas, em geral não passando de simples ocorrências, são conhecidas na região SW do Estado de Minas Gerais. Uma exceção é o depósito de Piumhi, conhecido e ininterruptamente explotado desde a década de 30 (Queiroz *et al.*, 1987). As ocorrências restantes estão localizadas nas regiões de Carmo do Rio Claro (Morro do Tabuleiro), sul de Alpinópolis (Fazenda Mumbuca) e norte de Nova Resende (Fazenda Catalão), sendo a última a ocorrência de interesse neste trabalho.

O descobrimento da ocorrência da Fazenda Catalão encontra-se perdido no tempo, onde seu registro mais antigo data da década de 60. Neste período foram explotados aproximadamente 50 t de minério (Kaefer *et al.*, 1979) e logo depois a lavra foi abandonada. Somente mais tarde, novos empreendimentos de pesquisa foram realizados pela CPRM (Silva *et al.*, 1976 in Queiroz *et al.*, 1987) e pela BP mineração (Brenner *com. verb.*). Apesar do minério conter teores razoáveis, variando entre 30 e 40% de  $Cr_2O_3$  (Queiroz *et al.*, *op cit*), os trabalhos não alcançaram um resultado satisfatório. No Mapa Metalogenético publicado pela CPRM (Drumont *et al.*, 1987), esta ocorrência encontra-se inserida na sequência básica-ultrabásica, sendo considerada parte integrante da unidade pluto-vulcano-sedimentar-gnáissica.

Apesar dos trabalhos realizados até o momento, a mineralização da Fazenda Catalão ainda se encontra pobremente caracterizada no que diz respeito às suas feições básicas, tais como o controle da mineralização, a textura e a mineralogia do minério. Assim, faz-se necessário um estudo detalhado visando sua caracterização e entendimento dentro do contexto metalogenético regional.

### 6.2 A Ocorrência da Fazenda Catalão

Com o intuito de caracterizar a ocorrência da Fazenda Catalão, serão levantados em primeiro lugar, as principais características da

mineralização, a fim de que se possa estabelecer um quadro descritivo para a mesma, conforme proposto por Cox & Singer (1987). Em seguida serão feitas algumas considerações sobre esta classificação.

Segundo Cox & Singer (1987), o quadro descritivo apresenta duas partes. A primeira diz respeito ao contexto geológico onde a ocorrência está inserida, e que, em grande parte, já foi descrito anteriormente. A segunda refere-se às características intrínsecas da própria mineralização, que permitem definir sua tipologia, e que serão tratadas neste item. Entre estas destacam-se: controle da mineralização, tipo de minério, textura e mineralogia do minério.

#### 6.2.1 Controle da Mineralização

Um fator que dificulta a determinação do controle da mineralização é a falta de afloramentos, sendo o minério encontrado apenas sob a forma de blocos. Devido a esta dificuldade não foi possível alcançar um entendimento satisfatório à respeito do controle da mineralização. Contudo, ao analisar-se com cuidado a distribuição dos blocos, constata-se que estes ocorrem em pequenos aglomerados restritos às lentes de (talco)-antofilita xistos, próximas à região de contato entre as unidades metaultramáfica-metassedimentar e gnáissica (Fig. 27). Deste modo, pode-se supor que um dos controles da mineralização corresponde às lentes de (talco)-antofilita xistos existentes dentro dos corpos ultramáficos.

Além do que foi exposto acima, mais três evidências reforçam esta hipótese: 1) Os blocos apresentam cromititos associados somente aos (talco)-antofilita xistos. No único afloramento descrito os cromititos ocorrem como finas camadas de poucos centímetros dentro do (talco)-antofilita xisto<sup>1</sup> (Brenner, com. verb.); 2) Presença de uma anomalia gravimétrica coincidente com as ocorrências de blocos; 3) Ocorrência de

---

<sup>1</sup> Este afloramento não foi encontrado, pois o local indicado por Brenner, encontra-se hoje coberto por uma grande lage de cimento, utilizada para secagem de café

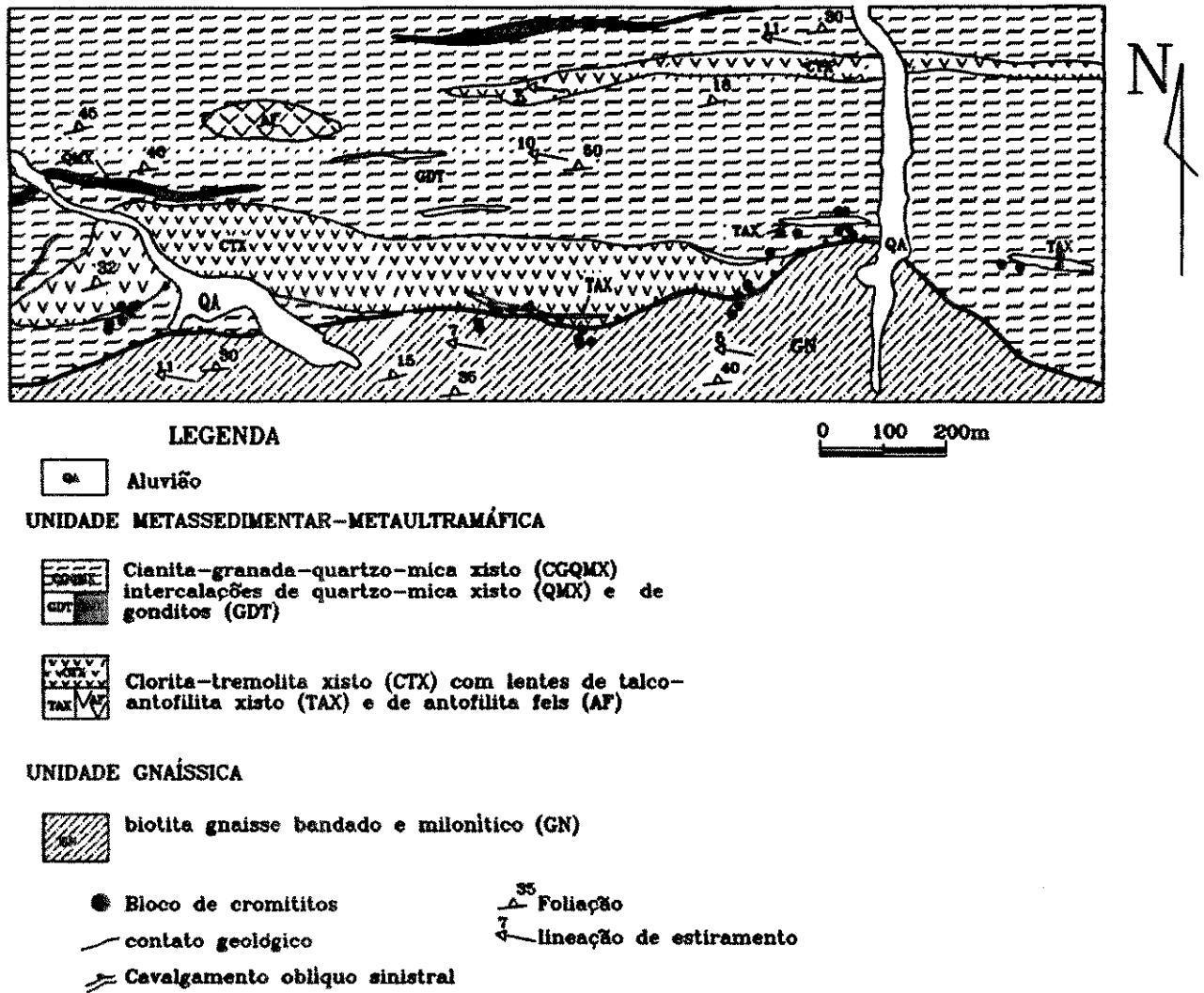


Figura 27 Mapa geológico da região da Fazenda Catalão, mostrando a distribuição dos bloco de cromitas intimamente associados às lentes de talco-antofilita xistos

dois afloramentos de meta dunitos (protólitos do (talco)-antofilita xisto) contendo até 10% de cromita, no mesmo *trend* dos blocos de cromititos, a cerca de 1500 m para NWN.

### 6.2.2 Tipo de Minério

A análise dos vários blocos permitiu a identificação de 5 tipos de minério, dos quais dois são caracterizados pelo predomínio de texturas magmáticas (maciço e disseminado) e os outros três (brechóide, *schlieren*, e lenticular) são resultantes da atuação de processos tectônicos sobre os dois primeiros. Dentre estes tipos de minério, os tectônicos são claramente predominantes, somando mais de 90% dos blocos.

Minério do tipo *maciço* foram definidos como aqueles cuja porcentagem de cromita ultrapassa 70% do seu volume (Hock & Friecrich, 1985). Macroscopicamente, este minério é marcado por uma massa de cromita de coloração cinza escura a preta, sobre a qual desenvolveram-se texturas tectônicas do tipo *pull apart* (Fig. 28a). As fraturas extencionais características deste tipo de textura são perpendiculares à direção geral do estiramento do minério, sendo observadas quando o minério encontra-se associado a zonas de cisalhamento similares às descritas por Thayer (1964) e Ceuleneer & Nicolas (1985).

Ao microscópio, esta textura tectônica corta feições cumuláticas caracterizadas por cristais de cromita euédricas a sub-euédricas com bordas ligeiramente arredondadas. É comum observar a coalescência destes cristais de cromita, formando uma massa grosseira com grãos variando de 0.1 a 2 mm, onde a ganga ocupa os espaços intersticiais na forma de "L" ou "V". Este fenômeno da coalescência das cromitas ocorreu, provavelmente, durante a sua formação, através de sinterização<sup>2</sup>.

---

<sup>2</sup>O termo sinterim é empregado em cerâmicas (Budwoeth, 1970 e Kinglerl et al., 1976 apud Hultert & Gruenewaldt, 1986) e refere-se a um processo na qual um agregado de partículas praticamente soltas é transformado em uma massa sólida devido ao alto calor, porém não o suficiente para fundi-lo

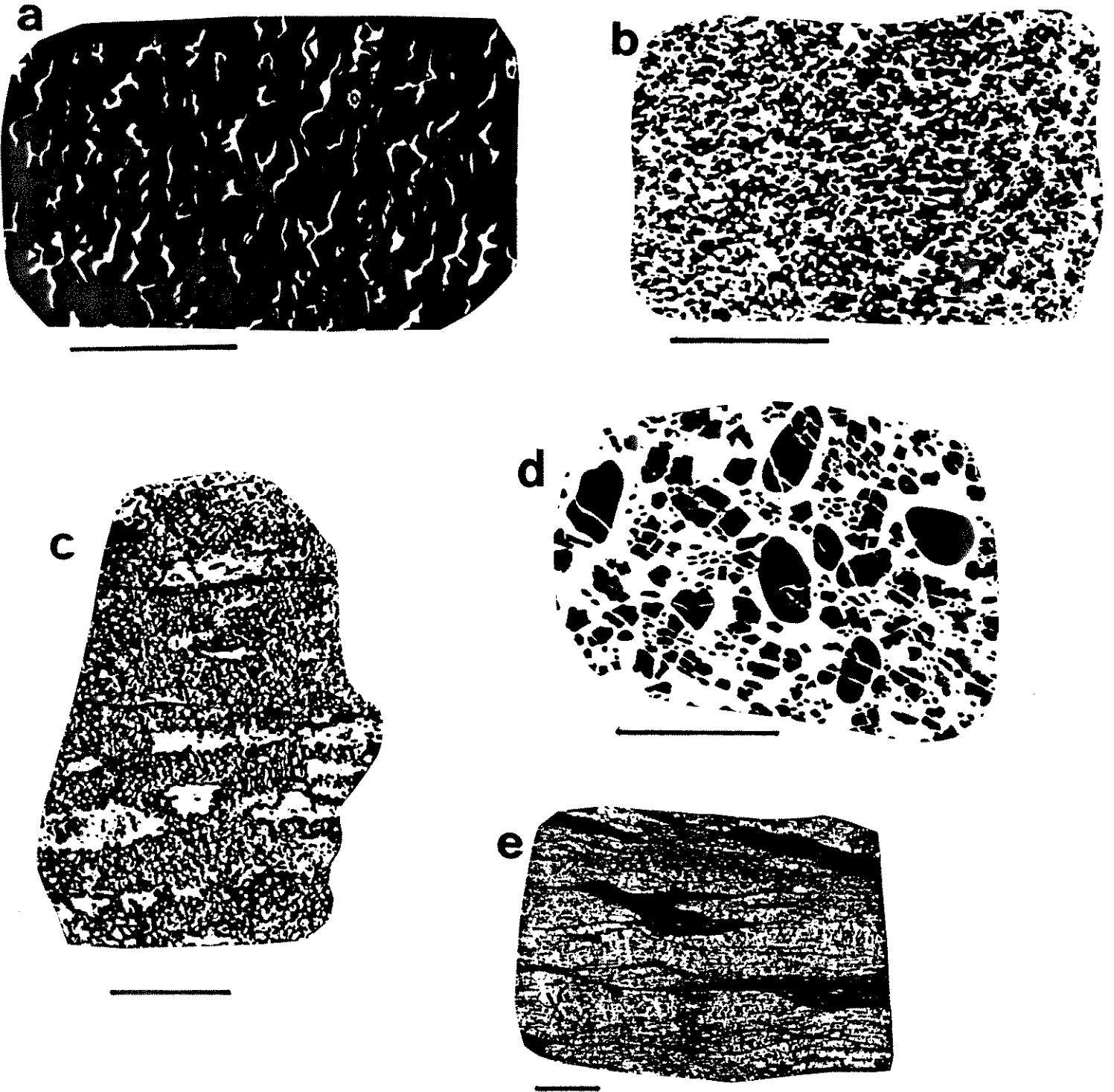


Figura 28 Tipos de minérios encontrados nos cromititos da Fazenda Catalão. a) maciço, b) disseminado c) anti-nodular d) brechóide com fenocristais arredondados e) lenticular (Barra = 1 cm).



O minério do tipo *disseminado* contém de 10 a 70% de cromita sub-euédricas a anédrica com diâmetro variando de 0,1 a 1 mm, e homogeneamente distribuídas em matriz de antofilita e talco. Em algumas amostras observa-se cromitas ou agregado de cromitas alongadas marcando uma visível lineação mineral e de estiramento (Fig. 28 b).

Em seções polidas, observa-se uma forte orientação dos cristais ou agregados de cristais segundo um eixo maior, com o desenvolvimento de um intenso fraturamento, principalmente perpendicular a esta orientação (textura *pull apart*). Esta feição é semelhante àquela demonstrada por Christiansen (1986) para cromititos encontrados em ofiolitos e evidenciam a atuação de processos deformacionais.

Localmente são observadas feições que lembram texturas do tipo *anti-nodular* desenvolvendo, possivelmente, um sub tipo de minério *anti-nodular*. Este tipo de minério foi identificado em raros blocos (<1%), sendo caracterizado por uma forte orientação de "nódulos" de silicatos, envolvidos por uma matriz rica em cromita (variando de 50 a 70%; Fig. 28 c). Assemelha-se aos descritos por Thayer (1964).

O minério do tipo *Brechóide* é caracterizado por uma profunda fragmentação e diminuição do tamanho dos grãos de cromita com o desenvolvimento de fraturas em várias direções e formação de fragmentos angulosos. Localmente são encontradas porções preservadas, podendo ser identificados grãos de cromitas ovalados e arredondados (Fig. 28 c). As texturas caracterizadas por cristais de cromitas arredondados, são típicas de depósitos podiformes (Christiansen, 1986).

Os cromititos tipo *schlieren* (Gauthier et al. 1990) caracterizam-se pelo desenvolvimento de filmes de cromita extremamente fina que recorta os minérios maciço e disseminado em uma única direção.

Ao microscópio, estes filmes são caracterizados pela diminuição dos cristais de cromita, que passam a adquirir formas anedrais com contatos variando de retilíneos a suturados com tamanhos inferiores a 50 micra, difíceis de serem individualizados pela microscopia convencional (Foto 28). Entretanto, em algumas amostras observa-se a formação de grãos

euédricos a sub-euédricos nesta massa de cromita, semelhante ao descrito por Hock & Fredrick (1985). Para este autor a geração destas cromitas bem formadas se deve à recristalização de cromitas primárias.

O contato entre os filmes de cromita e o protólito pode ser brusco ou gradual. Neste último caso, observa-se nas bordas das faixas um profundo fraturamento dos cristais de cromita paralelo à direção destas faixas.

O minério do tipo *lenticular*, que corresponde a mais de 50% dos blocos observados, é caracterizado por lentes, geralmente assimétricas, do minério disseminado, sendo marcado por texturas cumuláticas sobreposta por feições do tipo *pull apart*. Estas lentes são envoltas por faixas de cromitas muito finas, com espessuras e tamanhos variáveis (0,5 a 15 cm em média, Fig. 28 e).

As feições acima descritas são características dos cortes perpendiculares à estruturação, e paralelos à lineação de estiramento. Os cortes transversais a esta lineação são caracterizados por lentes ocelares simétricas.

Os dois últimos tipos de minério mostram claramente a atuação de processos deformacionais sobre as feições magmáticas. As faixas de cromita extremamente finas representam porções intensamente deformadas, enquanto que as lentes portadoras de texturas cumuláticas representam as regiões menos deformadas. Desta forma, os minérios *schlieren* e *lenticular* representam na realidade, estágios do processo deformacional sob os cromititos do tipo maciço e disseminado, semelhante ao descrito por vários autores para cromititos podiformes (Stowe, 1987).

### 6.2.3 Mineralogia do Minério

O acervo mineral desta ocorrência não mostra variações significativas entre os vários tipos de minério, sendo constituído basicamente por cromita (50 a 100%), antofilita e talco (0 a 50%) tendo como acessórios ilmenita, hematita e minerais do grupo da platina (MGP).

As cromitas, quando não deformadas, apresentam forma euédrica a subeuédrica, com bordos arredondados, podendo apresentar-se localmente xenomorfa. Frequentemente, estes grãos de cromitas apresentam grande quantidade de inclusões, podendo até desenvolver cristais poiquilíticos. Na maioria das vezes estas inclusões são identificadas apenas pelos buracos deixados pelos minerais, apresentando as mais variadas formas, desde perfeitamente euédricos até arredondadas. Os poucos minerais identificados nestas inclusões foram ilmenita, Antofilita, talco e minerais do grupo da platina (MGP), que serão tratados mais adiante.

Quando deformadas, as cromitas apresentam basicamente dois tipos de estruturas, cataclásticas e miloníticas. Os processo cataclásticos são marcados pelo desenvolvimento de uma série de fraturas que podem estar associadas tanto as texturas do tipo *pull apart* (Fig. 28a), como às bordas das zonas de cisalhamento (Foto 28). Nas zonas de cisalhamento caracterizadas por filmes de cromitas dos minérios do tipo *schlieren* e lenticular, as cromitas originais são intensamente deformadas gerando um agregado de novos cristais. Estes novos grãos são caracterizados por superfícies límpidas sem inclusões e com formas variando de xenomórfica a euédrica. Os processos envolvidos na formação destas faixas ou filmes de cromita extremamente finos não são bem conhecidos e serão discutidos mais adiante.

A ilmenita, além de aparecer com inclusões, também foi encontrada como mineral intersticial, euédrico, com tamanho variando entre 200 e 50 micras, podendo apresentar inclusões de cromita (Foto 28).

Durante este estudo foram reconhecidos minerais do grupo da platina (MGP) em 5 seções polidas (das 15 analisadas) nos minérios do tipo maciço, disseminado e lenticular. Em algumas das amostras foram reconhecidos até 4 grãos destes minerais.

Estes minerais mostram formas euédricas a sub-euédricas com tamanhos variando entre 20 e 5 micras, ocorrendo como inclusões nas cromitas (Foto 29) ou ao longo de fraturas (Foto 30). Os MGP são representados por, pelo menos, duas fases de sulfetos de Os, Ir e Ru, identificados através

de análise semi-qualitativa executada no microscópio eletrônico de varredura da CBPM (Fig. 29). A distinção entre as duas fases dos MGP foi determinada através de "Back Scattered Eletron" (B.S.E.). Esta técnica permite separar minerais constituídos por elementos com pesos atômicos diferentes, através do contraste na intensidade do seu brilho.

Os minerais silicáticos encontrados, antofilita e talco, são claramente metamórficos e aparecem substituindo a olivina.

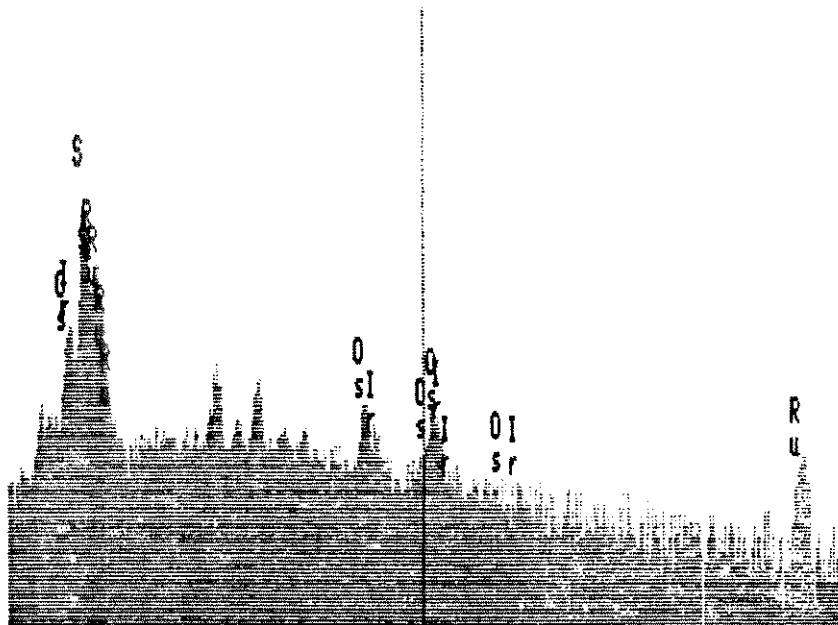


Figura 29 Espectrograma obtido através de SEM em inclusões em cromitas

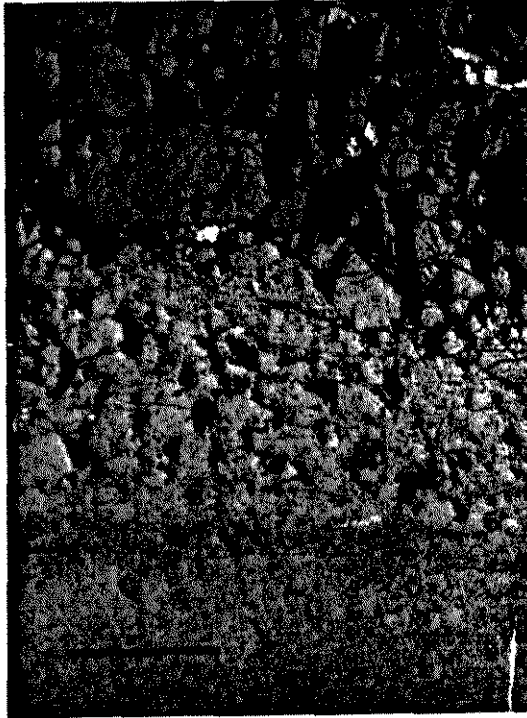


Foto 28- Fotomicrografia do cromitito tipo lenticular. Na parte superior encontra-se os grãos de cromitas originais com bordas arredondadas e apresentando texturas *pull apart*. Esta textura dá lugar a um agregado muito fino de cromita cisalhada. Note que não há grandes evidências de processos cataclásticos nesta escala de observação (Barra = 1mm)



Foto 29- Fotomicrografia do cromitito tipo disseminado. Cristal subeuédrico da liga de Os, Ir e Ru, localizado na fratura do grão de cromita (Barra = 100  $\mu$ )

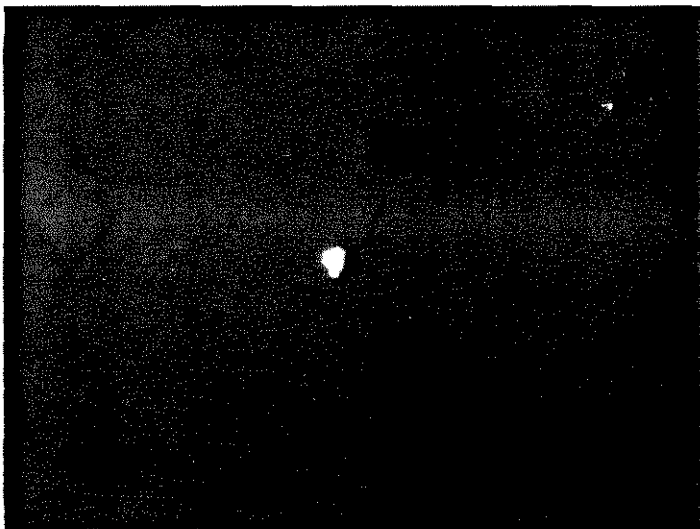


Foto 30- Fotomicrografia do cromitito do tipo nodular. Cristal euédrico de sulfeto de Os, Ir e Ru. (Barra = 100  $\mu$ m)

#### 6.2.4 Classificação da Ocorrência

Tradicionalmente, os depósitos cromitíferos têm sido classificados em dois tipos principais, estratiformes e podiformes (Thayer 1960; Jackson & Thayer 1972; Stowe 1987; Leblanc & Nicolas 1992). Os depósitos estratiformes são encontrados em complexos ígneos acamadados continentais (Bulshveld, Von Gruenewaldt e Worst, 1986; Stillwater, Nisbett 1989). Estes depósitos são caracterizados, principalmente, pelo desenvolvimento de camadas contínuas de cromititos intercalados concordantemente a rochas máficas-ultramáficas, apresentando texturas tipicamente cumuláticas. Os depósitos podiformes estão localizados na parte basal dos complexos ofiolíticos, mais especificamente nos HOT (*harzburgitic types of ophiolite*, Leblanc & Nicolas, *op cit.*). Estas mineralizações são caracterizadas por sua forma irregular a lenticular (podiforme, Cassard *et al.*, 1981), com texturas e estruturas deformacionais desenvolvidas sob condições de alta temperatura (Thayer, 1964 e 1969; Stowe, 1987).

Entretanto, existem ocorrências em terrenos pré-cambrianos intensamente deformados, que exibem características das duas classes acima mencionadas. Estes depósitos são extremamente complexos e problemáticos a ponto de Cox & Singer (1986), ao prepararem os modelos descritivos para as duas classes de jazimentos, não citarem nenhuma ocorrência pré-cambriana intensamente deformada. Estes depósitos foram denominados por Jackson & Thayer (1972) como sendo do tipo Poligênico.

Os depósitos poligênicos não correspondem, na realidade, a uma nova classe de mineralização, mas sim a uma das duas classes anteriormente citadas (estratiformes e podiformes) intensamente obliteradas por processos orogenéticos, que dificultam a sua correta caracterização. Dois exemplos destes depósitos são o Complexo de Selukwe (Stowe, 1987) e o Complexo de Fiskenaesset (Ghisler, 1976).

Partindo-se do exposto, a ocorrência da Fazenda Catalão enquadra-se no grupo das mineralizações consideradas problemáticas, pois ocorre em terrenos pré-cambrianos, intensamente deformados, onde as características deformacionais podem representar tanto feições originais do próprio depósito (cromititos podiformes) como o efeito da tectônica regional (estratiforme deformado).

A despeito das dificuldades encontradas na caracterização desta ocorrência, algumas considerações podem ser feitas na tentativa de compará-la às duas classes de depósitos cromitíferos. Deste modo, faremos a seguir uma comparação das características desta mineralização com as descrições encontradas na literatura.

A íntima relação dos blocos de cromita com as lentes de (talco)-antofilita xistos, (equivalentes metamórficos dos dunitos), nos leva à hipótese de que estas lentes representam um dos controles da mineralização, de modo similar à grande maioria dos depósitos podiformes, onde os corpos cromitíferos são trapeados por lentes de dunitos (Leblanc & Nicola, 1992). Este fato contrasta com as mineralizações estratiformes deformadas, onde os cromititos podem estar associados a vários "horizontes estratigráficos" (Muskox e Fiskenaesset; Ghisler, 1976).

A maioria das feições magmáticas (texturas) encontradas nos blocos de cromititos parcialmente preservados da deformação são considerados típicas de ambas as classes de depósitos (podiformes e estratiformes, Leblanc, 1985). Contudo, a presença de texturas contendo fenocristais de cromitas arredondadas (Fig. 28 c) somente foi descrita em cromititos do tipo podiforme (Christiansen, 1986).

As feições deformacionais que refletem a atuação de um processo tectônico intenso sobre as estruturas e texturas de origem cumulática (Fig. 28a), são similares às estruturas formadas na grande maioria dos depósitos podiformes e alguns depósitos estratiformes deformados. É extremamente difícil determinar se as estruturas tectônicas observadas nos depósitos podiformes foram desenvolvidas por processos deformacionais atuantes durante o fluxo mantélico ou se foram geradas por processos orogenéticos. Isto ocorre fundamentalmente por dois motivos: primeiro, pelo baixo conhecimento do comportamento deformacional das cromitas (Christiansen, 1986); e segundo, pelo fato de não terem sido encontrados cromititos ou meta dunitos contendo olivinas preservadas na mineralização da Fazenda Catalão. A presença deste mineral permite determinar os processos deformacionais atuantes, pois através de suas microestruturas

e *petrotrama* pode-se separar os processos deformacionais mantélicos de alta temperatura daqueles mais frios tais como os processos orogenéticos (Christiansen, 1985 e Nicolas, 1987). Desta forma, para caracterização do processo deformacional, foram utilizadas apenas as características estruturais encontradas nas cromitas.

As principais pesquisas que tratam da análise estrutural das cromitas utilizam técnicas de trabalho em escala sub-microscópica (Microscópio Eletrônico). Isto ocorre porque a cromita é um mineral com um comportamento eminentemente cataclástico nas outras escalas de observação, mesmo quando submetida a processos deformacionais intensos, como os desenvolvidos no manto superior (Christiansen, 1985).

A mineralização da Fazenda Catalão é marcada essencialmente por feições deformacionais cataclástica e milonítica. A primeira, mais abrangente, é caracterizada pelo desenvolvimento de fraturamento cataclástico, com destaque para as texturas do tipo *pull apart*. Para Duokhan et al. (1980) e Christiansen (1985 e 1986), somente um pequeno número destas estruturas são desenvolvidas em condições mantélicas como por exemplo, as fraturas extencionais perpendiculares à lineação de estiramento (textura *pull apart*). A lineação de estiramento é marcada por grãos de cromitas alongados, ou por agregados de cromitas fortemente alinhados no minério disseminado ou no anti-nodular (Fig 28 b e c).

Nas faixas miloníticas encontradas nos minérios *schlieren* e lenticular observa-se uma forte diminuição do tamanho dos grãos de cromita, desenvolvendo uma nova geração de cromitas sub-euédricas a xenomórficas com contatos suturados. Estas feições quando observadas em outros minerais como quartzo, plagioclásio e olivina, representam a atuação de processos de recristalização dinâmica. Contudo, recristalizações em cromitas são extremamente raras e pouco documentadas na literatura (Ghiler, 1976 e Hock & Friedrich, 1985). Os processos envolvidos não são bem conhecidos (Christiansen, 1986), de modo que não podemos utilizá-los como critério de distinção entre os dois tipos de depósitos.



A caracterização dos MGP nos cromititos da Fazenda Catalão representa uma importante descoberta para o entendimento deste depósito. Os elementos do grupo da platina (EGP) têm se revelado bastante úteis na distinção entre os depósitos estratiformes e podiformes (ofiolíticos), conforme demonstrado por muitos autores (ex. Augé, 1986; Talkington e Watkinson, 1986; Leblanc e Nicolas, 1992). O comportamento geoquímico dos EGP pode governar a presença de um ou outro tipo de MGP (Nesbett, 1989). Os cromititos podiformes, quando portadores de MGP, apresentam em geral, sulfetos e ligas de Os, Ir e Ru (minerais de alto ponto de fusão) sendo rara a presença de minerais de Pt, Pd e Rh (Page *et al.*, 1986; Augé, 1986; Gauthier *et al.*, 1990). Alguns depósitos encontrados em sequências ofiolíticas podem mostrar-se enriquecidos em Pt-Pl-Rh (Oshin e Crocker, 1982; Gauthier & Trotier, 1987). Segundo estes autores, estes depósitos mostram morfologia semelhante aos depósitos estratiformes e localizam-se na sequência cumulática pertencente à câmara magmática que se instala na base da crosta oceânica. Nos depósitos estratiformes predominam os minerais de baixo ponto de fusão (Pt, Pl e Rd), associado as sulfetos de Ni-Fe, a subordinadamente, como inclusão, aparece a Laurita (RhS) como demonstrado na tabela 5. A identificação semi-qualitativa dos sulfetos e ligas de Os, Ir e Ru inclusos nas cromititas, e a ausência de minerais de baixo ponto de fusão, mostra uma grande similaridade com os cromititos podiformes (Barnes, 1985).

Embora as características levantadas até o momento não permitam uma classificação definitivas, elas indicam uma grande similaridade entre a ocorrência da Fazenda Catalão e os cromititos do tipo podiforme. Outra evidência a favor da classificação deste depósito como podiforme é seu posicionamento dentro do contexto regional. De fato, a unidade metaultramáfica-metassedimentar encontra-se próximo ao contato entre os dois blocos (Norte e Sul), correspondendo, provavelmente, a uma região de "sutura", como veremos no próximo capítulo.

Mineralização de Cromo - Ocorrência da Fazenda Catalão - Classificação da Ocorrência

	Mineralizações de Cromita	Associação Os-Ir-Ru		Associação Pt-Pd-Rh	
		Ligas	Sulfetos	Ligas	Sulfetos
Depósitos Ofiolíticos	Oman <sup>1</sup>	X	X		
	Troodos, Chipre <sup>1</sup>	X	X		
	Tiebaghi, N. Caledônia <sup>1</sup>		X		
	Massif du Sud, N. Caledônia <sup>1</sup>	X	X		
	Guleman, Turquia <sup>1</sup>	X			
	Theken, Albânia <sup>1</sup>		X		
	Estrie, Apalaches <sup>1</sup>	X		X	X
Depósitos Estratiformes	UG2 - Bushveld, Africa do Sul <sup>2</sup>		X*	X	X
	Ivrea - Verbano, Itália <sup>2</sup>		X*	X	X
	Complexo Stilwater, Canadá <sup>2</sup>			X	X
Depósitos Brasileiros	Troia (CE) Faz. Catalão (MG)	X	X	X	X

Tabela 5 - Principais MPG encontrados em diferentes associações máficas-ultramáficas mineralizadas em cromitas. (1) Auge, (1986) (2) Gan (1986). \* Laurita (RHS)

## TERCEIRA PARTE

### Proposta de Compartimentação Tectono-estratigráfica Regional

## 7 PROPOSTA DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA REGIONAL

Revisados os vários aspectos do contexto geológico da área em estudo (Anexo 1), resta interpretar as informações obtidas, dentro do contexto regional e determinar as implicações geotectônicas e metalogenéticas que resultaram deste levantamento.

Analisando-se as várias propostas de compartimentação do Complexo Campos Gerais (Kaefer, 1979; Crosta *et al.*, 1986; Teixeira *et al.*, 1987; Schrank *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 1990), a divisão tectono-estratigráfica apresentada para a área em estudo (Capítulo 3), enquadra-se, em parte, na proposta de Schrank *et al.*, (*op cit*). Porém, a partir dos dados obtidos neste trabalho (Capítulos 3, 4, 5 e 6), juntamente com as informações obtidas da literatura, foi possível aprofundar as idéias apresentadas por Schrank *et al.*, (*op cit.*), e modelar uma proposta de evolução geológica consistente para esta porção do estado de Minas Gerais.

Salienta-se, entretanto, que mesmo considerando o incremento proporcionado por este trabalho na elucidação de alguns problemas da região, um entendimento definitivo de sua evolução está, a nosso ver, longe de ser atingido, pois há muitas áreas ainda sem estudos adequados. Faltam ainda dados geocronológicos, que são de importância fundamental, e que permitiriam interpretações mais seguras da evolução geológica da região.

Assim, os terrenos pertencentes ao Complexo Campos Gerais de Kaefer, (1979), amplamente aceitos na literatura, foram reestruturados e subdivididos em dois domínios, um autóctone situado a norte, que forma a infra-estrutura e corresponde tectonicamente ao Cinturão Campos Gerais (terrenos Arqueanos granito-gnáissicos com sequências vulcano-sedimentares, que constitui um prolongamento do Complexo Barbacena) e outro, alóctone, situado a sul (Fig. 30), que passa a fazer parte da Faixa Móvel Alto Rio Grande (Hasui e Oliveira, 1984), possivelmente correlacionável as porções basais do Grupo Andrelândia. Assim os terrenos alóctones passam a ser denominados de Complexo Petúnia. O termo complexo se aplica, pois ainda existem muitas indeterminações na subdivisão

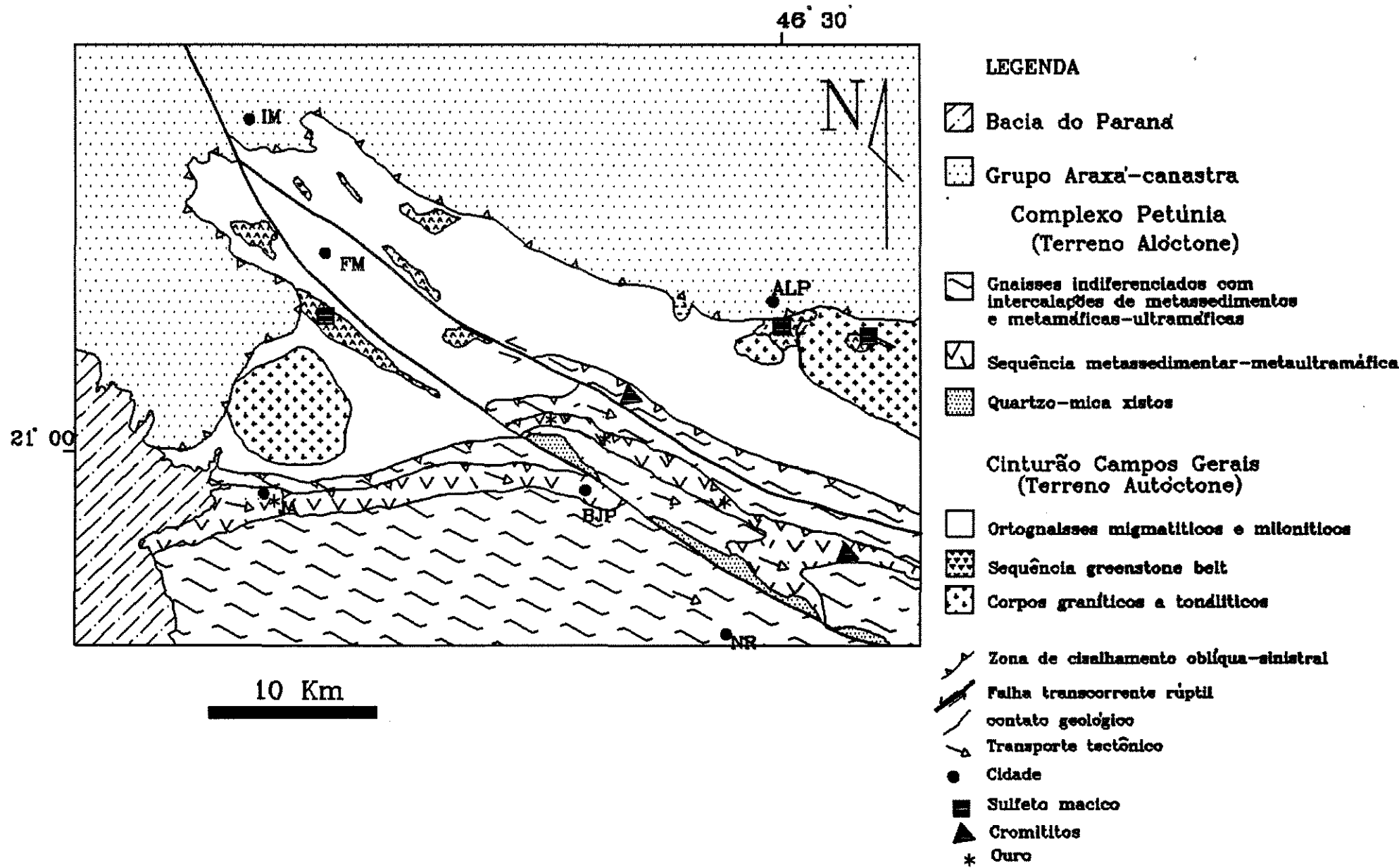


Figura 30 Mapa geológico simplificado da porção do estado de Minas Gerais

interna destes terrenos, e o nome Petúnia é sugerido, pois uma "seção tipo" aflora próximo a este lugarejo.

A distinção entre estes dois grandes compartimentos tectono-estratigráficos é possível e necessária devido a três fatores principais (cf. Tabela 6):

		Cinturão Campos Gerais (Domínio Autóctone)	Complexo Petúnia (Domínio Alóctone)
Litologia	Gnaiss	Ortognaisses (Tonalitos-Granodioritos)	Predomínio de Paragnaisses
	Ultramáficas	Prodomínio de Derrames Komatiíticos	Corpos diferenciados lenticularizados (?) (piroxenitos, peridotitos e dunitos)
	Sedimentos	Cherts e BIFs	Predomínio de xistos pelíticos e psamíticos.
Estruturas Tectônicas	Zonas de cisalhamento transcorrente dúctil (S 205°/90°, L 315°/10°)		1° - Tectônica tangencial oblíqua (S 220°/45°, L 280°/15°)
	Sistema de falhas transcorrentes rúpteis		
Metamorfismo	1° - Anfobolito 2° - Xisto verde		1° - Anfibolito alto (650-750 °C e >7 kbar)
	Xisto verde /prehnita		-pumpeleita (350 °C)
Idade	Migmatização associada a zonas de cisalhamento transcorrentes 2.9 Ga		Tectônica tangencial-oblíqua com metamorfismo - possivelmente Proterozóico Superior (?)

Tabela 6 Comparação entre os aspectos geológicos dos dois compartimentos tectono-estratigráficos

A primeira evidência é a notória diferença no conteúdo litológico de ambos os blocos, tanto em termos de rochas gnáissicas, quanto em termos das associações metaultramáficas e metassedimentares. O caráter ortoderivado, claramente identificado nos gnaisses migmatíticos do domínio autóctone (Teixeira et al., 1987; Szabó, 1990; Soares et al.,

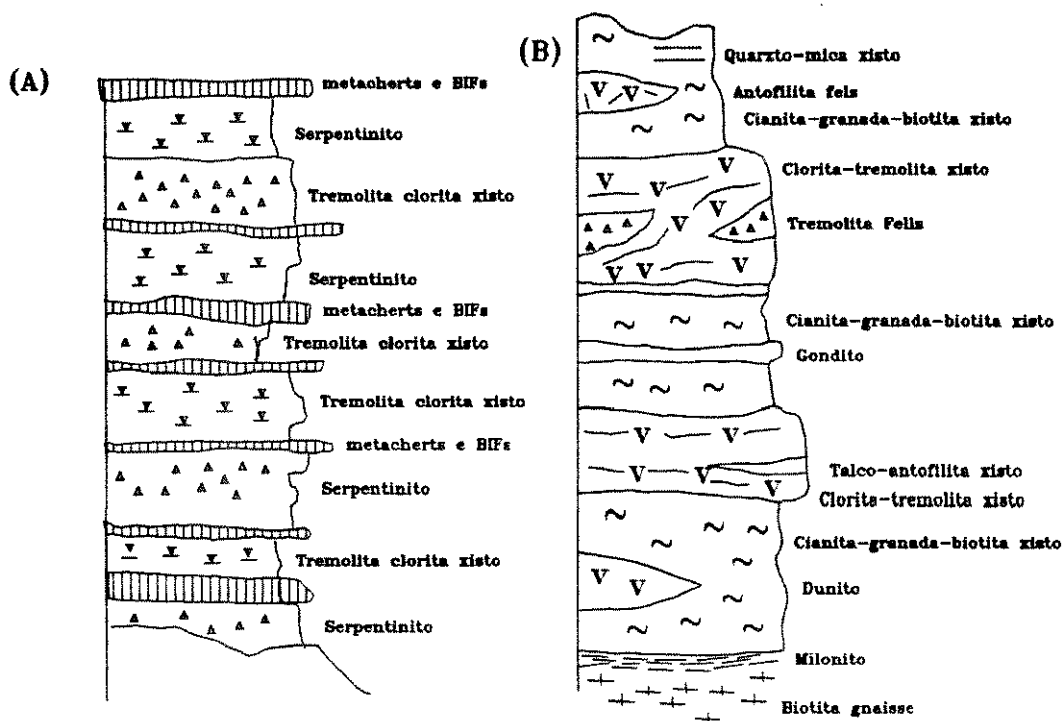


Figura 31 Colunas estratigráficas: a) *Greenstone belt* Morro do Ferro; b) Faixa Jacuí - Conceição da Aparecida.

1991; Morales et al., 1983; Zanardo, 1992; e neste trabalho), não pode ser afirmado, da mesma maneira, para os gnaisses do domínio alóctone. Ao contrário, os gnaisses do terreno alóctone ressaltam uma possível origem paraderivada (Crosta et al., 1986; Soares et al., op cit.; Schrank et al., 1990; Zanardo, 1992; e neste trabalho). As rochas metaultramáficas, associadas aos metassedimentos nas regiões de Fortaleza de Minas e Sul de Alpinópolis (Fig. 30) apresentam, claramente, características de derrames komatiíticos, evidenciadas pelas texturas *spinifex*, pela composição química e pela alternância com metassedimentos característicos, BIFs e Cherts (Lowe, 1982; Fig 31a), representando claramente restos de raízes de *greenstone belts* (Teixeira e Danni, 1978). Enquanto isso, as rochas metaultramáficas pertencentes ao domínio alóctone, na área em apreço e nos arredores de Jacuí (Choudhuri et al., 1984 e 1988), além de não apresentarem nenhuma característica que as assemelhem aos derrames

komatiíticos, são, ao contrário, caracterizadas como metapiroxenitos, metaperidotitos e metadunitos de granulação grossa, com feições cumuláticas, associados a metagabros e que parecem pertencer a corpos diferenciados. Estas rochas metaultramáficas ao invés de ocorrerem intercaladas com BIFs e cherts, aparecem como "faixas" lenticulares relacionadas a grandes quantidades de metapelitos e metapsamitos (Fig. 31b), associações atípicas nas porções basais dos *greenstone belts* existentes nos terrenos Arqueanos do SW de Minas Gerais, e em outras partes do mundo, exceto no *greentone belt* de Selukwe, no Zimbabwe (Groves *et al.*, 1984 e Nisbet, 1989).

O segundo critério corresponde às mudanças nítidas das características estruturais dos dois domínios. O terreno autóctone é marcado pela presença de zonas de cisalhamento transcorrente dúctil caracterizadas por uma foliação sub-vertical heterogeneamente distribuída e pela lineação de estiramento, pouco penetrativa. Em contrapartida, os terrenos alóctones são caracterizados por uma tectônica tangencial oblíqua marcada tanto por uma foliação com mergulhos moderados a baixos, penetrativa, paralelizada e uniformemente distribuída no pacote, como por uma lineação mineral e de estiramento igualmente desenvolvida e penetrativa.

A terceira evidência são as condições distintas de metamorfismo entre os dois domínios. Os terrenos autóctones foram submetidos ao metamorfismo regional que atingiu o fácies anfibolito de baixa pressão (Zanardo, 1992), apresentando, associado ao cisalhamento transcorrente dúctil, retrometamorfismo para o fácies xisto verde. Por outro lado, o metamorfismo do domínio alóctone encontra-se claramente no fácies anfibolito alto, desenvolvido durante o evento deformacional principal (tectônica tangencial oblíqua), no entanto, ainda apresenta resquícios de paragêneses a base de granada e clinopiroxênio nas metamáficas e de olivina e ortopiroxênio nas metaultramáficas (Zanardo, 1992 e Capítulo 5)

A seguir são reunidas as informações disponíveis, a nível regional, sobre os dois blocos tectono-estratigráficos.



### 7.1 Cinturão Campos Gerais (Terrenos Autóctones)

Os terrenos autóctones (infra-estrutura) correspondem ao cinturão Campos Gerais em acordo com Schrank *et al.*, (1990).

Esse domínio é constituído por terrenos gnáissico-migmatíticos com *greenstone belts* embutidos, que podem ser subdivididos em três subdomínios (similar a Crosta *et al.*, 1986):

- 1- Ortognáissico-migmatítico;
- 2- Sequências vulcano-sedimentares e
- 3- Corpos granitóides intrusivos.

O subdomínio simplificado é denominado ortognáissico-migmatítico e é caracterizado por uma heterogeneidade, tanto composicional quanto estrutural, marcado por regiões pouco deformadas, lenticularizadas, circundadas por zonas miloníticas sub-paralelas e anastomosadas, como demonstrado por Morales *et al.*, (1991), entre Alpinópolis e Fortaleza de Minas (Fig. 32).

Nas porções menos deformadas predominam os migmatitos com estruturas estromáticas, *schlieren* ou nebulíticas e os ortognaisses de composição variável entre tonalítica e granodiorítica. Os migmatitos, pelo menos na sua grande maioria, foram gerados pela fusão parcial dos ortognaisses tonalíticos, associada a uma componente cisalhante (Carvalho *et al.*, 1982

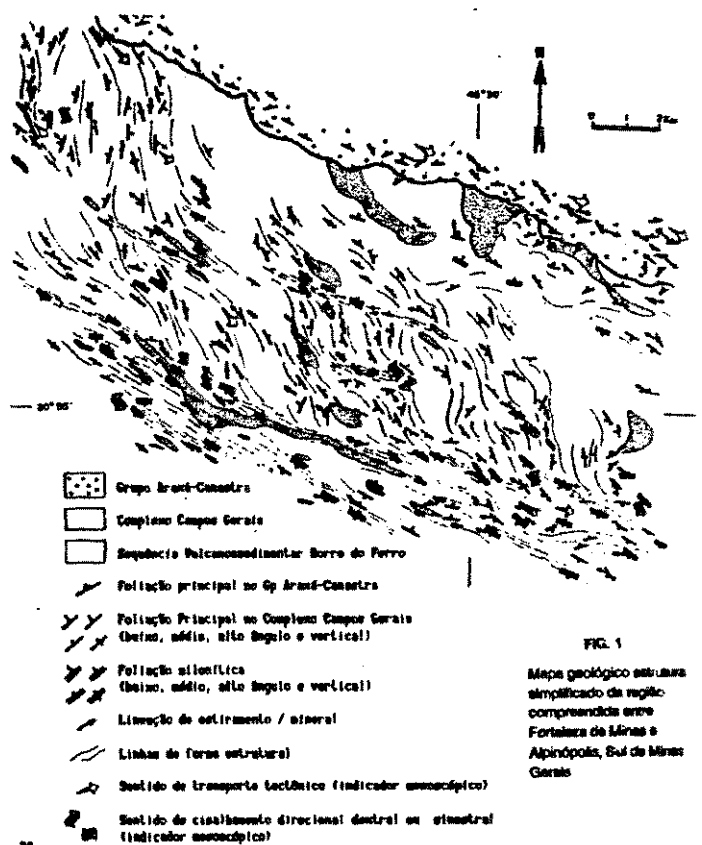


FIG. 1  
Mapa geológico estrutural simplificado da região compreendida entre Alpinópolis e Fortaleza de Minas, Sul de Minas Gerais

Figura 32 Mapa estrutural do domínio autóctone entre Alpinópolis e Fortaleza de Minas (Morales *et al.* 1991).

e Szabó, 1990). Wernick *et al.*, (1981) estabeleceram uma isócrona Rb/Sr verdadeira de 2.9 Ga. para tais migmatitos, nos arredores de Fortaleza de Minas.

Nas regiões mais deformadas, estas rochas foram progressivamente cisalhadas, desenvolvendo uma ampla variedade de rochas miloníticas, predominando os milonitos s.s.. A estas feições deformacionais associa-se um processo retrometamórfico de fácies xisto verde, como demonstrado no Capítulo 4 e por Morales *et al.*, (1991).

As sequências vulcano-sedimentares (*greenstone belts*), ocorrem desmembradas, com formas predominantemente alongadas e dimensões variadas, representando sinclinais verticais, onde destacam-se os segmentos de Fortaleza de Minas e Alpinópolis, pelos seus tamanhos e grau de conhecimento alcançado.

Nestas sequências estão preservadas as porções inferiores das colunas estratigráficas, constituídas basicamente por komatiitos, basaltos komatiíticos, basaltos tholeiíticos, com estreitas intercalações de BIFs, cherts e sedimentos tufáceos (Teixeira, 1978; Schmidt, 1983; Szabó, 1990) (Fig. 31a).

Como no caso dos ortognaisses, as sequências metavulcano-sedimentares preservadas da deformação transcorrente principal, exibem paragêneses minerais típicas do fácies anfíbolito em regime baixas pressões (Morales *et al.*, 1991; Zanardo, 1992), enquanto aquelas submetidas à deformação transcorrente mostram um nítido retrometamorfismo para o fácies xisto verde (Teixeira, 1978; Zanardo *et al.*, 1990; Morales *et al.*, 1990).

Os contatos entre as sequências metavulcano-sedimentares e o conjunto ortognaissico-migmatítico é predominantemente tectônico, embora contatos intrusivos tenham sido descritos (Teixeira, 1978 e Szabó, 1990). Os corpos de granitóides, encontrados a sul de Fortaleza de Minas e Alpinópolis, são caracterizados por suas formas ovaladas a circulares (Fig. 32), claramente delimitados em imagem de satélite (Crosta *et al.*, 1986). Seu caráter intrusivo nos *greenstone belts* é denunciado pelos

raros contatos e pela presença de *roof pendants* e xenólitos destas sequências (Crosta *et al.*, *op. cit.*; Szabó, 1990). O único desses plutons com datação radiométrica (Granito Quilombo) fornece idade de 1,7 Ga. (método Rb/Sr; Choudhuri *et al.*, 1991).

### 7.1.1 Evolução Geológica dos Terrenos Autóctones

As feições tectônicas mais antigas, que se tem relato, datam de 2,9 Ga e são caracterizadas por processos deformacionais atuantes no fácies anfibolito alto, sendo marcadas por cisalhamento transcorrente dúctil associado à migmatização (anatexia) dos ortognaisses tonalíticos (Carvalho *et al.*, 1989). Caracteriza-se por fases minerais neoformadas (quartzo e microclínio) menos deformadas que a associação mineral mais antiga, pré-migmatização (Schrank, comunicação verbal), observada nos arredores de Fortaleza de Minas.

Este contexto geológico foi afetado por um segundo evento tectônico, caracterizado pelo desenvolvimento de faixas miloníticas de direção WNW-ESE (Fig. 32), concomitante com o retrometamorfismo para o fácies xisto verde, desenvolvido tanto sobre os terrenos ortognaissico-migmatíticos (Capítulo 3) como sobre as sequências vulcano-sedimentares (Zanardo *et al.*, 1990; Morales *et al.*, 1991).

O segundo evento deformacional parece não ter afetado os corpos de granitóides intrusivos, pois estes mantêm sua forma original ovalada ou circular (Fig. 30) e não se tem relato de evidências deformacionais nos mesmos. Assim tudo indica que estes corpos intrudiram por volta de 1,7 Ga. nos terrenos já estabilizados em relação ao segundo evento. Este contexto é compatível com as relações e idades apontadas para o Complexo Barbacena (Teixeira, 1985; Ribeiro *et al.*, 1990).

Registros de uma deformação desenvolvida somente sobre as sequências vulcano-sedimentares, foram observados no segmento de Alpinópolis. Segundo Szabó (1990), este segmento supracrustal foi afetado por um cisalhamento dúctil, heterogêneo, desenvolvido sob condições de fácies

anfíbolito, gerando uma foliação NS anastomosada, discordante da estruturação geral dos terrenos circunvizinhos, sendo que sua relação temporal com a deformação principal, ainda permanece incerta.

Eventos deformacionais mais jovens na evolução destes terrenos relacionam-se a uma tectônica tangencial, que colocou os terrenos alóctones sobre o cráton. Estes eventos seriam marcados pelo desenvolvimento de rochas miloníticas com foliação de médio a baixo ângulo, ao longo dos contatos com os terrenos alóctones (Szabó, 1990; Zanardo, 1992). Um outro conjunto de estruturas importantes associadas a esta tectônica colisional são os sistemas de falhas transcorrentes rúpteis, responsáveis pelos deslocamentos e imbricamentos de blocos, inclusive do contato entre este Compartimento e o Complexo Petúnia e o Grupo Araxá-Canastra (Fig. 32), com movimento predominantemente sinistral. Contudo, deve-se olhar para estas zonas de cisalhamento rúpteis com cuidado, pois existem falhas mais recentes, inclusive cortando o próprio manto de solo na região sul-sudeste de Minas Gerais, como demonstrado por Saad et al. (1989).

## 7.2 Complexo Petúnia (Terrenos Alóctones)

Este Complexo, na região considerada, ocorre a sul dos terrenos Autóctones (Cinturão Campos Gerais), do qual é separado por uma superfície de descolamento (*detachment*). Para sul o Complexo Petúnia é sobreposto pelos terrenos granulíticos do Complexo Varginha-Guaxupé, através de uma outra superfície de descolamento (Crosta et al., 1986; Schrank et al., 1990 e Soares et al., 1990). Para oeste este domínio é coberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná, e para leste seu prolongamento é ainda incerto, porém é possível que estes terrenos correspondam, à base do Grupo Andrelândia, caracterizado por acervo litológico semelhante (Trouw et al., 1986). O comportamento estrutural também é semelhante pelo menos com relação a porção NW do Grupo

Andrelândia, visto que sua porção central e sudeste foi afetada por mais de um evento tectônico, com o desenvolvimento de duas lineações de estiramento (Ribeiro *et al.*, 1990).

Fora da área estudada em detalhe, o conhecimento deste complexo ainda é precário, pois os dados disponíveis são, na sua maioria, provenientes de trabalhos em escala regional (Carvalho *et al.*, 1983; Crosta *et al.*, 1986; Schrank *et al.*, 1990 e Soares *et al.*, 1990), a não ser nos arredores de Jacuí, onde se dispõem de diversos trabalhos de Choudhuri e colaboradores (1980, 1982, 1984, 1988).

Com base nos resultados alcançados neste trabalho e utilizando-se os mapas disponíveis na literatura, pode-se subdividir o Complexo Petúnia em duas unidades informais (Fig. 30):

- Unidade Gnáissica e
- Unidade Metassedimentar-metaultramáfica

A Unidade Gnáissica se caracteriza pelo predomínio de gnaisses finos, parcialmente migmatizados, com intercalações de quartzo-mica xistos, quartzitos, xistos pelíticos com granada e cianita e anfibolitos (Capítulo 3; Crosta *et al.*, 1986 e Soares *et al.*, 1990), além de granitóides.

A origem paraderivada para os gnaisses sugerida na área de detalhamento, parece tornar-se mais evidente nas regiões mais ao sul, pela presença de minerais como granada e cianita, bem como pelo maior número de intercalações de outros metassedimentos (Crosta *et al.*, 1986; Soares *et al.*, 1990; Zanardo, 1992). A dificuldade de caracterizar a origem dos gnaisses na borda norte deste domínio, deve-se à grande mistura de associações litológicas, como por exemplo a presença de "lascas" de ortognaisses tonalíticos (Fig. 14), possivelmente pertencentes originalmente ao Cinturão Campos Gerais (terrenos autóctones) e de ortognaisses quartzo dioríticos intrusivos sintectonicamente. Situação similar é encontrada no Canadá, na região de contato entre a Província Grenville e o Embasamento, que é marcada em muitos locais, pela mistura de rochas dos dois domínios. Na realidade,

este contato se configura como uma faixa de "mistura" de litologias produzida pela tectônica que colocou a Província Grenville sobre o Embasamento (Henmar, 1987).

Corpos gabróticos, parcialmente anfibolitizados, ocorrem próximo ao contato com a unidade metassedimentar-metaultramáfica, não só nos arredores de Petúnia mas também nos arredores de Jacuí. Sugerindo, desse modo, serem estes metagabros bastantes comuns ao longo desse contato.

A unidade metassedimentar-metaultramáfica ocorre como uma estreita faixa entre Conceição da Aparecida e Jacuí, sendo que nos arredores de Bom Jesus da Penha foi desmembrada pelo deslocamento da falha homônima (Fig. 30). Os metassedimentos pertencentes a essa unidade são representados principalmente por metapelitos contendo proporções variáveis de granada e cianita, sendo que no segmento entre Bom Jesus da Penha-Jacuí não é possível separá-los dos estratos ultramáficos devido à ausência de mapeamentos geológicos de semidetalhe. Os estratos metaultramáficos são representados, predominantemente, por xistos à base de tremolita, clorita e antofilita contendo núcleos preservados da deformação com texturas granulares, representando antigos piroxenitos, peridotitos e dunitos (Capítulo 3 e Choudhuri *et al.* 1982 e 1988, Fig. 33b).

As feições texturais observadas nas rochas ultramáficas, nas porções preservadas da deformação, indicam que as mesmas correspondem a corpos diferenciados compatíveis tanto com complexos estratiformes intensamente tectonizados, como com complexos ofiolíticos. Entretanto, quando considera-se as cromitas com características podiformes (Capítulo 6), o posicionamento tectônico destas lentes ultramáficas (porção marginal dos terrenos alóctones) e ainda, os dados geoquímicos, obtidos por Zanardo (1992), de anfibolitos intercalados nesta unidade, observa-se que os mesmos sugerem uma origem a partir de basaltos do fundo oceânico, que nos permite considerá-las como prováveis lascas de sequências ofiolíticas embutidas tectonicamente na base deste complexo.

### 7.2.1 Eventos Tectônicos nos Terrenos Alóctones

Embora o número de dados estruturais, em termos regionais, seja pequeno, os mesmos mostram-se constantes e consistentes com os dados coletados na área detalhada (Capítulo 4) e permitem fazer algumas considerações sobre a evolução tectono-metamórfica deste domínio.

O Complexo Petúnia, na região abordada (Fig. 30), foi afetado por dois eventos tectônicos, um principal, tangencial, oblíquo, de caráter dúctil e outro transcorrente rúptil ( $E_n$  e  $E_{n+1}$ , respectivamente).

O primeiro evento tectônico foi acompanhado de metamorfismo na fácies anfibolito alto que desenvolveu paragêneses indicativas de pressões superiores a 7 kbar, ao menos para as rochas próximas à base do Complexo Petúnia. Este evento é responsável pelo desenvolvimento das principais estruturas (foliação, lineação, *boudinage*, etc.), além das zonas de cisalhamento e das superfícies de descolamento (falha de cavalgamento oblíqua sinistral) entre este complexo e o terreno Autóctone (Figs. 14 e 30). Caracterizam este evento uma forte foliação penetrativa de distribuição regional, com mergulhos moderados para SW ( $220^\circ/40^\circ$ ) e uma forte lineação de estiramento com direção preferencial em torno de  $290^\circ$ , e caimento máximo de  $20^\circ$  (Foto 17). Os vários indicadores cinemáticos levantados apontam sistematicamente um transporte para leste-sudeste (Capítulo 4, Schrank *et al.*, 1990). Nas regiões mais preservadas da deformação as rochas máficas e ultramáficas apresentam paragêneses características de processos metamórficos mais enérgicos, fácies granulito (Zanardo, 1992; Capítulo 5), indicando que este evento tectônico  $E_n$  provocou efeitos retrometamórficos para o fácies anfibolito alto de pressões médias a altas, pelo menos sobre as rochas metamáficas e metaultramáficas.

O evento tectônico  $E_{n+1}$ , superimposto, é representado por vários sistemas de cisalhamento rúptil de alto ângulo, com direção geral WNW-ESE (Fig. 37). O sentido de movimento desses sistemas de falhas foi predominantemente sinistral, demarcados principalmente pela relação entre

as microfalhas R e R' de Ridel, pelo deslocamento relativo dos blocos e das unidades e por dobras de arrasto (Crosta *et al.*, 1986 e Szabó, 1990; Fig. 30).

### 7.3 Implicações Geotectônicas

A diversas informações estruturais, metamórficas e litológicas disponíveis nos terrenos alóctones são consistentes com o desenvolvimento de um único ciclo colisional, oblíquo, com vergência para leste-sudeste, que colocou várias sequências supracrustais sobre o Cráton do São Francisco, em concordância com os modelos geotectônicos de Wernick e Artur (1986), Schrank *et al.* (1990) e Ribeiro *et al.* (1990). Os terrenos autóctones, dentro deste contexto, representam um alto estrutural (janela estrutural) do embasamento, correspondendo a um prolongamento da borda meridional

do Cráton do São Francisco. Enquanto que, o Complexo Petúnia (parte do Bloco Alóctone), dentro deste quadro colisional, corresponderia a parte basal de uma pilha crustal dentro da Faixa Móvel Alto Rio Grande, correlacionável à base do Grupo Andrelândia. Estes terrenos foram alçados de níveis crustais profundos para níveis mais rasos, através de zonas de cisalhamento dúcteis, oblíquas, sob regimes de pressões e temperaturas relativamente altas (>7 kbar e entorno de 650°C, Capítulo 4 e Correia e Girardi, 1989), sendo este fato, a ascensão, marcada pela inexistência de

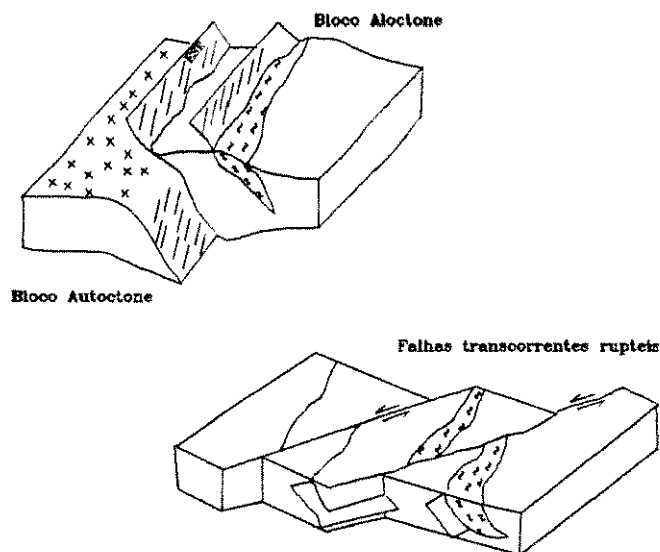


Figura 34 Proposta geodinâmica para os dois eventos tectônicos dentro do ciclo colisional brasileiro na porção Sw do cráton do São Francisco



recristalização estática sobreposta às texturas dúcteis ao longo da zona de maior deformação.

O quadro geotectônico, na área, se caracteriza por dois estágios tectônicos. O primeiro, sin-colisional e que corresponde ao evento tectônico  $E_n$ , foi responsável pelo espessamento crustal (Fig. 33a). Este é também responsável pelo empilhamento oblíquo de segmentos de diferentes níveis crustais, como a superposição do segmento correspondente ao Complexo Guaxupé-Varginha, de fácies granulito, sobre o Complexo Petúnia, de fácies anfibolito. O segundo estágio, representado pelo evento tectônico  $E_{n+1}$  (trancorrente rúptil), é claramente tardi-colisional (Fig. 33b). Estas falhas transcorrentes podem representar a necessidade de reajustamento crustal, como observado nas porções oblíquas de muitos cinturões orogenéticos (Ex: margens da cadeia dos Himalaias, Park, 1989).

Os sistemas de falhamentos transcorrentes afetaram não só os terrenos alóctones, mas também os autóctones, causando o imbricamento de blocos crustais distintos (Fig. 30 e 33b), que dificulta, portanto, o entendimento da distribuição cartográfica das litologias. Este fator associado à justaposição de níveis crustais distintos, causado pelo evento sin-colisional, parecem ser os responsáveis pela existência das distintas propostas de compartimentação tectônica para a região (Crosta *et al.*, 1986; Teixeira *et al.*, 1987; Schrank *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 1990). Este fator explica em parte, também, a ausência de continuidade física entre faixas de graus metamórficos similares e lito-faciológicas semelhantes (Grupos Andrelândia e Araxá-Canastra), buscada mas não caracterizada por Ebert (1971) e Trouw *et al.* (1984).

Como resultado desta nova compartimentação tectono-estratigráfica é necessário deslocar os limites da Faixa Móvel Alto Rio Grande para o interior do antigo Complexo Campos Gerais de Kaefer (1979), tido até o momento como uma área totalmente cratônica, levando a uma modificação considerável do desenho do quadro geotectônico da região.

A delimitação de uma região de contato entre o bloco cratônico (domínio autóctone) e a faixa móvel (domínio alóctone) é uma tarefa

árdua, pois não se configura como uma única e bem definida superfície com rampas e *flats*, a exemplo de níveis crustais mais rasos (Pierce e McClay, 1981 e Butler, 1985). Trata-se, na verdade, de uma faixa relativamente larga de rochas submetidas a condições de alto *strain* e temperatura (Le Fort, 1981 e Davidson, 1984), onde os tectonitos nem sempre são milonitos típicos (Wise *et al.*, 1984). Deste modo, na região esta faixa de contato é marcada por um imbricamento tectônico de litologias de ambos compartimentos tectono-estratigráficos (Cinturão Campos Gerais e Complexo Petúnia) e pela presença de corpos de metaultramáficas e metamáficas, intensamente dilacerados, podendo representar partes de uma sequência ofiolítica.

A presença deste imbricamento tectônico associado a corpos ultramáficos dilacerados que representam sequências ofiolíticas, permite caracterizar esta faixa de contato como uma região de sutura entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Móvel Alto Rio Grande.

A idade deste ciclo colisional é ainda obscura, pois não existem ainda na área em questão, datações objetivando determiná-la. Apesar disso, vários autores (Wernick *et al.*, 1981; Wernick e Artur, 1986; Soares *et al.*, 1990; Schrank *et al.*, 1990) consideraram que esta colisão tem uma idade Brasileira.

#### 7.4 Implicações Metalogenéticas

Os terrenos Pré-cambrianos abordados neste trabalho apresentam mineralizações de vários tipos (Ex. mineralizações sulfetadas de Ni-Cu com EGP (elementos do grupo da platina), cromo, ouro, amianto, etc.). As diferentes propostas de compartimentação desses terrenos, em geral, não levaram em consideração a tipologia das mineralizações a eles associados, de maneira que, na maioria dos casos não há coerência entre a distribuição destas mineralizações e o contexto geológico elaborado.

As mineralizações observadas na região abordada (Fig. 30), subdivididas quanto a tipologia e distribuição no quadro tectono-

estratigráfico proposto, permitem tecer algumas considerações, que são apresentadas a seguir:

No Cinturão Campos Gerais ocorrem somente as mineralizações sulfetadas, que encontram-se associadas as sequências vulcano-sedimentares (*greenstone belts*, Fig. 30), sendo que o Depósito O'toole, encontrado no segmento de Fortaleza de Minas, é o mais importante. Estas mineralizações situam-se mais especificamente na interface entre os derrames komatiíticos e os cherts e BIFs de acordo com Brenner *et al.* (1990).

No segmento de Fortaleza de Minas as mineralizações são constituídas essencialmente de sulfetos de Fe-Ni-Cu-Co que contém subordinadamente EGP e ouro (Brenner *et al.*, *op cit.* e Marchetto, 1990). Já as mineralizações de Alpinópolis consistem, predominantemente, de sulfetos de ferro (Mincatto *et al.*, 1992), sem interesse econômico.

Apesar das diferenças nas características mineralógicas do minério, existe, entretanto, uma grande similaridade quanto ao posicionamento estratigráfico onde ambas ocorrem (interface derrames komatiíticos/sedimentos químicos) o que permite classificá-las como depósitos sulfetados sin-vulcânicos, geralmente *greenstone belts*, de Naldrett, (1989).

As diferenças em termos de conteúdo metálico (mineralógico) observadas entre as duas mineralizações podem ser provavelmente resultantes da atuação, durante a evolução dos magmas geradores destas mineralizações, de  $F(O_2)$  distintas entre as duas, que teria sido maior em Fortaleza de Minas, onde há uma maior quantidade de magnetita no minério que possibilitou assim uma maior partição dos elementos calcófilos para os sulfetos (Mincato *et al.*, 1992).

Outra característica importante destas mineralizações é a forte componente tectônica que dilacera e desmembra os corpos de minério dificultando a exploração.

O Complexo Petúnia se caracteriza pela presença das mineralizações de cromo, ouro e amianto.

As mineralizações de cromo aparecem como simples ocorrências, localizadas na Fazenda Catalão (Capítulo 6) e na Fazenda Mumbuca dentro, da unidade metaultramáfica-metassedimetar, pertencente ao Complexo Petúnia (Fig. 30). Destas ocorrências, somente a da Fazenda Catalão foi estudada em detalhe. Entretanto, as características conhecidas dos cromititos e a associação litológica das ocorrências da Fazenda Mumbuca são bastante similares às estudadas, o que leva a considerá-las como tipologicamente iguais.

As características da mineralização de cromo (Capítulo 6), embora não sejam conclusivas, levam a classificá-la como sendo do tipo podiforme (Lablanc e Nicolas, 1992). Esta classificação é coerente com o contexto geológico proposto, no qual as mineralizações estão inseridas na zona de imbricamento tectônico (sutura), ou seja, nas lentes de rochas metaultramáficas próximas a base do bloco alóctone.

Os depósitos auríferos listados nestes trabalhos e localizados na Fig. 30, foram descobertas pela BP Mineração no período entre 1983 e 1988, não tendo-se tido acesso aos dados. As informações disponíveis foram somente as obtidas nos mapas elaborados pelo corpo técnico desta empresa. Todas ocorrem na unidade metaultramáfica-metassedimentar, associadas a gnaisses finos e quartzo-mica xistos intercalados em xistos pelíticos.

Várias ocorrências de amianto são conhecidas de longa data e todas foram parcialmente explotadas no passado. Neste trabalho foram localizadas 6 dessas ocorrências, todas situadas ao longo da unidade metaultramáfica-metassedimentar, nas proximidades de Jacuí, Bom Jesus da Penha e Petúnia.

As mineralizações de amianto visitadas ocorrem como pequenos bolsões lenticulares nos corpos de clorita-tremolita xistos. Estes bolsões se formaram, como tudo indica, durante a tectônica tangencial principal do evento  $E_1$ , devido a entrada de fluídos aquosos durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

Com base no exposto e na distribuição destas mineralizações podemos considerar que, apesar das poucas informações sobre algumas delas, a compartimentação tectono-estratigráfica proposta não entra em conflito com a distribuição das mesmas, mas ao contrário, a localização das mineralizações está em conformidade com o quadro tectono-estratigráfico proposto (Fig. 30), que permitirá um melhor direcionamento das campanhas de prospecção na região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural province: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.
- ARTHAUD, M.T. 1987. Zona da cisalhamento ductil In: SIMP. NAC. EST. TECT., 1, Salvador, 1987. *Anais...* Salvador, SBG. 47p.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia das unidades lito-estratigráficas do embasamento cristalino da região Sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do estado de São Paulo In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, V.6, p.2854-2869.
- AUGE, T. 1986. Platinum-group-mineral inclusion in chromitites from the Oman ophiolite. *Bull. Mineral.*, 109:301-304.
- BARBOSA, O; BRAUN, O.P.G.; CUNHA, C.A.R. 1970. *Geologia da Região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140p. (Boletim 136).
- BARKER, A.J. 1990. *Introduction to metamorphic texture and microstructures*. Ney York, Chapman & Hall. 170p.
- BARINSK, H.W. 1984. Replacement of piroxene by hornblenda, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-anfibolite grade. *Lithos*, 17:247-258.
- BARNES, S.J; NALDRETT, A.J.; GROTON, M.P. 1985. The origin of the fracionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53(3/4):303-323.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JÉGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the 3d. example of the South-Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BRENNER, T.L.; TEIXEIRA, N.A.; OLIVEIRA, J.A.L.; FRANKE, N.D.; THOMPSON, J.F.H. 1990. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. *Econ. Geol.*, 85:904-920.
- BUTLER, R. W. 1985. Thrust tectonics: a personal view. *Geol. Mag.*, 122:223-232.
- CARVALHO, E.R.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. 1989. Petrografia e formação de migmatitos ao norte do greenstone belt de Fortaleza de Minas, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5. Belo Horizonte, 1989, *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Boletim 10, p.55-59.

- CASSARD, D.; NICOLAS, M.; KABINOVITCH, M.; MOUTTE, J.; LEBLANC, M.; PRINZHOFER, A. 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Econ. Geol.*, 76(4):805-831.
- CEULENCEER, G. & NICOLAS, A. 1985. Structures in podiform chromites from the Maqsađ district (Sumail ophiolite, Oman). *Mineral. Deposita*, 20:177-185.
- CHERNOSKY Jr., J.V. 1976. The stability of anthophyllite - a reevaluation based on new experimental data. *Am. Mineral.*, 61:1145-1155.
- CHERNOSKY, Jr., J.V.; DAY, H.W.; CARUSO, L.J. 1985. Equilibrium in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *Am. Mineral.*, 70:226-236.
- CHOUDHURI, A. 1980. Implication of exsolution in actinolite schists, north of Jacuí, southern Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camburiú, 1980. *Anais... Camburiú, SBG. V.4*, p.1961-1969.
- CHOUDHURI, A. 1980. Paragenesis and stability of hornblende in charnockitic gneisses and mafic granulite - Example from Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 56: 155-161.
- CHOUDHURI, A.; CROSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J.; IYER, S.S. 1991. The Quilombo granite in the Archean Morro do Ferro greenstone belt, SW de Minas Gerais, and regional character of the Transamazonian event. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6, Belo Horizonte, 1991. *Anais... Belo Horizonte, SBG. Boletim 11*, p.56-58p.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. 1978. Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos Region, southern Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais... Recife, SBG. V.3*, p.1236-1249.
- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.J.A.; SCHRANK, A. 1988. Stability relations of amphiboles in mafic-ultramafic schists from the greenstone belt around Jacuí, SW Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais... Belém, SBG. V.3*, p.1425-1437.
- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.J.A.; EBERT, H.D. 1982. Feições estruturais dos derrames ultramáficos a norte de Petúnia, Sul de Minas Gerais. *Ciências da Terra*, 7:18-20.
- CHRISTIANSEN, F. G. 1985. Deformation fabric in ophiolitic chromites and host ultramafics, Sultanate of Oman. *Geol. Rundsch.*, 74:61-76.

- CHRISTIANSEN, F.G. 1986. Deformation of chromite: SEM investigation. *Tectonoph.*, 121:1175-196.
- CHRISTIANSEN, F.G. 1986. Structural classification of opholitic chromite deposit. In: GALLAGHER, M.J.; IXER, R.A.; NEARY, C.R.; PRICHARD, H.M. (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London, Inst. Mining & Metallurgy. p. 279-290.
- COX, D. & SINGER, D.A. 1985. *Mineral Deposits Models*. 2 ed. New York, U.S.G. Government Printing Office. 288p.
- CRÓSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos Arqueanos e Proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*. V.2, p.710-721.
- DAVIDSON, A. 1984. Identification of ductile shear zone in the south-western Grenville Province of the Canadian Shield. In: KRONER, A. & GREILING R. ed. *Precambrian tectonic illustrated*. Stuttgart, Schweitz. p.207-235.
- DAVIS, G.H. 1984. *Strutural geology of rocks and regions*. New York, Jonh Wwiley, 341p.
- DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France) *Lithos*, 11:133-145.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An introduction to the rock-forming minerals*. London, Longman. 528p.
- DOLLINGER, G & BLACIC, J.D. 1975. Deformation mechanisms in experimentally and naturally deformation amphiboles. *Earth Plan. Sci. Let.* 26:409-416.
- DOUKHAN, N.; DOUKHAN, J.C.; NICOLAS, A.; SECHER, D. 1984. Transmission electron microscope analysis of the deformation of chromites from ophiolites. *Bull. Mineral.*, 107:777-793.
- DRUMOND, J.B.V. (ed.) 1987. *Projeto mapa metalogenético e de previsão de recursos minerais; Folha SF.23-V-D, Varginha, MG*. Belo Horizonte, s.ed., 2v (Relatório inédito DNPM/CPRM).
- EBERT, H. 1971. Os paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *Publ. SBG - Núcleo São Paulo/Pro-Minério (in memoriam)*, 12:72-101.



- EVANS, B.W. 1977. Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *An. Rev. Earth. Sci. Lett.*, 5:397-447.
- FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. 1979. Fases de migmatização e dobramentos superimpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: SIMP. REG. GEOL., 1, Rio Claro, 1979, *Anais...* Rio Claro, SBG. V.1, p.47-58.
- GAN, S.B. 1986. The Upper Group chromite layer at Maandagshoek, eastern Bushveld complex. In: ANHAUSSER, C.R. & MARKS, S. (Eds). *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Afr. Johannesburg. V.2 p.:1197-1208.
- GAUTHIER, M.; CORRIVAUX, L.J.; CABRI, J.; GILLES LAFLAMME, J.H.; BERGERON, M. 1990. Chromites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du Sud Québec. *Mineral. Deposita*, 25:169-178.
- GAUTHIER, M. & TROTIER, J. 1987. Platinoides dans les chromitites de l'Estrie-Beauce, Quebec. *Document de Promotion*, n14, 8p.
- GHISLER, M. 1976. The geology, mineralogy and geochemistry of the pre-orogenic Archean stratiform chromite deposit at Fiskenaesset. West Greenland. *Monog. Ser. Miner. Deposits.*, 14:156p.
- GHOSH, S. K. & SENGUPTA, S. 1987. Progressive development of structures in a ductile shear zone. *J. Struct. Geol.*, 9: 277-287.
- GREENBAUM, D. 1977. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite Complex, Cyprus. *Econ. Geol.*, 72:1175-1194 .
- GROVES, D.I.; BATT, W.D. 1984. Controls on the heteroneneous distribution of metallogenic associations in Archean greenstone belts with particular reference to the western Australian shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27<sup>th</sup>. Australian, 1984. *Proceeding...*, Sidney, Precambrian Geology. p.315-335.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q.; ARTUR, A.C. 1979. Idade Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1979. *Anais ...*, São Paulo, SBG, V.1:71-86.
- HAMBREY, M.J. & MILNES, A.G. 1975. Boudinage in glacier ice-some exemple. *J. Struct. Geol.*, 14:383-393.
- HANMER, S. 1988. Ductil thrusting at mid-crustal level, northwestern Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.*, 25:1049-1059.

- HASUI, Y. & De OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira - Setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (eds.). *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgar Blücher. 205-264.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. de; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T. de 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4. Belo Horizonte, 1987. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Boletim 8, p.179-198.
- HEMLAY, J.J.; MONTOYA, J.W.; SHAW, D.R.; LUCE, R.W. 1977. Mineral equilibrium in the MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system II: talc-antigorite-forsterite-antophyllite-enstatite stability relations and some geologic complications in the system. *Am. J. Sci.*, 277:353-383.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1986. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley. 571 p.
- HOSCK, M. & FRIEDRICH, G. 1985. Structural features of ophiolitic chromites in the Zambales Range, Luzon, Phillipines. *Mineral. Deposita*, 20:290-301.
- HUDLESTON, P.J. 1986. Extrating information from folds in rocks. *J Geol. Edu.*, 34:137-245.
- JACKSON, E.J. & THAYER, T.P. 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. In: INTERNAT. GEOL. CONG. 24<sup>th</sup>, Montreal, 1972. *Proceedings...* Montreal, Sec. 2:284-296.
- JENKINS, D.M. & CHERNOSKY, J.V. 1986. Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am. Mineral.* 71:924-936.
- JORDAN, P.G. 1991. Development of asymmetric shale pull apart in evaporite shear zone. *J. Struct. Geol.*, 13:399-409.
- KAEFER, L.K. (ed.) 1979. *Projeto Sapucaí: Rel. Final de Geologia, Convênio DNPM/CPRM*. 299p.
- LACASSIN, R. 1984. Etude des mecanismes de deformation dans le Versant Nord de la Nappe de Monte Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. France, 221p. (Ph.D. Thesis, Montpellier, Lab. Geol. Struct.-Univ. Sci. Tech. Lang.).
- LACASSIN, R. 1988. Large-scale foliation boudinage in gneiss. *J. Struct. Geol.*, 10:643-647.
- LAURENT, P. 1974. Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne

Sud-Ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. France, 105 p. (Ph.D. Thesis, Montpellier, Lab. Geol. Struct.-Univ. Sci. Techn. Lang.).

LEBLANC, M. 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineral. Deposita.*, 15:201-210.

LEBLANC, M.; CASSARD, D.; JUTEAU, T. 1981. Cristallisation et déformation des orbicules de chromite. *Mineral. Deposita.*, 16:269- 282.

LEBLANC, M. & NICOLAS, A. 1992. Les chromites ophiolitiques. *Chron. Rech. Min.*, 507:3-25.

LE FORT, P. 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geoph. Res.*, 86:10545-10568.

LEGENDRE, W & AUGÉ, T. 1987. Mineralogy of Platinum group mineral inclusion in chromite from different ophiolitic complexes. In: GALLAGHER, M.J.; IXER, R.A.; NEARY, .R.; PRICHARD, H.M. (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London, Inst. Mining & Metallurgy. p. 361-372.

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6:617-638.

LOWE, D.R. 1982. Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, Western Australia and Canada: implications for crustal evolution. *Precamb. Res.*, 17:1-29

MACHADO, F.L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R.C. de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. de 1983. *Projeto RADAMBRASIL, Geologia da Folha Rio de Jabeiro/Vitória (SF 23/24)*. DNPM, 780p., 6 mapas.

MARCHETTO, C.M.L. 1984. Caracterização petrográfica do minério de níquel, cobre e cobalto de Fortaleza de Minas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, Resumo: 243p.

McCLAY, R.R. 1987. *The mapping of geological structures*. New York, John Wiley & Son. 127 p.

MARCHETTO, C.M.L. 1990. Platinum-group minerals in the O'Toole (Ni-Cu-Co) deposit, Brazil. *Econ. Geol.*, 85:921-927.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984.

- Província Tocantins, Setor central e sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (eds.). *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, São Paulo. p.205-264.
- MATTAUER, M. 1973. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Paris, Hermann. 493p.
- MATTAUER, M. & MERCIER, J.L. 1980. Microtectonique et grande tectonique. *Mem. H. Ser. Soc. Géol. de France*, 10:141-161.
- MEHNERT, K.R.; BUSCH, W. & SCHNEIDER, G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *N. Jb. Min. Mh.* 4:165-183.
- MILLER, R.B. 1988. Fluid flow, metassomatism and amphibole deformation in an imbricated ophiolite, North Cascades, Washington. *J. Struct. Geol.*, 10(3):283-296.
- MINCATO, R.L.; CARVALHO, S.G.; FIGUEIREDO, B.R. 1992. Comparação entre as mineralizações sulfetadas de Fortaleza de Minas (Depósito de O'TOOLE) e Alpinópolis, Greenstone belt Morro do Ferro, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG, V.1, p. 252-253.
- MIYASHIRO, A. 1975. *Metamorphism and metamorphic belts*. Geor, Allen & Unwin Ltda. 429p.
- MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F. de; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.S.; ZANARDO, A. 1983. Geologia da folha de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG. Boletim 3,* p 411-419.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMOES, F.; GODOY, A.M. 1991. A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, SW de Minas Gerais.
- NALDRETT, A.J. 1989 *Magmatic Sulfide Deposits*. New York, Oxford University Press. 186p.
- NICOLAS, A. 1984. *Principes de tectonique*. Paris, Masson. 196p.
- NICOLAS, A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher. 367p.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F.; BOULLIER, A.M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci.*, 273:853-876.
- OBA, T. & NICHOLLS, I.A. 1986. Experimental study of

cumingtonite and Ca-Na amphibole relation in the system  
Cumm-Act-Pl-Qtz- H<sub>2</sub>O. *Am. Mineral.*, 71:1354-1365.

- O'HARA, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, USA. *Tectonoph.*, 156:21-36.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Considerações geológicas do Complexo Varginha. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. V.5, p.2303-2305.
- OSHIN, J.O. & CROCKET, J.H. 1982. Noble metals in thetford Mines ophiolites, Quebec, Canada, Part 1. Distribution of gold, indium, paladium and palltinum in the ultramafic and gabbroic rocks. *Eco. Geol.* 77:1556-1570.
- PAGE, N.J.; RILEY, L.B.; HAFFTY, J. 1969. Platinum, palladium and rhodium analysis of ultramafic and mafic rocks from the Stillwater Complex, Montana U.S. *Geological Survey*, 626:5-10.
- PAGE, N.J.; SINGER, D.A.; MORING, B.C.; CARLSON, C.A.; McDADE, J.; WILSON, S.A. 1986. Platinum-group element resources in podiform chromites from California and Oregon. *Econ. Geol.*, 81:1261-1271.
- PARK, R.G. 1989. *Foundation of strutural geology*. New York, Blackie & Sons. 147p.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphiroclast systems as cinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8:831-843.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. 1986. Guia de Nomeclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geol.*, 30:370-415.
- PLATT, J.P. 1983. Progressive refolding in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5:619-622.
- PRICE, N.J. & McCLAY, K.R. 1981. Thrust and nappe tectonics. *Geological Society London, Special Publication*, 9.
- QUEIROZ, E.T. 1987. Geologia do Cromo. In: DNPM. *Principais depósitos minerais do Brasil*, V.2 MME-DNPM.
- RAGAN, D.M. 1973. *Structural geology - an introduction to geometrical techniques*. 2ed. New York. Willey & Sons. 208p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. V.2, *Folds and Fractures*. San Diego, Academic Press Inc. 700p.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica Proterozóica no sul do

- Cráton do SÃO Francisco: Análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. V.5, p.2605-2614.
- SAAD, A.; NOCE, C.M.; QUINTÃO, N.H. 1989. Neotectônica da região sul de Minas Gerais: principais hipóteses. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5. Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Boletim 10, p.115-119.
- SCHMID, S.M. 1983. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: KENNETH, J.H. (ed). *Mountain Building Processes*. London, Elsevier. p.95-110.
- SCHMIDT, W. 1983. Die Geologie der Araxa Groppe in Stidwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer Berucksichtigung des Grunsteingurtels von Fortaleza de Mina. Alemanha, 134p. ((Tese de Doutorado, Geowissenschaftlichen Fakultal der Albert-Libwigs- Universitat Freiburg)
- SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. 1978. Estilo estrutural do Precambriano do sudoeste de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., Recife, 30, 1986. *Anais...* Recife, SBG. V.1, p.431-434.
- SCHOBENHAUS F.C. (ed.) 1979. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: Folha Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)*. Texto explicativo. DNPM, Brasilia, 240p. Mapa.
- SCHOBENHAUS F.C.; CAMPOS D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (eds.) 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo os depositos minerais (1:2.500.000)*. DNPM, 510p.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; CARVALHO, E.D.C. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do cráton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. V.6, p.2276-2283.
- SCHRANK, A.; PADILHA, A.V.; SZABÓ, G.J.A. 1984. Komatiitos em Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. V.12, Excursão.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rochs and fault mechanisms. *J. Soc. London*, 133:191-213. 6
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Jour. Geol. Educ.*, 34:246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *J. Struct. Geol.*, 94:1281-1288 .

- SIMÕES, L.S. 1991. Dobras em bainha macroscópica relacionadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo da nappe Araxá-Canastra, no sudoeste de Minas Gerais. In: SIMP. NAC. EST. TEC., 3. Rio Claro, 1991. *Anais ... Rio Claro, Boletim 3*, 11-13.
- SOARES, P.C.; FIORO, A.P.; CARVALHO, S.G. 1990. Tectônica oblíqua entre o bloco Paraná e a margem sul do craton do São Francisco, no maciço de Guaxupé In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais... Natal, SBG. V.6*, p. 2723-2734.
- SPEAR, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci*, 281:697-734.
- STOUT, J.H. 1972. Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphibolites from telemark, Norway. *J. Petrol.*, 13:99-145.
- STOWE, A. (ed.) 1987. *Evolution of chromium ore fields*. New York. Van Nostrand Reinhold Company. 340 p .
- SWANSON, M.T. 1992. Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine. *J. Struct. Geol.*, 14:323-341.
- SZABÓ, G.A.J. 1990. Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG. São Paulo. 203p. (Tese de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- TALKINGTON, R.W. & WATKINSON, D.H. 1986. Whole rock platinum-group element trend in chromite-rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In: GALLAGHER, M.J.; IXER, R.A.; NEARY, C.R.; PRICHARD, H.M. (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London, Inst. Mining. & Metallurgy. p.427-440.
- TEIXEIRA, N.A. 1978. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica à sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Brasília. 202p. (Tese de Mestrado, Departamento de Geociências da Universidade de Brasília).
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. 1978. Contribuição a estratigrafia do Grupo Araxá na Região de Passos, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1986. *Anais... Recife, SBG, V.1*, p.700-711.
- TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C.; BRENNER, T.L.; CHENEY, J.T.; MARCHETTO, C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do *greenstone belt* Morro do Ferro. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:209-220.
- THAYER, T.P. 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complex. In: INT. GEOL. CONGR., 21<sup>th</sup>. Copenhagen, 1960. *Proceedings ... Copenhagen, V.13*,

p. 247-259.

THAYER, T.P. 1964. Principal features and origin of podiform 3d. chromite deposits and some observations on the Guleman Soridig District, Turkey. *Econ. Geol.*, 59:1497-1524.

THAYER, T.P. 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. *Econ. Geol., Monograph 4*. p.132-146.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1984. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG. V.7*, p.3227-3240.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1990. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG. V.7*, p.3227-3240.

TUBÍAS, J.M.; CUEVAS, J. NAVARRO-VILÁ, F.; ALVAREZ, F. 1992. Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Beltic Cordillera, Southern Spain). *J. Struct. Geol.*, 14:193-203.

TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspar. In: RIBBE, P.H.(ed.) *Feldspar Mineralogy*. Mineralogical Society of America Reviews, 2:247-323.

VAUCHEZ, A. 1987. Mecanismes de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. France, 315 p. (Docteur Sciences Géologie. Faculté Sciences Techniques St. Jerome, Marseille).

VERNON, R.H. & FLOOD, R.H. 1988. Contrasting deformation of S- and I-type granitoids in the Lachlan Fold Belt, eastern Finland. *Can. J. Earth Sci.*, 18:995-1003.

VIDAL, J.-L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOUSA, J.C. 1990. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13:247-255.

VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Levantina Nappe, Swiss Alps and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 56:641-647.

VON GRUENEWALDT, G. & WORST, B.G. 1986. Chromite deposits at Zwartkop Chrome Mine, Western Bushveld Complex. Southern Africa, Vol. II. Johannesburg. *Geol. Soc. S. Af.*, p.1217-1227.

WERNICK, E. & ARTUR, A.C. 1983. Evolução policíclica de Terrenos



- Arqueanos no Leste do estado de São Paulo e Minas Gerais In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG. Boletim 3, p. 50-62.*
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiania, 1984. *Anais... Goiania, SBG, V.4, p. 227-240.*
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. 1981. Reavaliação de dados geocronológicos da região Nordeste do estado de São Paulo e unidades equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMP. REG. GEOL., 3, São Paulo, 1981. *Anais... São Paulo, SBG. V.1, p.328-342.*
- WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50:287-305.
- WHITE, S.H. & KNIPE, R.J. 1978. Transformation and reaction-ductility in rocks. *J.Geol.Soc.Lond.*, 135:513-516.
- WHITE, S.H. & BRETAN, P.G. 1985. Rheological controls on the geometry of deep faults and the tectonic delimitation of the continental crust. *Tectonics*, 4:303-309.
- WHITE, S.H. 1980. On milonites in Ductil shear zones. *Jour. S. Geol.*, 2:175-188.
- WINKLER, H. 1977. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer-Verlag. 346p.
- WISE, D.U.; DUM, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L.; SCHAMEL, S. 1984. Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. New York, Willey & Sons. 248p.
- ZANARDO, A.; DEL LAMA, E. A.; MORALES, N. 1990. Análise microestrutural do Grupo Araxá-Canastra nas proximidades de Alpinópolis (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais... Natal, SBG. V.5, p. 2176-2174.*