

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

*Campus de Rio Claro*

FILIPE GOULART LIMA

EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DAS ROCHAS  
MÁFICAS/ULTRAMÁFICAS NA ÁREA AO SUL DO CRATON SÃO  
FRANCISCO, ENTRE AS CIDADES DE FORTALEZA DE MINAS E  
JACUÍ-MG

Dissertação de Mestrado apresentado  
ao Instituto de Geociências e Ciências  
Exatas do Campus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio  
de Mesquita Filho, como parte dos  
requisitos para obtenção do título de  
Mestre em Geociências e Meio  
Ambiente.

Orientador: Antenor Zanardo

Co-orientador: Guillermo Rafael Beltran Navarro

Rio Claro-SP

2014

552            Lima, Filipe Goulart  
L732e            Evolução petrogenética das rochas máficas/ultramáficas na área ao sul  
do Cráton São Francisco, entre as cidades de Fortaleza de Minas e  
Jacuí-MG / Filipe Goulart Lima. - Rio Claro, 2014  
104 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas + Fichas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de  
Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Antenor Zanardo  
Coorientador: Guillermo Rafael Beltran Navarro

1. Petrologia. 2. Greenstone belt Morro do Ferro. 3. Ofiólito. 4.  
Litoquímica. 5. Petrografia. 6. Complexo Barbacena. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP  
Campus de Rio Claro/SP

## **Folha de Aprovação**

### **Banca Examinadora**

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

**Aluno:** Filipe Goulart Lima

**Resultado:** Aprovado

Rio Claro, 8 de janeiro de 2014

Dedico esse trabalho a Deus e aos meus irmãos em Cristo.



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus por me capacitar novamente.

Ao professor Dr. Antenor Zanardo que me orientou tanto na elaboração do presente trabalho, como no verdadeiro objetivo e significado da pesquisa científica. Também ao professor Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro e a Cibele Carolina Montibeller pelo auxílio no decorrer dos dois anos da dissertação.

Agradeço a agência de fomento CAPES pela concessão de bolsa de mestrado que permitiu a dedicação devida para o presente trabalho.

*“Porque as suas coisas invisíveis, desde a criação do mundo, tanto o seu eterno poder, como a sua divindade, se entendem, e claramente se vêem pelas coisas que estão criadas [...]”.*

*Romanos, capítulo 1, versículo 20.*

## RESUMO

Na região sul sudoeste do Cráton São Francisco, entre as cidades de Jacuí e Itaú de Minas (MG), ocorrem rochas máficas e ultramáficas. Essas rochas formam faixas descontínuas ou lentes de espessura decamétrica a quilométrica, estruturadas por zonas de cisalhamento dúctil a dúctil/rúptil de direção WNW-ESE a E-W, embutidas e/ou intercaladas em gnaisses, migmatitos, xistos aluminosos e quartzitos. Na porção norte as rochas pertencem ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro, de idade arqueana, encaixadas tectonicamente em gnaisses TTG do Complexo Barbacena, com ocorrência localizadas de rochas atribuíveis a sequência ofiolítica. Na porção sul, região de Jacuí-Bom Jesus da Penha, as rochas ultramáficas são atribuídas a sequência ofiolítica neoproterozoica e as mesmas ocorrem intercaladas com gnaisses, xistos e quartzitos atribuídos ao Grupo Araxá. Os litotipos do *Greenstone Belt* Morro do Ferro são representados por: serpentinitos; actinolita/ferroactinolita xistos; clorita-antofilita xistos; clorita xistos. Os padrões de distribuição normalizados pelo condrito e pelo manto primitivo formam três grupos distintos: o primeiro é marcado por leve enriquecimento de ETRL e teores de até 10 vezes enriquecidos de Elementos Terra Raras Pesadas (ETRP) e elementos de alto campo (HSFE); o segundo com anomalias negativas de Ce, Hf, Ti, Zr e Nb; o terceiro com valores normalizados próximo ou abaixo de 1. Os litotipos da sequência ofiolítica são representados por: anfíbolitos; antofilita-tremolita xistos; clinopiroxenitos, rochas calciossilicáticas, clorita-talco-antigorita xistos; metaperidotitos. Os padrões de ETR normalizados dessas rochas definem dois grupos: o primeiro grupo é constituído por anfíbolitos e actinolita xistos e apresenta padrões sub-horizontais com valores de até 100 vezes enriquecidos de ETRP e HSFE; o segundo é constituído por tremolita-antofilita xistos, é marcados por fortes anomalias negativas de Ce, Hf, Ti, Zr e Nb, e apresenta valores da ordem de 700 vezes mais enriquecidos. Tendo em vista os aspectos petrográficos da sequência *greenstone belt* e da sequência ofiolítica na área enfocada, pode-se afirmar que os dois conjuntos possuem litotipos em comum, entretanto no *greenstone* são os serpentinitos que predominam e na sequência ofiolítica são os anfíbolitos xistos, a litoquímica das duas unidades são semelhantes, sendo que o que as rochas arqueanas tendem a serem menos enriquecidas em ETR. Também, as paragêneses indicam que a faixa ofiolítica foi afetada por condições mais elevadas de pressão.

**Palavras-chave:** Complexo Barbacena, *Greenstone belt* Morro do Ferro, ofiólito, litoquímica, rochas máficas-ultramáficas.

## ABSTRACT

In the South-southwestern region of the São Francisco Craton, between Jacuí and Itaú de Minas (MG), several occurrences of mafic and ultramafic rocks are registered. These rocks constitute discontinuous belts or lenses with decametric to kilometeric thicknesses, structured by ductile to ductile/brittle shear zones with WNW-ESE to E-W direction, within or layered in gneisses, migmatites, aluminous schists and quartzites. In the northern portion of the area, the rocks are associated with the Morro do Ferro Greenstone Belt, from Archean period, tectonically embedded in TTG gneisses from Barbacena Complex, with local occurrence of rocks attributed to the ophiolitic sequence. In the southern portion of the area, in the outskirts of Jacuí-Bom Jesus da Penha, the ultramafic rocks are attributed to the neoproterozoic ophiolitic sequence, and these are also intercalated with gneisses, schists and quartzites from the Araxá Group. The Morro do Ferro Greenstone Belt rock types are represented by serpentinites, actinolite/ferroactinolite schists, chlorite-anthophyllite schists and chlorite schists. The REE distribution pattern of these rocks, when compared with chondrite and with the primitive mantle, indicates three groups. The rock types from the ophiolitic sequence are represented by amphibolites, anthophyllite-tremolite schists, clinopyroxenites, calciosilicatic rocks, chlorite-talc-antigorite schists and metaperidotites. The REE distribution pattern of these rocks, when compared with the chondrite and with the primitive mantle, indicates two groups. Taking in account the petrographic aspects of the greenstone belt sequence and of the ophiolitic sequence, it can be stated that these two groups possess similarities in the lithologic content, although the serpentinites are the predominant rock type in the greenstone, while the ophiolitic sequence possess predominance of amphibole schists. Also, parageneses indicates that the ophiolitic belt was affected by higher temperature and mainly higher pressure conditions during the Brasiliano.

**Palavras-chave:** Barbacena Complex, Morro do Ferro *Greenstone belt*, ophiolite, litochemistry, mafic-ultramafic rocks.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. ....	16
Figura 2 - Contexto geológico onde se situa a área de estudo .....	21
Figura 3 - Contexto geotectônico do sul de Minas Gerais. ....	22
Figura 4 - Esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins. ....	24
Figura 5 - Mapa mostrando a geologia da área de estudo. ....	27
Figura 6 – Domínios utilizados para a área de estudo.....	34
Figura 7 – Corte de estrada aflorando intercalações de rochas máficas e ultramáficas com gnaisses, exibindo alto grau de intemperismo. Rodovia MG 146 a 5 quilômetros de Bom Jesus da Penha rumo Guaxupé, ponto FLM-38. ....	36
Figura 8 – Serpentina xisto manchado aflorando como blocos, amostra FLM-16. ....	37
Figura 9 – Sedimentos Terciário-Quaternário aflorando em corte de estrada. Ponto FLM-11 .....	40
Figura 10 – Textura e estrutura dos anfíbolitos do GBMF. A) Estrutura bandada com bandas fusiformes a lenticulares e textura nematoblástica (//). B e D) Cordões de opacos e titanita (//). C) Dobra assimétrica associada à micro zona de cisalhamento (//). Amostras FM1-86 (A,C e D), FM2-61 (B) .....	43
Figura 11 – A) Banda quartzo-feldspática no anfíbolito (//). B) Cristal de feldspato potássico com recuperação na forma de geminação difusa (X). C) Cristais de hornblenda com o núcleo acastanhado e as bordas esverdeadas (//). D) Coroa de titanita envolvendo opacos (//). Amostras FM1-86 (A e B), FM2-61 (C e D). ....	44
Figura 12 – A) Estrutura com leve anisotropia e textura nematoblástica dos diopsídio anfíbolito (//). B) Relação de contato entre os cristais de hornblenda e diopsídio (//). Amostra FM2-93a. ....	45
Figura 13 – A (//) e B (X) serpentinitos de estrutura isotrópica com textura em treliça desenvolvida sobre um textura pretérita de aspecto plutônico. C (//) e D (X) detalhe da textura em treliça e restos de cristais de olivina. Amostra SSP4-8d.....	47
Figura 14 – A e B) Estrutura foliada e porções anastomosadas nos serpentinitos (//). C) Porfiroclastos de tremolita (//). D) Porfiroclastos de clorita com <i>kink band</i> (X). Amostras FM1-69 (A, C e D) e FM1-81. ....	48
Figura 15 – A (//) e B (X) pseudomorfos de olivina. Amostras FM1-69 .....	48
Figura 16 – A) Actinolita xistos com foliação bem desenvolvida e textura nematoblástica, com porções granoblásticas (//). B) Actinolita/tremolita xistos com estrutura milonítica (//). Amostras SSP4-73 (A) e FM2-119 (B).....	49
Figura 17 – A) Cristais de anfíbólio que exibem pleocroísmo nítido verde-verde pálido (//). B) Cristais de anfíbólio de pleocroísmo mais fraco (//). Amostras FM2-119 (A) e SSP4-73 (B). ....	50
Figura 18 – A) Contato do veio de quartzo recristalizado com a rocha (X). B) Micro fratura no veio de quartzo associada à recristalização de baixa temperatura (X). Amostras SSP4-73.....	51
Figura 19 – Diferentes domínios dos actinolita/ferroactinolita xistos mais ricos em plagioclásio. A) Domínio onde ocorre a textura nematoblástica associada à granoblástica (//). B) Domínio com a textura granoblástica	

predominando (//). C) Domínio mais rico em epidoto (//). D) Cristais de anfibólio com núcleo acastanhado (//) Amostra SSP1-74.....	51
Figura 20 – A (//) e B (X) clorita-antofilita xisto de textura nematoblástica predominante. Amostras SSP4-16. ....	53
Figura 21 – A) Estrutura xistosa e textura lepidoblástica dos clorita xistos (//). B) Crenulações cortando a foliação principal da rocha. C (//) e D (X) Agregados policristalinos arredondados de quartzo. Amostras SSP1-4b. ....	54
Figura 22 – A e B) Estrutura típica dos anfibolitos da FO marcada por bandamento composicional paralelo a foliação principal (//). C) Textura blastofítica e estrutura isotrópica dos metabásicas (//). D) Cristal ígneo de piroxênio (//). Amostras JA1-112 (A), JA4-140 (B), Ja.E-12 (C) e JA1-129 (D). ....	55
Figura 23 – A (//) e B (X) cristais de hornblenda castanha em torno de cristais de piroxênio. C (//) e D (X) cristais de hornblenda de coloração verde e orientação fibro radial. Amostra Ja.E-12. ....	56
Figura 24 – A) Cristais de hornblenda verde com pleocroísmo forte e cristais de piroxênio (//). B) Cristais de hornblenda verde pálido de pleocroísmo fraco, em contato com cristais de piroxênio e hornblenda verde escuro de pleocroísmo forte. Amostra JA4-140. ....	57
Figura 25 – A) Cristais de piroxênio transformando-se em hornblenda (//). B) Cristal de piroxênio com uralitização incipiente (//). Amostras Ja.E-12. ....	58
Figura 26 – Estrutura isotrópica e textura decussada dos clinopiroxenitos (//). Amostra JA3-13. ....	59
Figura 27 – A e B) Antofilita-tremolita xistos com mais clorita aumentando a anisotropia da rocha (//). C e D) Antofilita-tremolita xistos com anisotropia leve (//). Amostras Am-6 (A e B), Ja.E-15 (C e D).....	61
Figura 28 – A (//) e B (X) Talco formado a partir dos cristais de antofilita. C (//) e D (X) exsolução de cummingtonita em antofilita. Amostras Ja.E-15b (A e B), JA3-111 (C e D).....	62
Figura 29 – Variação da textura, estrutura e granulação dos actinolita xistos. A) Lineação bem desenvolvida, textura nematoblástica e granulação média (//). B) Lineação não tão desenvolvida, textura nematoblástica e granulação fina (//). C) Textura nematoblástica com domínios restritos de textura granoblástica e lineação bem desenvolvida (//). D) Textura nematoblástica com lineação menos desenvolvida (//). Ja.E-13 (A e C), JA3-149 (B) e JA5-157 (D).....	63
Figura 30 – Estrutura foliada e textura nematoblástica dos clinozoisita-anfibólio xistos (//). Amostra JA2-106. ....	64
Figura 31 – Estrutura isotrópica e textura granoblástica dos anfibólio-plagioclásio fels (//). Amostras JA2-35. ....	66
Figura 32 – A) Estrutura isotrópica e textura inequigranular poligonal a lobulada (//). B (//) e C (X) lamelas de exsolução em piroxênio. Amostras JA3-33 .....	67
Figura 33 – A (//) e B (X) restos de cristais de olivina. C (//) e D (X) pseudomorfos de olivina e restos de cristais de anfibólio. Amostras JA5-151a (A e B) e JA5-151b (C e D).....	69
Figura 34 – A (//) e B (X) anisotropia leve e textura decussada inequigranular dos metaperidotitos. C) Cristal de olivina (//). D) Cristal de piroxênio parcialmente alterado (//). Amostras AM-34 (A e B) e Ja.E-8 (C e D). ..	70

Figura 35 – Caminhamento metamórfico do GBMF. Fontes Carvalho et al. (1982, 1993), Del Lama et al. (1992), Del Lama (1993), Fernandes et al. (2003), Szabó (1996), Teixeira & Danni (1979a), Teixeira et al. (1984, 1987), Zanardo (1990, 1992, 2003), Zanardo et al. (1996a, 1996b). .....	74
Figura 36 – Caminhamento metamórfico FO. Fontes Carvalho et al. (1982, 1993), Del Lama et al. (1992), Del Lama (1993), Fernandes et al. (2003), Szabó (1996), Teixeira & Danni (1979a), Teixeira et al. (1984, 1987), Zanardo (1990, 1992, 2003), Zanardo et al. (1996a, 1996b). .....	75
Figura 37 - Gráficos da distribuição dos elementos maiores das rochas máficas e ultramáficas dos GBMF. ....	80
Figura 38 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos maiores das rochas máficas e ultramáficos da FO.....	84
Figura 39 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos menores das rochas máficas e ultramáficas do GBMF. Hf em escala logarítmica. ....	86
Figura 40 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos menores das rochas máficas e ultramáficas da Faixa Ofiolítica. ....	88
Figura 41 - Diagramas de distribuição de ETR normalizado pelo condrito, e diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo para as rochas máficas e ultramáficas do GBMF. Em vermelho são as análises referentes à Godoy (2009). .....	91
Figura 42 - Diagramas de distribuição de ETR normalizado pelo condrito C, e diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo para as rocha máficas e ultramáficas da FO. ....	93

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 1 - Análises químicas de rocha total para das amostras analisadas do GBMF. ....79**

**Tabela 2 - Análises químicas de rocha total para das amostras analisadas do FO. ....82**



## Sumário

1.	INTRODUÇÃO .....	15
1.1.	Localização da Área de Estudo .....	15
2.	OBJETIVOS .....	17
3.	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO .....	18
3.1.	Levantamento Bibliográfico .....	18
3.2.	Atividades de Campo .....	18
3.3.	Análise Petrográficas .....	18
3.4.	Análises Químicas.....	19
3.5.	Tratamento e Interpretação dos Dados.....	19
4.	GEOLOGIA REGIONAL .....	20
4.1.	Aspectos Gerais.....	20
4.2.	Contexto Geotectônico.....	20
4.3.	Unidades Litoestratigráficas .....	24
4.3.1.	Terreno Tonalíticos-Trondhjemíticos-Granodioríticos.....	24
4.3.2.	Greenstone Belt Morro do Ferro (GBMF) .....	26
4.3.3.	Faixa Ofiolítica (FO).....	29
4.3.4.	Grupo Araxá.....	31
4.3.5.	Grupo Bambuí.....	32
4.3.6.	Bacia do Paraná.....	32
4.3.7.	Coberturas terciárias/quadernárias.....	32
5.	GEOLOGIA LOCAL .....	33
5.1.	Embasamento Cristalino .....	34
5.1.1.	Gnaisses e Granitóides dos Terrenos TTG.....	34
5.1.2.	Greenstone Belt Morro do Ferro .....	35
5.1.3.	Rochas Metabásicas a Intermediárias Intrusivas.....	37
5.2.	Domínio da Zona Limítrofe.....	38

5.2.1.	Faixa Ofiolítica (FO).....	38
5.2.2.	Grupo Araxá.....	39
5.3.	Domínio Alóctone.....	39
5.3.1.	Grupo Araxá.....	39
5.4.	Sedimentos Cenozoicos.....	40
5.4.1.	Sedimentos Terciários-Quaternários.....	40
5.4.2.	Sedimentos Recentes.....	41
6.	PETROGRAFIA.....	42
6.1.	<i>Greenstone belt</i> Morro do Ferro.....	42
6.1.1.	Anfibolitos.....	42
6.1.2.	Rochas Ultramáficas.....	45
6.2.	Faixa Ofiolítica (FO).....	54
6.2.1.	Anfibolitos.....	54
6.2.2.	Rochas Ultramáficas.....	59
7.	METAMORFISMO.....	72
7.1.	Greenstone Belt Morro do Ferro.....	75
7.2.	Faixa Ofiolítica.....	76
8.	LITOQUÍMICA.....	78
8.1.	Elementos Maiores.....	78
8.1.1.	Greenstone Belt Morro do Ferro.....	78
8.1.2.	Faixa Ofiolítica.....	81
8.2.	Elementos Traços.....	85
8.2.1.	Greenstone Belt Morro do Ferro.....	85
8.2.2.	Faixa Ofiolítica.....	87
8.3.	Elementos Terras Raras.....	89
8.3.1.	Greenstone Belt Morro do Ferro.....	89
8.3.2.	Faixa Ofiolítica.....	91

9.	CONCLUSÃO .....	94
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	96
	ANEXOS .....	103

## INTRODUÇÃO

Os terrenos pré-cambrianos brasileiros são constituídos por áreas cratônicas antigas, cercadas, ou parcialmente cobertas, por cinturões móveis ou sequências mais recentes, com frequentes fragmentos crustais mais antigos, apresentando história tectono-metamórfica complexa, como parte da sua história geológica. Estudos geológicos podem levar à obtenção de informações sobre diferentes níveis crustais e ambientes tectônicos, propiciando o esclarecimento das relações entre acreção crustal, formação de cinturões móveis antigos, possíveis movimentos de placas, colagens de terrenos exóticos e antigos regimes termais e seus caminhamentos.

Dentre os problemas de grande importância a investigar, para um completo conhecimento da evolução crustal da região focada, é o da origem, evolução e metamorfismo das rochas máficas e ultramáficas. Aspectos que poderão auxiliar no esclarecimento de questões referentes à natureza dessas rochas (*greenstone belt*, ofiólitos ou complexos estratiformes deformados); existência ou não de crostas oceânicas bem desenvolvidas, evolução tectono/metamórfica, e potencialidade metalogenética.

Nesse sentido, estão sendo estudadas as rochas máficas e ultramáficas que ocorrem intercaladas tectonicamente em terrenos tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) ou com rochas metassedimentares (aluminosas, silicosas e quartzo feldspáticas) e/ou ortognaisses neoproterozoicos, na zona de influência do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, composto por zonas de cisalhamento com direções ENE/WSW e E-W, que constitui o limite sul do Cráton São Francisco e da *Nappe* de Passos (Região de Itaú de Minas a Jacuí), a fim de se obter a natureza petrológica, assim como compreender a ambiência geotectônica em que foram originadas, utilizando-se da petrografia, geoquímica e mapeamento geológico.

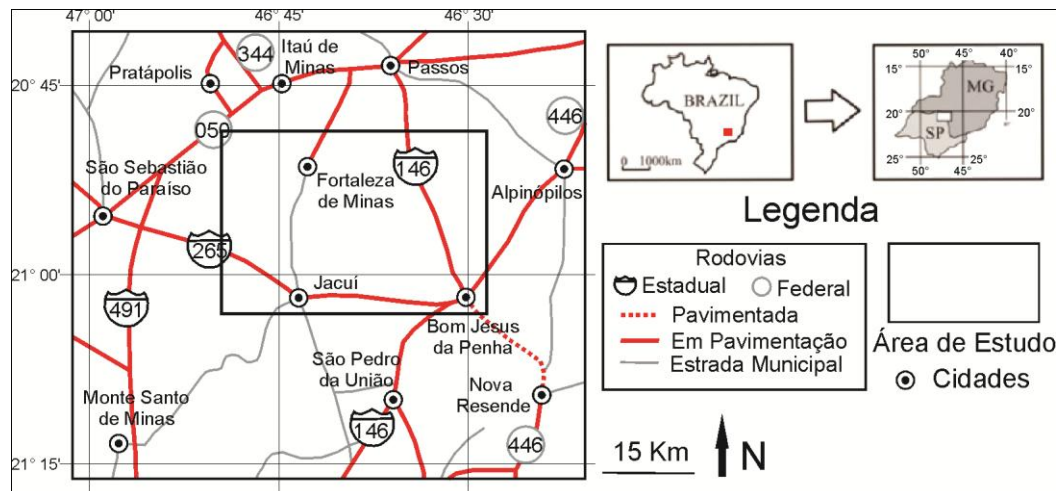
### Localização da Área de Estudo

A área de estudo situa-se na porção sul/sudoeste do estado de Minas Gerais, formando um retângulo orientado na direção E-W, com aproximadamente 517 km<sup>2</sup>, delimitado pelas coordenadas UTM 7672600-7699100N e 308300-327200 E, contendo as cidades de Jacuí, Fortaleza de Minas e Bom Jesus da Penha. Abrange partes das folhas, na escala 1:50.000, de São Sebastião do Paraíso, Monte Santo de Minas, Fortaleza de Minas e Jacuí (Figura 1).

A região possui um bom sistema viário, porém é cortada por apenas duas rodovias asfaltadas, a maioria das estradas para acesso aos afloramentos são de terra batida. Do estado de São Paulo, o acesso pode ser feito através da Rodovia SP-351 e MG 50 que liga Ribeirão Preto a

São Sebastião do Paraíso (MG) ou SP340 e BR 491 que liga Casa Branca e Mococa a São Sebastião do Paraíso. De Belo Horizonte o acesso pode ser feito pela rodovia MG 050 ou BR050, passando por Passos, sendo que entre Itauí de Minas e São Sebastião do Paraíso atravessa o extremo noroeste da área da pesquisa. De São Sebastião do Paraíso o acesso ao extremo sul da área pode ser feito pela rodovia BR 265 rumo a Jacuí – Bom Jesus da Penha e, a porção norte, pela BR 050 no sentido Belo Horizonte até o Bairro de Três Fontes, onde se toma um acesso por estrada de terra em direção à cidade Fortaleza de Minas e daí para Bom Jesus da Penha e Jacuí. Seguindo a MG-050 em direção a Belo Horizonte existem estradas a partir de Passos e Alpinópolis. Pelo sul a área pode ser atingida a partir de Guaxupé ou Muzambinho, cidades localizadas na estrada que liga Mococa a Varginha, passando por São Pedro da União ou Nova Resende. O acesso a partir de São Paulo pode ser feito pela Rodovia dos Bandeirantes ou Anhanguera até a cidade de Campinas, tomando a partir deste ponto a rodovia SP 340 em direção a Mococa e daí para São Sebastião do Paraíso ou Guaxupé-Muzambinho (MG).

**Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.**



## **OBJETIVOS**

O objetivo deste trabalho é reconhecer as características e estabelecer os critérios que permitam diferenciar as origens das rochas máficas e ultramáficas presentes na área de estudo, bem como determinar as suas transformações petrogenéticas através do tempo geológico.

Para atingir os objetivos foram realizados: atividades de escritório envolvendo levantamento bibliográfico, compilações; trabalho de campo almejando a caracterização dos diferentes litotipos, relações entre os mesmos, estruturas presente, tipos de alterações, etc.; atividades de laboratório, com destaque para descrição petrográfica/microestrutural, visando à caracterização petrográfica e a seleção de amostras para a realização de estudos litoquímicos; e; tratamento e interpretação integrada dos dados, elaboração de modelos, dissertação de mestrado e textos para divulgação.

## **MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO**

### **Levantamento Bibliográfico**

Foram consultadas teses, dissertações e artigos científicos que tratam de aspectos geológicos presentes na região da área em estudo, com a finalidade de se familiarizar com a geologia da região e entender as diferentes correntes de pensamento sobre a evolução geotectônica da região. Em paralelo, também foram analisados artigos e livros referentes à petrogênese e aos modelos geotectônicos relativos a rochas máficas e ultramáficas, que ocorrem em outras localidades do Brasil e do mundo, para um melhor embasamento teórico e prático para os objetivos propostos no presente trabalho.

### **Atividades de Campo**

A primeira etapa de campo foi realizada no mês de fevereiro de 2012 durante três dias; tal atividade teve como objetivo o reconhecimento das rochas do embasamento cristalino e das rochas máficas e ultramáficas. Foram coletadas amostras para as análises de petrografia e geoquímica.

No mês de outubro de 2013 foi realizada outra etapa com duração de quatro dias de campo com o intuito de checar informações coligidas da literatura e, principalmente, resultantes de projetos anteriores executados pelo orientador e colaboradores na região, bem como obtenção de mais dados petrográficos, estruturais e amostras para estudos de laboratório (petrografia e geoquímica).

### **Análise Petrográficas**

Na petrografia foram estudadas 134 lâminas de projetos já desenvolvidos na região e 13 lâminas confeccionadas a partir de amostras coletadas durante a atividade de campo. Dessas 147 lâminas foram separadas 46 lâminas, de rochas máficas e ultramáficas, para um melhor detalhamento. As descrições foram realizadas em microscópio petrográfico.

## **Análises Químicas**

Vinte e sete amostras foram selecionadas com base na caracterização petrográfica análises química de rocha total pelo Laboratório Acme (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá), utilizando os métodos ICP-ES e ICP-MS. Os elementos maiores analisados foram  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , os teores foram obtidos por Espectrômetro de Emissão em Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES), após fusão utilizando metaborato/tetraborado de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo a perda ao fogo (LOI) determinada pela diferença de peso das amostras antes e depois do aquecimento a  $1.000^\circ\text{C}$  por quatro horas. Os elementos traços analisados foram, Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Cr, Hf, Cs, Sc, Ta, Co, Be, U, W, Sn, Mo e Au, e os terras-raras La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm e Lu, os teores foram obtidos no Espectrômetro de Massa em Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborado de lítio e digestão em ácido nítrico.

## **Tratamento e Interpretação dos Dados**

Os dados geoquímicos foram tratados através dos programas MinPet (RICHARD, 1995) e Petrograph (PETRELLI et al., 2005). A organização dos dados foi realizada através de tabelas e textos.



## **GEOLOGIA REGIONAL**

### **Aspectos Gerais**

A região da área de estudo (Figura 2) é constituída por unidades geológicas de evoluções, idades e gênese distintas, que foram amalgamadas por colisão durante o Neoproterozoico. As rochas mais antigas pertencem ao Complexo Barbacena, e inicialmente atribuídas ao Complexo Campos Gerais (CAVALCANTE et al, 1979), que é constituído por sequências infracrustais de idade arqueana e transamazônica, e pelo *Greenstone Belt* Morro do Ferro que ocorre encaixado no Complexo Barbacena. Essas unidades são cortadas por intrusivas básicas a intermediárias. Sobreposto a este conjunto ocorrem: rochas metamórficas neoproterozoicas de natureza sedimentar e magmática, atribuídas aos grupos Araxá, Canastra e Bambuí; sedimentos paleozoicos e mesozoicos e rochas vulcânicas mesozoicas, pertencentes à Bacia do Paraná; e coberturas terciárias e/ou quaternárias associados à evolução geomorfológica, e à atuação das drenagens antigas e atuais que modelaram a paisagem da região.

As unidades descritas acima estão inseridas no contexto do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (CAVALCANTE et al., 1979) que é constituído por zonas de cisalhamento de caráter dúctil, dúctil-rúptil e, localmente, rúptil, com direção NW-SE a E-W (Figura 2), e natureza levogira transpressiva, desenvolvido durante o Neoproterozoico (MORALES, 1993; ZANARDO, 2003).

São de interesse do presente estudo as rochas máficas e ultramáficas que pertencem às sequências *greenstone* e ao complexo ofiolítico que se situa entre o Complexo Barbacena e o Grupo Araxá.

### **Contexto Geotectônico**

A área de estudo encontra-se na zona limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Placa Paranapanema, inserida na Faixa Brasília Meridional (FUCK, 1990), onde são observadas rochas brasileiras, alóctones, que cavalgaram sobre os terrenos TTG do Cráton São Francisco e sequências tipo *greenstone belts* intercaladas com o embasamento.

Os primeiros trabalhos desenvolvidos de âmbito geotectônico na região foram elaborados por Ebert (1956a, 1957, 1962, 1968, 1971). Ebert (1967) identificou uma grande faixa orogénica no sudoeste de Minas Gerais e áreas próximas, de idade assíntica (limite entre o Cambriano e

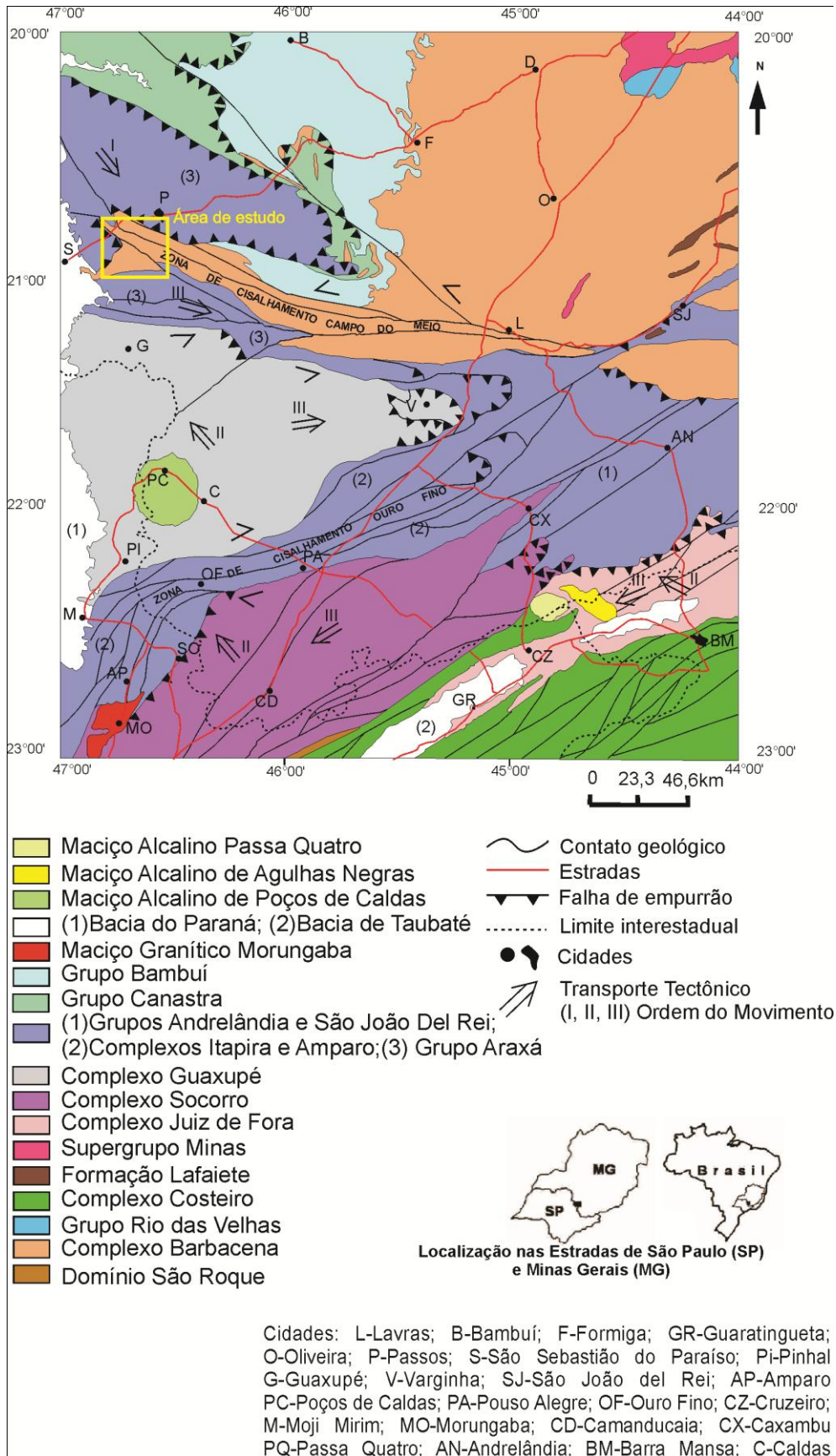
o Pré-Cambriano) que contorna um arcabouço litológico estável arqueano (Figura 3). Também identificou um orógeno mais antigo de idade pós-arqueana (EBERT, 1956a).

Ao sul da cidade de Belo Horizonte, essa faixa ramifica-se em dois ramos: o ramo Paraibides que passa pelos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, com direção sudoeste e o ramo Araxaídes que contorna a bacia do Rio São Francisco, desviando para NW e em Goiás para norte, com direção noroeste (Figura 3) (EBERT, 1967). A área de estudo situa-se na faixa Araxaídes, porção meridional, próximo da bifurcação com o Paraibides.

Estudos posteriores propuseram novos modelos e interpretações para a evolução da região (FYFE E LEONARDOS JR, 1974; BRAUN e BAPTISTA, 1978; DAVINO, 1979; WERNICK et al., 1981; WERNICK e FIORI, 1981; ALMEIDA, 1981; SOARES 1988, e outros). Tais modelos alteraram aquele proposto por Ebert (1957), à luz de novas técnicas de investigação geológica e aprimoramento das já existentes na época e de novos dados. Entre as principais mudanças que permanecem na atual compreensão da evolução da geologia da área estão:

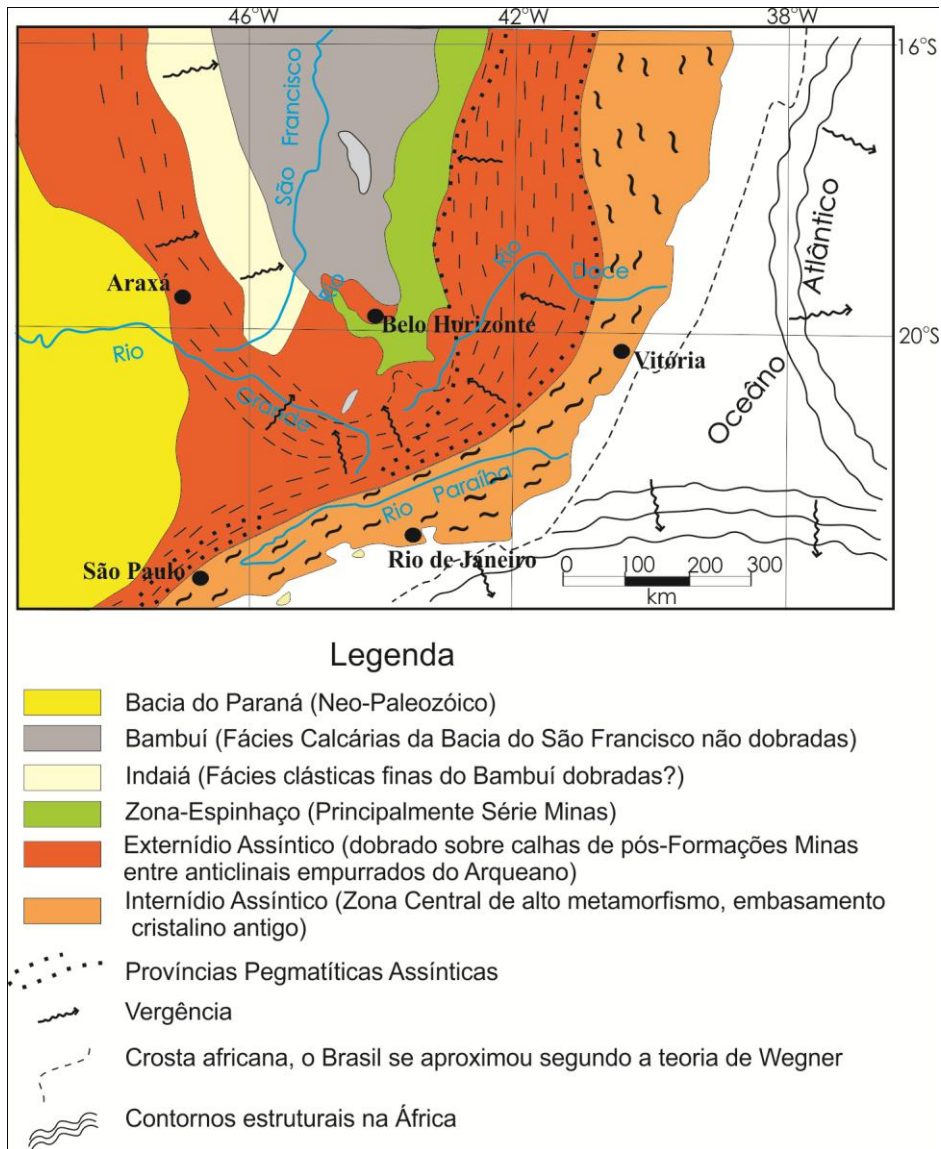
- Os modelos de evolução geotectônica, no Brasil, nas décadas de 1950 e 1960 eram elaborados à luz da tectônica do geossinclíneo. A partir da década de 1970 a tectônica de placas começou a ser aceita e utilizada. Hoje a tectônica de placas é o que rege os modelos.
- O arcabouço estável contornado pelas faixas orogênicas corresponde ao Cráton São Francisco (ALMEIDA, 1977).
- Os dois grandes orógenos definidos em Ebert (1955, 1957a, b, 1968 e 1984) denominados de “Laurenciano” e Assíntico, hoje são tidos, respectivamente, como o Orógeno Transamazônico, e o Orógeno Brasileiro ou Neoproterozoico (ZANARDO, 1987).
- O embasamento não é constituído apenas por rochas geradas no Arqueano e retrabalhadas no Paleoproterozoico, mas também por rochas geradas no Paleoproterozoico (CAVALCANTE et al., 1979).
- A faixa Araxaídes corresponde à Faixa Brasília (ALMEIDA, 1967 e 1968), e é tida como um cinturão orogênico brasileiro que pertence à Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1981) (Figura 4). A faixa Paraibides corresponde, em parte, à Faixa Ribeira.
- Almeida (1976) cunhou o termo Maciço Mediano de Guaxupé para porção triangular que é envolvida pelas faixas móveis, entre as cidades de Araxá e São Paulo (Figura 3). Esse maciço é composto por rochas pré-uruaçuanas migmatizadas e metamorfozadas em

**Figura 2 - Contexto geológico onde se situa a área de estudo**



Fonte: Fonseca et al., (1979) modificado por Zanardo (2003)

**Figura 3 - Contexto geotectônico do sul de Minas Gerais.**

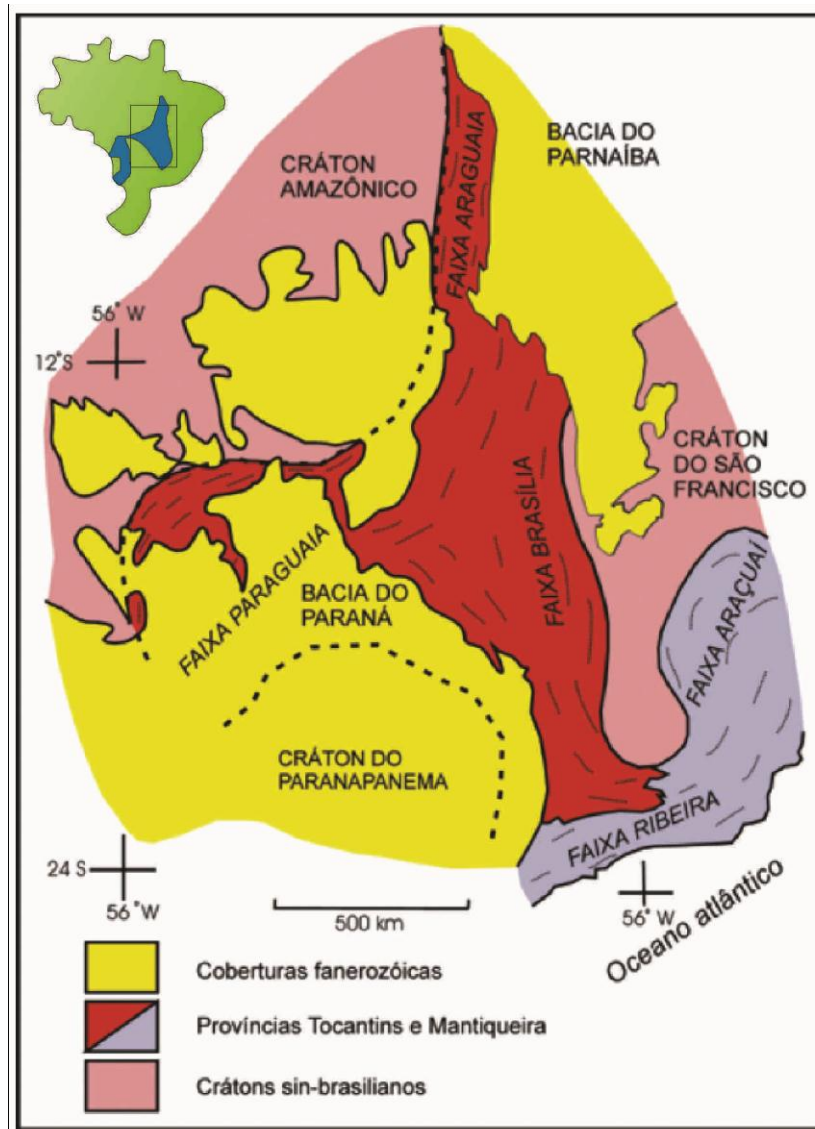


Fonte: Ebert (1957)

fácies granulito e anfibolito, injetadas por granitos neoproterozoicos oriundos de retrabalhamento crustal (ZANARDO, 1992 e 2003; HADDAD, 1995; JANASI, 1997; DEL LAMA, 1998; DEL LAMA et al. 2000; MELO e OLIVEIRA, 2013). As rochas que constituem esta unidade foram atribuídas ao Complexo Guaxupé e Grupo Caconde e as rochas que formam o Complexo Socorro são atribuídas a crosta inferior da Placa Paranapanema, que cavalgou o Cráton São Francisco (ZANARDO et al. 2000, 2006) e ZANARDO, 2003).

Vale ressaltar que modelos mais recentes, não alteram a ideia principal de um terreno mais antigo estável, circundado por faixas móveis mais novas e também da existência de orogêneses de idades distintas (EBERT, 1956a).

**Figura 4 - Esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins.**



Fonte: Valeriano et al, (2005)

## Unidades Litoestratigráficas

### *Terreno Tonalíticos-Trondjemíticos-Granodioríticos*

Na década de 1970 o Terreno TTG que afloram na região foram considerados como parte do Complexo Campos Gerais (CCG), que seria uma unidade da Associação Barbacena bastante compartimentada pela presença do sistema de zonas de cisalhamento, ou falhas que constituem o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (CAVALCANTE et al., 1979). Segundo os autores supracitados o CCG seria constituído por metamorfitos de fácies



anfíbolito, englobando litologias similares às pertencentes aos grupos Barbacena, Araxá, Andrelândia, Canastra e São João Del Rei, além de rochas máficas e ultramáficas com diferentes evoluções ou contexto tectono-metamórfico.

Turbay et al. (2008) e Turbay e Valeriano (2012) propõe que o termo CCG deve ser utilizado apenas para o conjunto ortognássico e aos granitoides intrusivos associados, excluindo os terrenos tipo *greenstone* e as rochas metassedimentares mais recentes. Assim, Turbay e Valeriano (2012) considera que o CCG, ao sul da cidade de Alpinópolis-MG, é constituído pelos Ortognaisses Campos Gerais, Ortognaisse Mandembo e pelas intrusões Metagranitoide Grão Mogol, Metatonalito, Granito Córrego do Sapateiro e Granito Itaxipé.

No presente trabalho será utilizada a proposta apresentada na Figura 2 em que o Terreno TTG na área de estudo é uma continuidade física do Grupo ou Complexo Barbacena. Desta maneira, esse terreno é constituído por litotipos arqueanos e paleoproterozoicos correspondentes ao embasamento cristalino regional, com intercalações de sequência *greenstones* (Morro do Ferro, Piumhi). Esse conjunto de rochas fora afetado por deformação e metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto, envolvendo anatexia e possível acresção de magma ácido juvenil, durante o ciclo orogenético Transamazônico. Não fazem parte desta unidade rochas neoproterozoicas, de origem metassedimentar, vulcanossedimentares ou vulcânicas e rochas magmáticas sin-cinemáticas, intercaladas tectonicamente no neoproterozoico.

Zanardo (1992) e Szabó (1996) demonstram que entre o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico, nas rochas mais antigas, observam-se diques de natureza básica a intermediária, atestando tectônica distensiva, afetados apenas por metamorfismo de fácies xisto verde.

Os Terrenos TTG afloram na região formando uma faixa de direção E/W a NW-SE, em função do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, com leve mergulho para W. Na porção norte e oeste é observado o contato do embasamento com metassedimentos do Grupo Araxá, através de superfície de empurrão, enquanto que na porção sul, o embasamento faz contato através de cisalhamento direcional sinistral com as rochas atribuídas à Faixa Ofolítica, granitoides sin-cinemáticos ao Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, e litotipos metassedimentares atribuídos ao Grupo Araxá, que ocorrem intercalados tectonicamente com os outros litotipos neoproterozoicos e mesmo arqueanos/paleoproterozoicos (Figura 5).

Na presente unidade predominam: migmatitos homogêneos (*schliren*, nebulítico e oftálmico) e migmatitos heterogêneos estromáticos e dobrados de composição tonalítica a monzogranítica; granitóides gnaissificados de composição granítica a granodiorítica, e mais

raramente tonalítica; gnaisses bandados. É comum a intercalação dessas rochas as do *Greenstone Belt* Morro do Ferro e do Grupo Araxá (ZANARDO, 2003).

### ***Greenstone Belt Morro do Ferro (GBMF)***

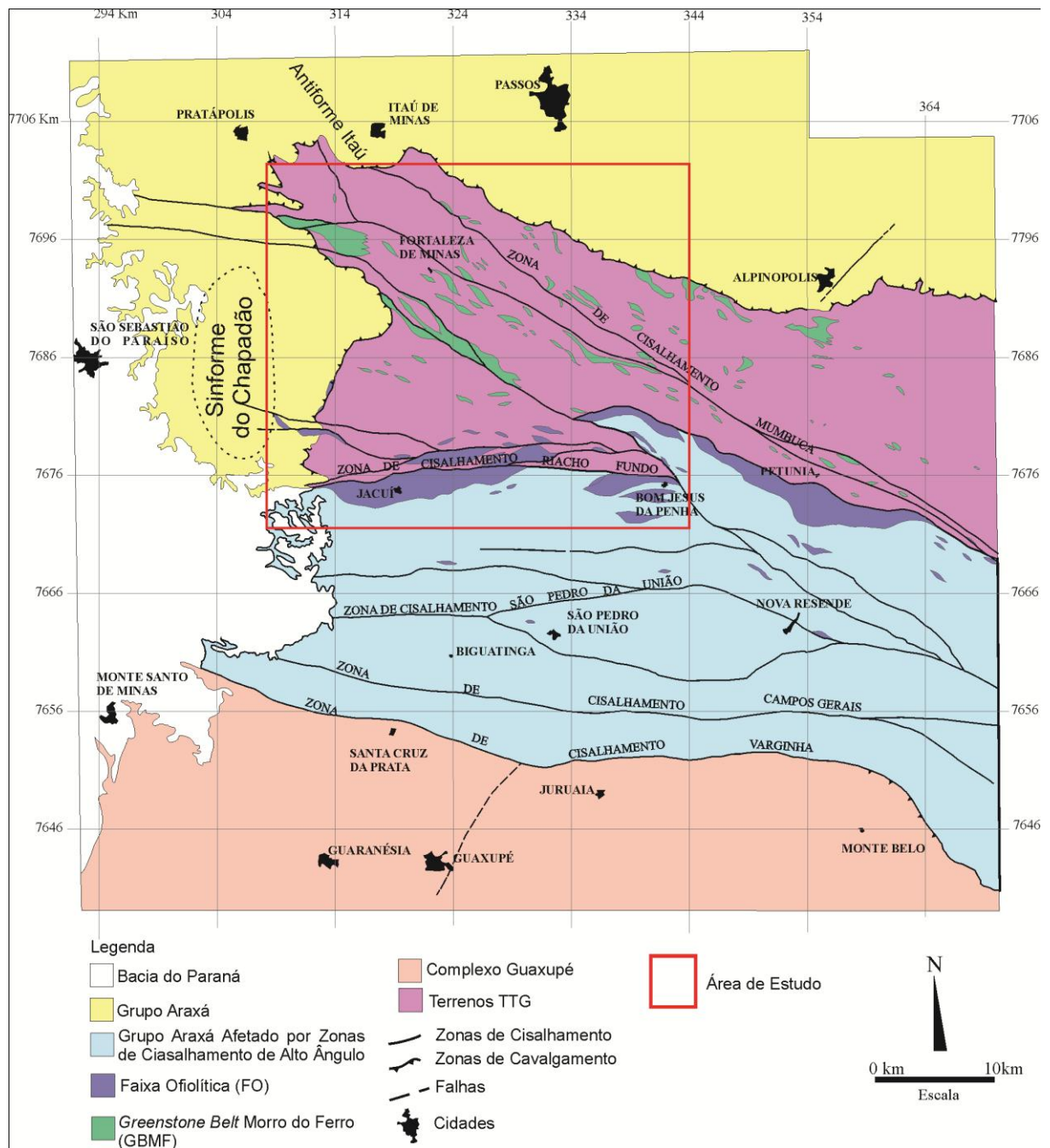
O *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF) aflora como corpos lenticulares ou faixas alongadas com direções NW/SE a E/W, distribuídos por todo o Terreno TTG, sendo as ocorrências mais expressivas na região da cidade de Fortaleza de Minas e a sudoeste da cidade de Alpinópolis (Figura 5). É constituído por rochas máficas e ultramáficas, associadas a metassedimentos quínicos e, em menor escala, metapelitos e metassedimentos carbonosos. Essas rochas estão intercaladas com os Terrenos TTG, constituindo o embasamento cristalino. Os primeiros trabalhos realizados na região onde se localiza o GBMF tiveram como objetivo a exploração dos depósitos de hematita no Morro do Ferro, realizados pela Companhia Eletrometalúrgica de Ribeirão Preto durante a década de 1920 (CARVALHO 1990). Moraes (1935) discute as primeiras considerações sobre o caráter intrusivo e a potencialidade econômica do Morro do Pelado (Morro do Níquel), em relação a depósitos de níquel. Trabalhos posteriores foram desenvolvidos visando os aspectos econômicos, metalúrgicos e de prospecção mineral para níquel (SANTIVANEZ, 1965; SVESSEON, 1968; GEIFFON & RICHTER, 1976; ALECRIM & PINTO, 1980a; CARVALHO e BATISTA, 1983; SOARES et al., 1985; GERMANI e MUNEMASSA, 1985).

O termo "Cinturão Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro" foi cunhado por Teixeira e Danni (1979 a,b) para os litotipos ultramáficos e/ou ultrabásicos, metavulcânicas ácidas/intermediárias associados intimamente com metassedimentos quínicos, e em menor escala pelíticos, intercalados no embasamento cristalino, como faixas alongadas segundo a direção NW/SE, e os interpretaram como parte de uma sequência vulcanossedimentar.

Teixeira e Danni (1979 a,b) propuseram a estratigrafia clássica de *greenstone belts* para o Cinturão Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Assim, as rochas que afloram próximo à cidade de Fortaleza de Minas, constituem as raízes de uma sequência tipo *greenstone* encaixadas em ortognaisses e migmatitos. A estratigrafia proposta foi:

- Unidade Morro do Ferro – corresponde ao topo da sequência e é constituído por filitos sericíticos, mármore, cloritóide xistos e espessas formações ferríferas.
- Unidade Córrego do Salvador – corresponde à porção intermediária da sequência e é composta por derrames básicos, rochas vulcânicas retrabalhadas e formações ferríferas bandadas.

Figura 5 - Mapa mostrando a geologia da área de estudo.



Fonte: Zanardo (2003).

• Unidade Morro do Níquel – corresponde à base da sequência e é composto por derrames komatiíticos, com ocorrências locais de textura *spinifex*, intercalados com rochas tufogênicas aluminosas, *cherts*, formações ferríferas e grauvacas.

Devido à dificuldade de confirmar a estratigrafia acima através de dados confiáveis de campo e pela intensa deformação que está sobre as rochas, não foi possível sustentá-la. Assim, a



Unidade Córrego do Salvador foi suprimida por Carvalho (1983), mudança corroborada por Teixeira et al. (1987) e a Unidade Morro do Ferro também foi suprimida, de maneira que as rochas que a constituíam passam a serem atribuídas às sequências supracrustais da base do Grupo Araxá.

Zanardo (2003) descreve a sequência vulcanossedimentar como corpos lenticulares a fusiformes ou sigmoidais, dispostos de maneira que define uma faixa alongada segundo WNW-ESE de espessuras decimétricas a quilométricas. Esses corpos estão intercalados tectonicamente com rochas infracrustais do Terreno TTG, principalmente em zonas de cisalhamento, onde podem ocorrer metassedimentos do Grupo Araxá como enclaves tectônicos. O contato das rochas do GBMF com as rochas infracrustais podem ser nítidos, bruscos, transicional por transposição e gradacional por assimilação por granitoides.

O GBMF apresenta uma grande variedade de rochas máficas e ultramáficas, com texturas e estruturas diferentes (TEIXEIRA et al., 1987; CARVALHO, 1983, 1990; CARVALHO et al. 1982; SZABÓ 1989, 1996; ZANARDO, 1992, 2003). A estrutura, em geral, é milonítica a ultramilonítica e as texturas reliquias ligadas a derrames komatiíticos (*spinifex*, *pillow*, cumulos de olivina, etc.) podem ser observadas em alguns locais. Zanardo (2003) atenta ao fato que os processos de deformação catalisam ou estão associados às neomineralizações, o que formam texturas e estruturas, que com frequência, são confundidas com *spinifex* e *quench*.

Os litotipos predominantes na sequência *greenstone* são rochas ultramáficas de composição komatiítica e subordinados aos mesmos, ocorrem rochas metabásicas de composição komatiítica, toleítica e, em menor escala, cálcio alcalina (CARVALHO, 1990; ZANARDO, 1992, 2003; CARVALHO et al., 1992). Os metassedimentos observados são, em geral, formações ferríferas fácies silicáticas, sendo as fácies óxidos a silicatos/óxidos incomum, tendo em vista que a Unidade Morro do Ferro não é mais considerada como parte da sequência *greenstone*. A mineralogia dos litotipos observados varia de um corpo para o outro, devido aos diferentes protólitos e/ou evoluções tectono-metamórficas (SZABÓ, 1996; ZANARDO, 2003).

A distribuição do metamorfismo no GBMF não é homogênea, sendo que as paragêneses de maior temperatura são mais comuns a leste. Na região da cidade de Fortaleza de Minas as paragêneses indicam um forte contraste metamórfico entre as encaixantes e a sequência *greenstone* (ZANARDO, 2003). Na maioria das rochas ultramáficas está registrado um retrometamorfismo em fácies xisto verde, sendo raro encontrar um grau metamórfico mais elevado (TEIXEIRA, 1978; TEIXEIRA et al., 1987; CARVALHO, 1983). Entretanto, Santos

(1996) e Fernandes (1997) descrevem a ocorrência de alguns corpos menores com pseudomorfos de olivina de possível origem metamórfica, hornblenda em anfibólitos xistos e anfibolitos, diopsídio em corpos parcialmente assimilados pelas encaixantes, formações ferríferas com exsoluções em anfibólitos, entre hornblenda, cummingtonita/grunerita e ferroactinolita.

Na região de Fortaleza de Minas Zanardo (2003) descreve paragêneses em equilíbrio com temperaturas da ordem de 700°C ou superior, e Szabó (1996) descreve condições compatíveis com o grau metamórfico em a fácies anfibolito a granulito. As formações ferríferas apresentam paragênese composta por antofilita/gedrita, cummingtonita/grunerita e ferrosahlita, e os xistos e fels ultramáficos por olivina, ortopiroxênio, espinélio e hornblenda marrom (ZANARDO, 2003).

Na região de Alpinópolis as paragêneses observadas nos metassedimentos são constituídas por estauroilita, granada e sillimanita, e as observadas nas rochas ultramáficas são compostas por restos de olivina metamórfica, clinopiroxênio, antofilita, ortopiroxênio, cummingtonita/grunerita e espinélio.

Ocorre um importante corpo mineralizado em níquel, cobre e cobalto ao sul da cidade de Fortaleza de Minas. Tal corpo foi intensamente afetado por zona de cisalhamento, que iniciou-se com um caráter mais dúctil e evoluiu para um mais rúptil. Esse último estágio poderia ser o principal responsável pela colocação ou controle do minério (ZANARDO, 2003).

### ***Faixa Ofiolítica (FO)***

A Faixa Ofiolítica (FO) é constituída por corpos máficos e ultramáficos alongados aproximadamente para E-W e situa-se no limite entre o Terrenos TTG e o Grupo Araxá (Figura 5). Na região da cidade de Jacuí possui direção ENE e a partir do meridiano 46°33' inflete para ESE, região das cidades de Bom Jesus da Penha e Conceição da Aparecida. Essa unidade também é denominada de Faixa Ofiolítica Jacuí-Bom Jesus da Penha-Conceição da Aparecida.

Os primeiros estudos realizados nessa faixa foram desenvolvidos por Teixeira (1978) e Teixeira & Danni (1979 a,b), que a interpretaram como raiz de *greenstone belts*, associada ao Cinturão Vulcano Sedimentar Morro do Ferro, disposta na forma de estruturas sinformais ou lascas tectônicas, alocadas em substrato siálico, ou envolvidas com rochas plutônicas siálicas.

Schmidt (1983) classificou as rochas máficas e ultramáficas do ramo das cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha como anfíbolitos, e nos demais de metaultrabásitos. Também considerou a Faixa Ofiolítica como parte de uma sequência vulcanossedimentar arqueana.

Estudos posteriores demonstraram que a Faixa Ofiolítica não pertence a uma sequência vulcanossedimentar arqueana, mas sim, a uma sequência ofiolítica neoproterozoica. Os principais trabalhos (e suas observações) que contribuíram para essa interpretação são:

- Marchetto et al. (1984) apresentam a diferença petrológica entre as rochas máficas e ultramáficas da Faixa Ofiolítica, as que ocorrem a norte no GBMF.
- Crosta et al. (1986) consideram que parte dessa faixa pertence ao domínio de gnaisses e paragneisses (Grupo Araxá).
- Teixeira et al. (1987) descrevem paragênese com cianita e hornblenda em rochas máficas/ultramáficas, indicando fácies anfíbolito em regime de alta pressão. Dessa maneira, interpreta que esse conjunto faz parte das rochas supracrustais de alto grau metamórfico, envolvidas em zonas de cavalgamento, considerando que as mesmas teriam o mesmo significado dos xistos azuis.
- Soares et al. (1990, 1991) interpretam que essa faixa corresponde a um complexo de subducção associado às sequências vulcanossedimentares do Grupo Araxá-Canastra, e não aos terrenos arqueanos. Tal interpretação é corroborada por Zanardo (1992, 2003), Roig (1993) e Zanardo et al (1996 c).

Os corpos que constituem a Faixa Ofiolítica são lenticulares a fusiformes, isorientados e distribuem-se, em geral, de maneira difusa. A extensão dos corpos é métrica a quilométrica e a espessura é decimétrica a decamétrica, sendo raro os que ultrapassam 100 metros. Estão envoltos e/ou intercalados com gnaisses (orto e paraderivados), migmatitos, metassedimentos (pelíticos e psamíticos), as formações ferríferas e os gonditos são raras, em alguns casos podem englobar esses mesmos litotipos. O contato dos corpos máficos e ultramáficos com as encaixantes é tectônico, marcado por foliação milonítica (ZANARDO, 2003).

A estruturação desta faixa é marcada por uma foliação de baixo a médio ângulo de mergulho, subparalela ao bandamento composicional, de direção E-W a WNW/ESE. Devido à atuação das zonas de cisalhamento, ocorrem graus variados de reorientação da foliação, podendo apagar o caráter de baixo ângulo por rotação, transposição, dobras ou crenulações. As estruturas observadas e a assimetria dos corpos ultramáficos e encaixante indicam transporte tectônico de WNW para ESE (MORALES, 1993; ZANARDO, 2003).

Os litotipos predominantes na Faixa Ofiolítica são xistos e *fels* ultramáficos com estrutura e textura milonítica com fluxo, a mineralogia é constituída por poucos minerais essenciais,

podendo ser monominerálica (ortopiroxênio, tremolita, clorita, talco, etc.). As rochas máficas mostram anisotropia leve a xistosa, gnáissica ou milonítica, os minerais essenciais comuns são plagioclásio (labradorita/oligoclásio) e hornblenda, podendo ocorrer clinopiroxênio, granada, biotita, quartzo, clinozoisita e/ou epidoto, carbonato, clorita, escapolita, titanita e opacos (ZANARDO, 2003). As texturas reliquiares e feições mineralógicas primárias são raras, sendo descritas em algumas porções da faixa (ROIG, 1993).

O ápice metamórfico é em fácies anfibolito superior a granulito, com temperaturas da ordem de 700°C, ou superior, em ambiente de pressão superior ao barrowiano, e o registro dessas condições são descritos em rochas onde a intensidade da deformação é menor (ZANARDO, 1992). O reequilíbrio das paragêneses de maior temperatura deve ter ocorrido de maneira progressiva e contemporânea à geração foliação principal. O início de tal processo foi em temperaturas na ordem de 700°C, e cessou próximo a 500°C. A atuação tardia de zonas de cisalhamento reequilibram estas associações para temperaturas entre 280-450°C (ZANARDO, 2003).

### ***Grupo Araxá***

O Grupo Araxá é a uma unidade alóctone que está em contato com os Terrenos TTG ao norte e a oeste, também ocorrem enclaves tectônicos do Grupo Araxá no embasamento, Barbosa (1955) denominou de “Formação Araxá” os mica xistos, quartzitos e migmatitos. Mais tarde Barbosa et al. (1970) propõem o termo Grupo e restringe essa unidade aos mica xistos e quartzitos, considerando que as rochas gnáissicas pertencem a um conjunto mais antigo.

Ao norte da área de estudo constitui a estrutura braqui-sinformal de Passos com eixo na direção WNW/ESSE (ZANARDO, 2003). Ao oeste constitui a estrutura sinformal do Chapadão que possui mergulho para oeste, sendo limitada pela Zona de Cisalhamento Riacho Fundo (ZANARDO, 2003). Na porção norte da área de estudo ocorre a estrutura braqui-antiformal de Itaú de Minas, com direção NW-SE (ZANARDO, 2003)

Os litotipos que constituem o Grupo Araxá na porção oeste e norte da área de estudo é um espesso pacote metassedimentar com vulcânicas e/ou intrusivas associadas. Na porção sul o Grupo Araxá é representado por metassedimentos com expressiva intercalações de ortognaisses. Esses ortognaisses foram afetados zona de cisalhamento de alto ângulo, e possuem composição sienogranítica a tonalítica, biotita e hornblenda como máficos predominante, às vezes granada e podem apresentar feições migmatíticas (ZANARDO, 1992, 2003).

### ***Grupo Bambuí***

O Grupo Bambuí aflora na porção frontal da *Nappe* de Passos, seguindo para o sul na direção da cidade de Alpinópolis. Também afloram como *klippen* restritos, no limite norte/nordeste do embasamento cristalino e como intercalações tectônicas ou corpos-para-autóctones (ZANARDO, 2003).

Segundo Zanardo (2003) a presente unidade é representada na área de estudo por filitos e ardósias, com intercalações de metadiamicritos.

### ***Bacia do Paraná***

As rochas da Bacia do Paraná afloram na porção oeste da área de estudo, cobrindo as rochas atribuídas ao Grupo Araxá, em muitos locais na forma de morros-testemunho. São reconhecidos na região em contato com as rochas cristalinas os sedimentos carboníferos da Formação Aquidauana, triássicos-cretáceos das formações Pirambóia e/ou Botucatu, e os basaltos atribuídos ao magmatismo cretáceo da Formação Serra Geral (ZANARDO,2003).

### ***Coberturas terciárias/quadernárias.***

As unidades mais recentes são representadas por depósitos aluvionares e coluvionares. Os depósitos aluvionares aparecem nos vales das principais drenagens da área e são constituídos por cascalhos, areias conglomeráticas a argilosas e material lamítico, rico em matéria orgânica. Os depósitos coluvionares ou colúvio-aluvionares são eminentemente arenosos, de cores vermelha a laranja amarelado e aparecem cobrindo amplas áreas, relativamente elevadas e de relevo pouco ondulado.

## GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo foi dividida em três domínios de acordo com a associação litológica, estilo estrutural e contexto tectônico das rochas estudadas, com base ao apresentado por Morales (1993) para a região onde se situa a área de estudo: Embasamento Cristalino; Zona limítrofe; Domínio Alóctone (Figura 6).

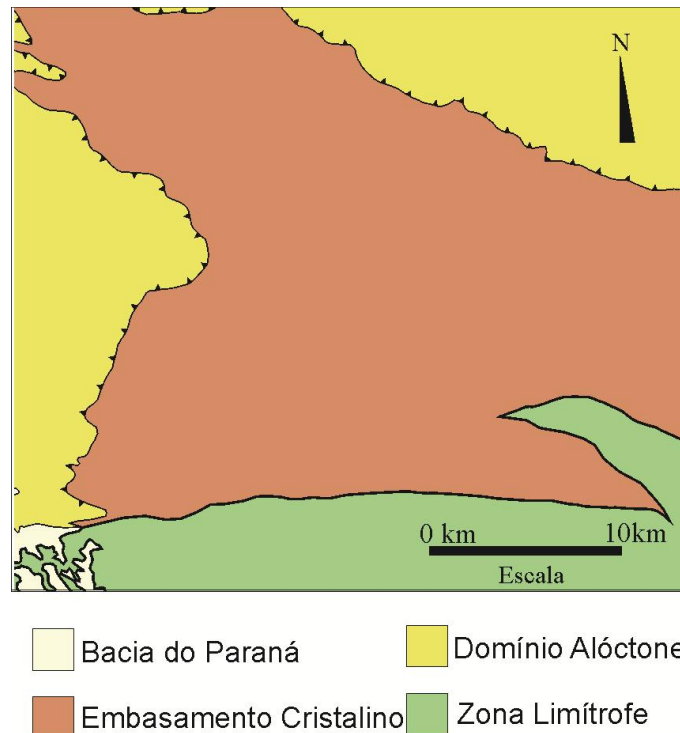
O termo Embasamento Cristalino corresponde ao Bloco Brasília descrito por Morales (1993) na região e será utilizado para agrupar; rochas típicas dos terrenos TTG que na área de estudo são representadas por diferentes tipos de gnaisses, migmatitos e granitóides; rochas máficas e ultramáficas, intimamente associadas com metassedimentos, do GBMF que estão encaixadas tectonicamente com as do terreno TTG; enclaves tectônicos dos grupos Araxá e Bambuí. O padrão estrutural é caracterizado por uma foliação gnáissica a milonítica anastomosada com orientação média para N60-25W/45-80SW, sendo comum a ação de zonas de cisalhamento de alto ângulo com orientação média para N26W/70-90NE A norte e a oeste faz contato com o Domínio Alóctone através de uma falha de empurrão, e ao sul faz contato com a Zona Limítrofe através da Zona de Cisalhamento Riacho Fundo, e é marcado pela a inflexão da foliação para WNW a E-W.

O termo Zona Limítrofe é utilizado com o mesmo sentido apresentado por Morales (1993), em que essa região representa o limite entre os blocos São Paulo (Complexo Varginha-Guaxupé) e o Bloco Brasília. A área enfocada para esse trabalho abrange a extremo N/NW dessa faixa, onde há uma maior concentração de rochas máficas e ultramáficas (FO), associadas a metassedimentos, que estão intercaladas com gnaisses graníticos a tonalíticos e granitóides do Grupo Araxá. O padrão estrutural é concordante com a Zona de Cisalhamento Campo do Meio, exibindo uma foliação milonítica anastomosada orientada em média para WNW e mergulhos de alto ângulo. Em alguns locais entre as zonas de cisalhamento aparecem domínios com foliação apresentando mergulhos com ângulos moderados a baixos que são infletidos para alto ângulo pelas zonas de cisalhamento.

O Domínio Alóctone é usado para as rochas que constituem uma sequência metassedimentar (Grupo Araxá) que cavalgou sobre as rochas do Embasamento Cristalino. O padrão estrutural é marcado por uma foliação de baixo ângulo e por grandes estruturas sinformais e antiformais. Os metassedimentos podem aparecer como intercalações tectônicas com alto ângulo de mergulho, com ou sem restos de foliação anterior de baixo ângulo, ao longo das zonas de cisalhamento que cortam o Embasamento Cristalino.

Em algumas porções da área de estudo sedimentos alúvio coluvionares cenozoicos, cobrem o embasamento e a zona limítrofe, sendo frequentes os sedimentos com espessura métrica a decamétrica e aluviões associados as drenagens atuais.

**Figura 6 – Domínios utilizados para a área de estudo.**



### **Embasamento Cristalino**

#### ***Gnaisses e Granitóides dos Terrenos TTG***

Os Terrenos TTG são representados na área de estudo por gnaisses, migmatitos sin-cinemáticos e granitóides ou granitos cisalhados e constituem cerca de 90% do Embasamento Cristalino. A exposição dessas rochas não é abundante na área de estudo, os melhores afloramentos são encontrados nos cortes de estradas recentes e em porções mais elevadas do relevo, onde aparecem como matacões ou lajedos. Também podem ser observados com frequência aflorando nas estradas na forma de “costelas” e como blocos rolados em encostas de morros e estradas.

O grau de intemperismo sobre os gnaisses e os granitóides varia de baixo a médio, a alteração pode gerar uma coloração escura sobre a superfície dos mesmos. Os solos gerados por essas rochas são de coloração branca a creme, em alguns locais laranja a vermelho claro e de caráter arenoso.

Os granitóides exibem coloração cinza esbranquiçada, composição variando de granodiorítica a monzogranítica e, em alguns, casos tonalítica, e teores baixos de máficos, podendo ser hololeucocráticos. A granulação é média e apresentam-se menos deformados em relação aos gnaisses.

Os gnaisses apresentam coloração cinza, a composição varia entre tonalítica/trondhjemítica a monzogranítica e os teores de máficos é elevado, sendo representados por biotita e anfibólios. Em geral a granulação dos gnaisses é mais fina que a dos granitóides, e o bandamento é mais acentuado. Não é raro encontrar lentes de anfibolitos dentro dos gnaisses.

Esses dois litotipos ocorrem intercalados entre si, na forma de lentes de dimensões variadas. O contato entre os mesmos é gradual o que impossibilita a distinção da grande maioria dos corpos, devido à falta de afloramentos.

Cabe destacar, que com frequência, as rochas gnáissicas apresentam bandas dobradas ou não e em que o grau de deformação e orientação dos minerais das bandas leucocráticas (leucossoma ou neossoma) são muito menores que das bandas mais ricas em máficos (melanossoma, mesossoma ou paleossoma).

Há uma grande variedade de texturas e estruturas nos gnaisses e nos granitóides devido à anatexia em grau variado, remobilizações e injeções de material granítico a tonalítico sin-tectônicos. De maneira localizada esses litotipos exibem intenso cisalhamento, podendo constituir filonitos.

### ***Greenstone Belt Morro do Ferro***

A sequência *greenstone belt* é representada na área de estudo por serpentinitos e anfibólio xistos e, em menor escala, por anfibolitos e metassedimentos, e corresponde a cerca de 10% do Embasamento Cristalino. A exposição dessas rochas é menos abundante em relação aos gnaisses e granitóides, e os melhores afloramentos são encontrados nos cortes de estradas recentes e em morros de cristas alongadas. Também são observadas nas estradas na forma de “costelas”, e como blocos rolados em encostas de morros e estradas.

O grau de intemperismo nessas rochas é elevado e desta maneira é raro encontrar rochas sãs. Quando alteradas adquirirem uma coloração ocre e/ou avermelhada. Os solos provenientes dessas rochas são de coloração avermelhada e de caráter argiloso, deve-se estar atento para não confundir os solos gerados da alteração dessas rochas, com solos mais evoluídos que também exibem coloração avermelhada.



É comum as rochas ultramáficas e máficas aflorarem intercaladas com rochas de composição ácida (granitóides e gnaisses) (Figura 6). Os contatos entre as rochas ultramáficas com as encaixantes ácidas são bruscos, e mais raramente, gradacional por assimilação ou deformação (transposição). Estas rochas constituem corpos tabulares, lenticulares ou fusiformes dispostos paralelos em relação a foliação regional, ou exibindo orientação com obliquidade variável com a orientação local, em função de rotação decorrente de forte contraste reológico, e por vezes coincide com envoltórias de dobras. Em função de heterogeneidades reológicas também é comum observam-se mobilizados graníticos dispostos em zonas de distensão das rochas máficas/ultramáficas (*necks*, zonas de sombra de pressão, etc.). As formações ferríferas fácies silicatos/óxidos ocorrem intercaladas com as rochas máficas/ultramáficas e podem formar uma seqüência com outros possíveis metassedimentos (filito/filonito grafitoso e/ou pelítico) de até 100 metros de espessura. As rochas máficas (anfíbolitos) aparecem com maior frequência como corpos isolados, não sendo frequentes como intercalações nas seqüências ultramáficas.

Na paisagem são comuns morros alongados formados por corpos de rochas ultramáficas e subordinadamente por corpos máficos. A orientação preferencial das cristas desses morros é próximo a N50W, e há uma orientação secundária para N20E. A dimensão desses corpos varia de dezenas a centenas de metros.

**Figura 7 – Corte de estrada aflorando intercalações de rochas máficas e ultramáficas com gnaisses, exibindo alto grau de intemperismo. Rodovia MG 146 a 5 quilômetros de Bom Jesus da Penha rumo Guaxupé, ponto FLM-38.**



As rochas ultramáficas são representadas por serpentinitos, anfíbólio clorita xistos, talco clorita xistos, anfíbólios *fels*, talco xistos. A estruturação dessas rochas é marcada por uma forte foliação milonítica, que pode ser afetadas por dobras e zonas de cisalhamento de alto

ângulo. Os anfibólitos xistos podem apresentar-se como tectonitos L, ou exibir feições de bandamento composicional. Os serpentinitos por vezes exibem lentes de coloração escura com magnetismo, que poderiam ser pseudomorfos de restos de olivina, ou um aspecto manchado (Figura 7).

**Figura 8 – Serpentina xisto manchado aflorando como blocos, amostra FLM-16.**



As rochas máficas são representadas por anfibolitos. Esse grupo de rochas apresenta estruturação semelhante com a das ultramáficas, e podem ocorrer como lentes nos gnaisses. As formações ferríferas são intimamente associadas as seqüências máficas e ultramáficas. Exibem uma estruturação milonítica a ultramilonítica. Intercalada com essas rochas afloram possíveis metapelitos de coloração verde e granulação fina, que aparentam ser sericita xistos.

### ***Rochas Metabásicas a Intermediárias Intrusivas***

Cortando os litotipos atribuídos ao embasamento cristalino e ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro, afloram em alguns locais diques de espessura métrica a decamétrica de diabásios, microdioritos ou microgabros, com estruturas (bordas de resfriamento) e texturas magmáticas preservadas (ofítica, subofítica e intergranular), quando a ação das zonas de cisalhamento é pouco efetiva. As transformações metamórficas ocorrem em grau variado, na dependência de elementos catalizadores (fluidos e deformação), gerando rochas isotrópas a xistosa ou milonítica a base de albita ou labradorita/andesina saussuritizada, anfibólito, epidoto, clorita, minerais opacos (ilmenita e magnetita) e restos de clino e ortopiroxênio mostrando uralitização.

## **Domínio da Zona Limítrofe.**

### ***Faixa Ofiolítica (FO)***

A Faixa Ofiolítica é representada na área de estudo por anfibólio xistos, anfibólio *fels* e anfibolitos, em menor escala por clinopiroxenitos, metaperidotitos e raramente talco-antigorita *fels*. Essas rochas correspondem a menos de 10% da Zona Limítrofe, e estão intercaladas com gnaisses graníticos, e esse conjunto é cortado por injeções de material granítico.

A exposição dessas rochas é pouco abundante de maneira que os melhores afloramentos são observados em corte de estradas recentes e quando constituem grandes corpos que sustentam os morros alongados. Também são observadas nas estradas na forma de costelas, blocos rolados e em encostas de morros na forma de blocos orientados ou mesmo material alterado. No limite entre o Embasamento Cristalino e a Zona Limítrofe constituem-se em uma faixa rica em intercalações lenticulares a fusiformes de rochas ultramáficas e subordinadamente máficas que, podem predominar em relação aos gnaisses.

O grau de intemperismo nessas rochas é elevado, sendo difícil encontrar afloramentos com rocha sã. O material gerado pelo intemperismo é de coloração ocre a avermelhada, e o solo gerado apresenta coloração avermelhada e caráter argiloso.

Na paisagem essas associações de rochas podem sustentar morros alongados orientados segundo E-W. Esses morros representam corpos de dimensões decamétricas em espessura e decamétricos a quilométricos de comprimento.

As rochas ultramáficas apresentam coloração esverdeada, a granulação varia de fina a grossa e são representadas por: anfibólitos xistos e *fels* de composição variada, podendo ser monominerálicos; clorita xistos; talco xistos; clinopiroxenitos; metaperidotitos; talco-antigorita *fels*.

As rochas máficas são representadas por anfibolitos de coloração verde escura a verde claro e a granulação varia de fina a média. É comum a ocorrência de granada anfibolitos.

A estruturação geral das rochas máficas e ultramáficas é representada por uma foliação bem desenvolvida com direção WNW/ESE, com alto ângulo de mergulho, mas são observados locais com baixo ângulo. Não é raro essas rochas serem cortadas por zonas de cisalhamento tardias. A lineação é bem desenvolvida de maneira que são observados tectonitos LS e L. Entre os anfibolitos é comum observar-se rochas com anisotropia baixa a incipiente.

### ***Grupo Araxá***

O Grupo Araxá é representado na Zona limítrofe por gnaisses de composição graníticas e granada gnaisses intercalados com xistos e quartzitos, em geral, com granada e cianita. Em menor escala observam-se injeções de material granítico sin-cinemáticas. Nesse domínio os ortognaisses são os litotipos predominantes e sustentam serras alinhadas com direção preferencial para E-W, porém menos acentuadas e mais lisas que as elevações sustentadas pelos corpos mais espessos de quartzito.

No geral, os ortognaisses leucocráticos a hololeucocráticos se encontram com forte orientação e a lineação é bem acentuada, constituindo tectonitos L a SL. Intercalado com esses gnaisses aparecem gnaisses mais ricos em micas com ou sem granada e com bandamento nítido que podem ter se derivado de grauvas e/ou turbiditos. Intercalados nesses litotipos, além dos metassedimentos psamíticos a pelíticos, aparecem corpos lenticulares de anfibólitos e ou de rochas metaultramáficas, que podem apresentar veios de quartzo, e nos litotipos alterados são caracterizados pela sua alteração com coloração ocre a vermelho intenso.

O grau de intemperismo varia de médio a alto, nos gnaisses mais máficos ou bandados o intemperismo gera material de coloração rosado a vinho, devido ao alto teor de minerais máficos dos mesmos, já os ortognaisses mais leucocráticos ou intrusões graníticas sin-cinemáticas geram coloração esbranquiçada a creme claro a rosado.

Os gnaisses são de coloração acinzentada a rosada e a granulação varia de fina a média. A anisotropia é bem desenvolvida, e é marcada por um bandamento composicional constituído por bandas quartzo feldspáticas e bandas ricas em biotita e anfibólio.

A estruturação dos gnaisses é marcada por uma foliação bem definida paralela ao bandamento composicional, entretanto podem ocorrer vênulas de quartzo deformados discordantes à foliação. A lineação mineral é bem desenvolvida e é marcada pela orientação preferencial dos cristais de anfibólio e biotita; em alguns casos é nítido o paralelismo entre a lineação mineral e a lineação de estiramento. Em alguns locais são identificados ultramilonitos de composição granítica.

### **Domínio Alóctone**

### ***Grupo Araxá***



O Grupo Araxá é representado no Domínio Alóctone por uma sequência metassedimentar com quartzitos, quartzo xistos mica xistos, gnaisses miloníticos, xistos feldspáticos, granada-mica xistos com ou sem cianita. Também ocorrem rochas ortoderivadas representadas por gnaisses graníticos a tonalíticos, e intercalações com anfibolitos. Corresponde quase que a todo o Domínio Alóctone. Na paisagem forma as porções mais elevadas do relevo, Serra do Chapadão, Serra São João e Serra da Ventania, circundam o Embasamento Cristalino a norte e a oeste.

## Sedimentos Cenozoicos

### *Sedimentos Terciários-Quaternários*

Em vários locais, tanto no âmbito do embasamento (TTG e *Greenstone Belt*) como no domínio da zona limítrofe, cobrindo as unidades cristalinas são observados em alguns locais sedimentos litificados, de cores variadas, cobertos por solo espesso de cor vermelha forte, em contato abrupto e erosivo com as rochas do embasamento. Esses sedimentos foram encontrados em áreas com relevo de colinas amplas com as suas unidades basais 50 a 100 metros acima do nível de base atual. Em geral a porção basal é constituída por: conglomerados brechóides com ou sem estrutura; seixos de quartzos; e são mais raros outros tipos litológicos presentes na região, os diâmetros dessas rochas são centimétricos a decimétricos. No topo predominam arenitos imaturos, siltitos e às vezes argilitos siltosos escuros (ricos em matéria orgânica) que por alteração adquirem cores variegadas (manchas esbranquiçadas, cinza claro, creme a amarelo alaranjado ou vermelhado, com aspecto de plintitização). Uma dessas ocorrências (Figura 9) descritas tem cerca de 10 metros de espessura e pode ser reconhecido fácies de canal e de planície de inundação.

**Figura 9 – Sedimentos Terciário-Quaternário aflorando em corte de estrada. Ponto FLM-11**



### *Sedimentos Recentes*

Os sedimentos recentes são representados por, cascalho, cascalho arenoso e argilitos siltitos arenosos, normalmente ricos em matéria orgânica dispostos ao longo das drenagens presente na região.

## **PETROGRAFIA**

O presente capítulo tem como objetivo apresentar a petrografia das rochas máficas e ultramáficas analisadas, atribuídas ao GBMF e FO. Todas as fotomicrografias foram tiradas em microscópio petrográfico, o símbolo (X) indica polaroides cruzados e (//) polaroides paralelos. Os tipos de plagioclásio foram definidos através índice de refração em conjunto com a birrefringência e, principalmente, pelo ângulo de extinção através do método Michel-Lev.

As texturas ígneas preservadas são raras, sendo mais comum encontrar restos ou pseudomorfos dessas texturas. Também vale ressaltar essas feições são mais observadas na FO do que no GBMF.

De uma maneira geral as rochas das duas unidades apresentam estruturação compatível com a deformação dúctil a dúctil/rúptil do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, entretanto há uma variedade nas estruturas observadas. Essa variação está associada às diferentes reologias dos protólitos e das rochas encaixantes, pois, influenciam na taxa de deformação e a interação com os fluidos metamórficos durante a evolução tectono-metamórfica da região. Também as texturas ígneas preservadas e as paragêneses de maior temperatura estão associadas a rochas com baixa taxa de deformação.

Tanto para o GBMF e como para a FO foi descrito uma grande variedade de litotipos máficos e ultramáficos, sendo alguns desses comuns as duas unidades, como anfibólitos e anfibólitos xistos.

### ***Greenstone belt Morro do Ferro***

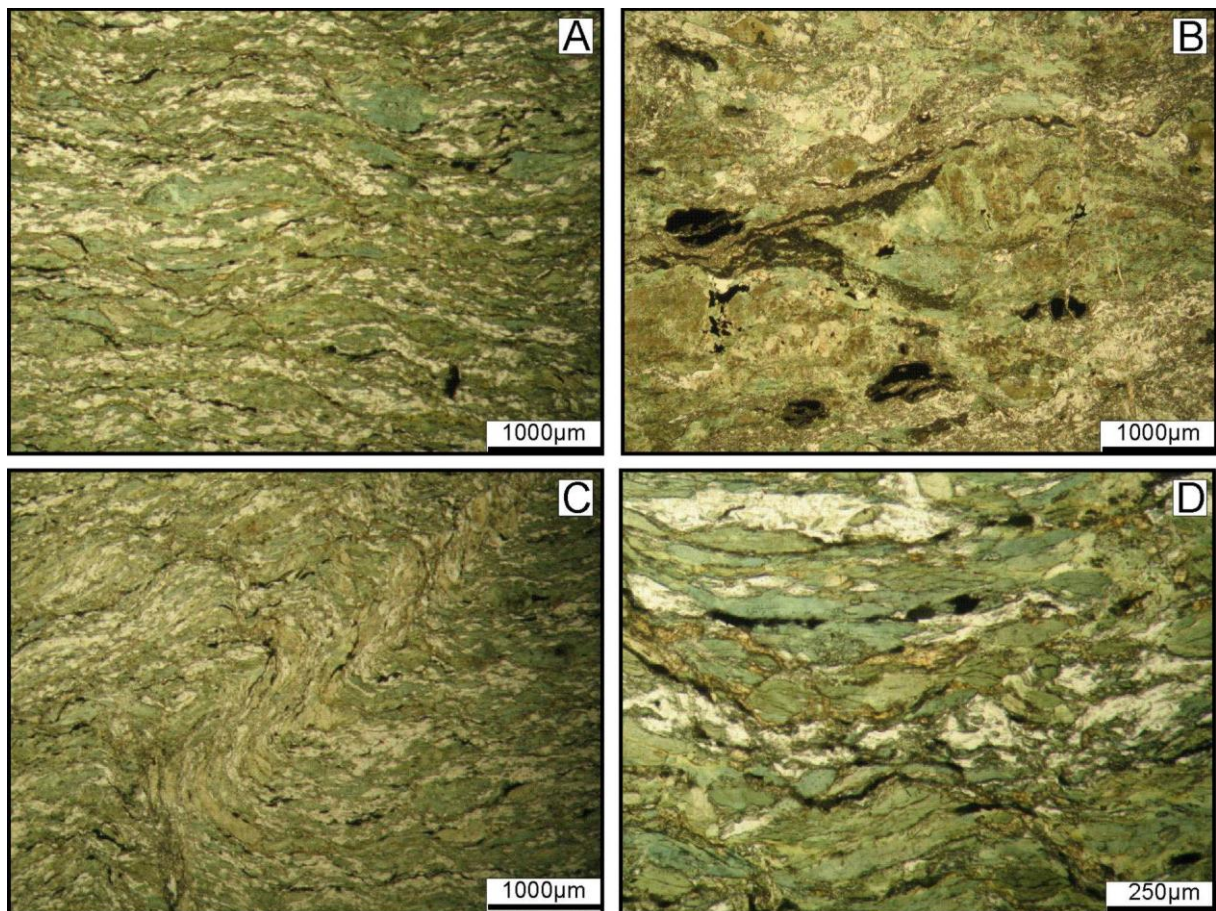
#### ***Anfibólitos***

As rochas máficas do GBMF são representadas por anfibólitos de coloração cinza esverdeada de tons claros a escuros (textura sal e pimenta), textura nematoblástica a decussada e granulação fina, dimensão média dos cristais na ordem 0,1 mm. A estruturação dessas rochas varia de um local para o outro, podendo apresentar anisotropia leve, ou forte anisotropia, marcada por foliação de aspecto milonítico a cataclástico, aparecendo máculas escuras de forma fusiforme a lenticulares, de dimensões milimétricas (Figura 10). Também são

observadas dobras assimétricas, micro zonas de cisalhamento com epidoto ou cordões de opacos e titanita (Figura 10).

A mineralogia principal dessas rochas é composta por hornblenda (65-70%) e plagioclásio (5-20%). Os minerais acessórios são feldspato potássico ( $\pm 0-5\%$ ), opacos e titanita (2-4%), epidoto (1-10%) e clorita (1-3%). O quartzo e a apatita ocorrem como traços.

**Figura 10 – Textura e estrutura dos anfibolitos do GBMF. A) Estrutura bandada com bandas fusiformes a lenticulares e textura nematoblástica (//). B e D) Cordões de opacos e titanita (//). C) Dobra assimétrica associada à micro zona de cisalhamento (//). Amostras FM1-86 (A,C e D), FM2-61 (B)**



Nos anfibolitos mais deformados podem ocorrer bandas de quartzo e feldspato potássico paralelas a foliação, com 2 a 2,5 mm de espessura (Figura 11A). Os cristais de feldspato não são geminados, estão fragmentados e salpicados por inúmeras acículas de anfibólio, em alguns locais substituem o plagioclásio. Exibe extinção ondulante que se recupera em “geminção difusa” (Figura 11B).

A hornblenda apresenta-se em agregados sob a forma de lentes assimétricas com bordas fragmentadas, recristalizadas e, em alguns casos, zoneadas. Os núcleos dos maiores cristais

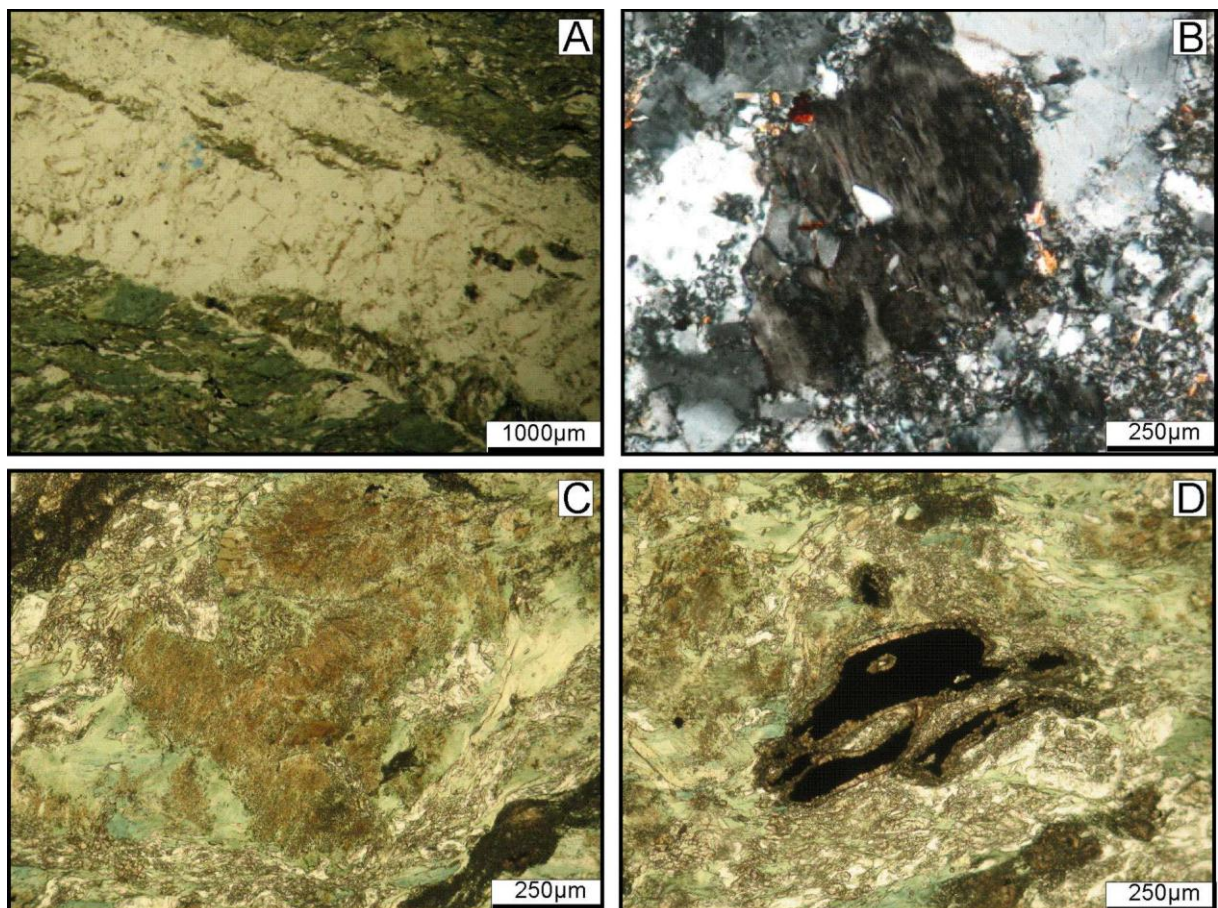


possuem cor acastanhada e forte pleocroísmo, e as bordas possuem cor verde clara a verde azulada de pleocroísmo fraco, indicando uma composição diferente do núcleo para a borda (Figura 11C).

O plagioclásio ocorre sob a forma de pequenos cristais prismáticos subédricos isolados e dispersos entre os anfibólios, sugere ser oligoclásio e/ou albita. A saussuritização do plagioclásio é contemporânea à deformação dúctil/rúptil que se desenvolveu sobre a rocha durante os estágios finais da deformação, o produto desse processo é agregado de sericita, albita e epidoto de granulação fina e anédricos, que envolve os anfibólios de hábito mais fibroso.

Os cristais de titanita ocorrem envolvendo os opacos na forma de cordões, coroas e constituem grãos irregulares ou filetes, dispostos em trilhas orientadas paralelas à foliação. Os minerais opacos se apresentam como cristais esqueléticos e anédricos (Figura 11D). A clorita ocorre sob a forma de algumas palhetas intersticiais, da transformação de anfibólio.

**Figura 11 – A) Banda quartzo-feldspática no anfibolito (//). B) Cristal de feldspato potássico com recuperação na forma de geminação difusa (X). C) Cristais de hornblenda com o núcleo acastanhado e as bordas esverdeadas (//). D) Coroa de titanita envolvendo opacos (//). Amostras FM1-86 (A e B), FM2-61 (C e D).**

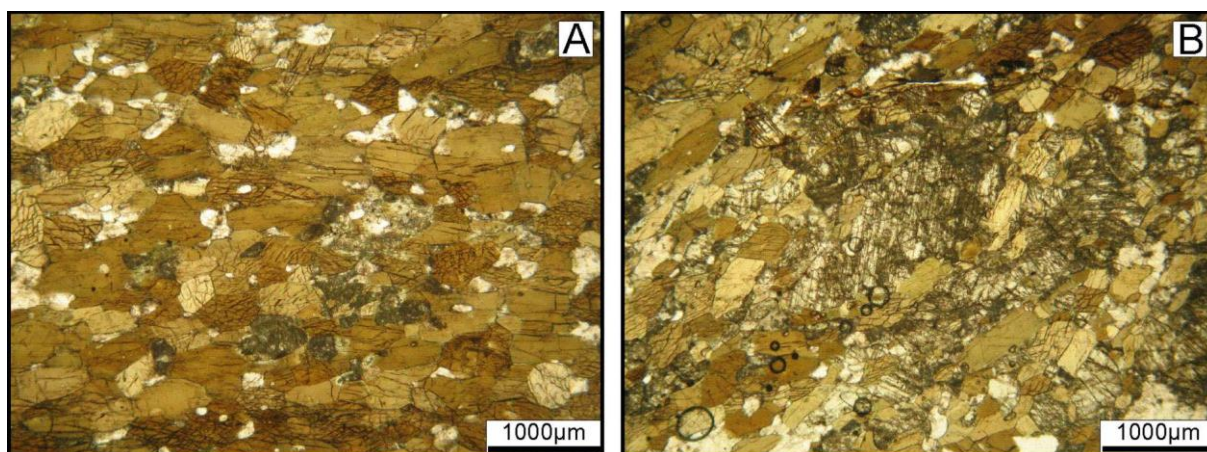


Foram observados anfíbolitos com diopsídio. Tais rochas possuem cores mais escuras e pontuações brancas alinhadas que geram textura sal e pimenta orientada. A granulação é superior à dos outros anfíbolitos com dimensão média dos cristais na ordem de 0,2 mm. Não apresentam feldspato potássico, o plagioclásio aparenta ser labradorita e o diopsídio corresponde a cerca de 12% da rocha.

A hornblenda nos diopsídio anfíbolitos apresentam-se na forma de cristais poligonais equidimensionais e cristais tabulares, arranjados por justaposição, com forte pleocroísmo (amarelo claro-verde acastanhado escuro) (Figura 12). O diopsídio apresenta-se na forma cristais prismáticos subédricos a euédricos, que se organizam na forma de faixas. A hornblenda aparenta ter se formado a partir do diopsídio, porém, há relações de equilíbrio entre esses dois minerais (Figura 12). O diopsídio está parcial a totalmente transformado para uma massa de coloração marrom.

Os cristais de labradorita apresentam grau variado de saussuritização, parcial a total, que gerou agregados de filossilicatos submilimétricos, sericita e talvez epidoto. A albitização da labradorita está associada a geração de quartzo, epidoto, e a actinolita está associada a esses minerais.

**Figura 12 – A) Estrutura com leve anisotropia e textura nematoblástica dos diopsídio anfíbolito (//). B) Relação de contato entre os cristais de hornblenda e diopsídio (//). Amostra FM2-93a.**



### ***Rochas Ultramáficas***

As rochas ultramáficas analisadas do GBMF são representadas por serpentinitos, anfíbolio xistos e clorita xistos. De acordo com a mineralogia dessas rochas, pode-se afirmar que os

protólitos foram rochas de composição básica (piroxenitos) e ultrabásicas (peridotitos e dunitos).

### Serpentinitos

Os serpentinitos possuem coloração verde a cinza esverdeado, escuro a claro, quando alterados apresentam coloração ocre. A granulação da matriz é sempre fina, entretanto podem ocorrer porfiroclastos de clorita e tremolita com até 5 mm de dimensão. Em alguns serpentinitos foram observados restos e/ou pseudomorfos de olivina.

As estruturas e texturas dessas rochas variam de um local para o outro. A anisotropia quando leve é marcada por foliação pouco evidente que constitui um fraco tectonito (L-S), marcada por incipiente cisalhamento com pseudomorfos arredondados de olivina. A textura associada a essa estruturação é do tipo treliça a lepidoblástica. Às vezes nota-se que a granulação fina da rocha está desenvolvida sobre uma granulação média de aspecto plutônico granoblástico, possível textura em mosaico, observada através de “fantasmas” dessa textura pretérita (Figura 13).

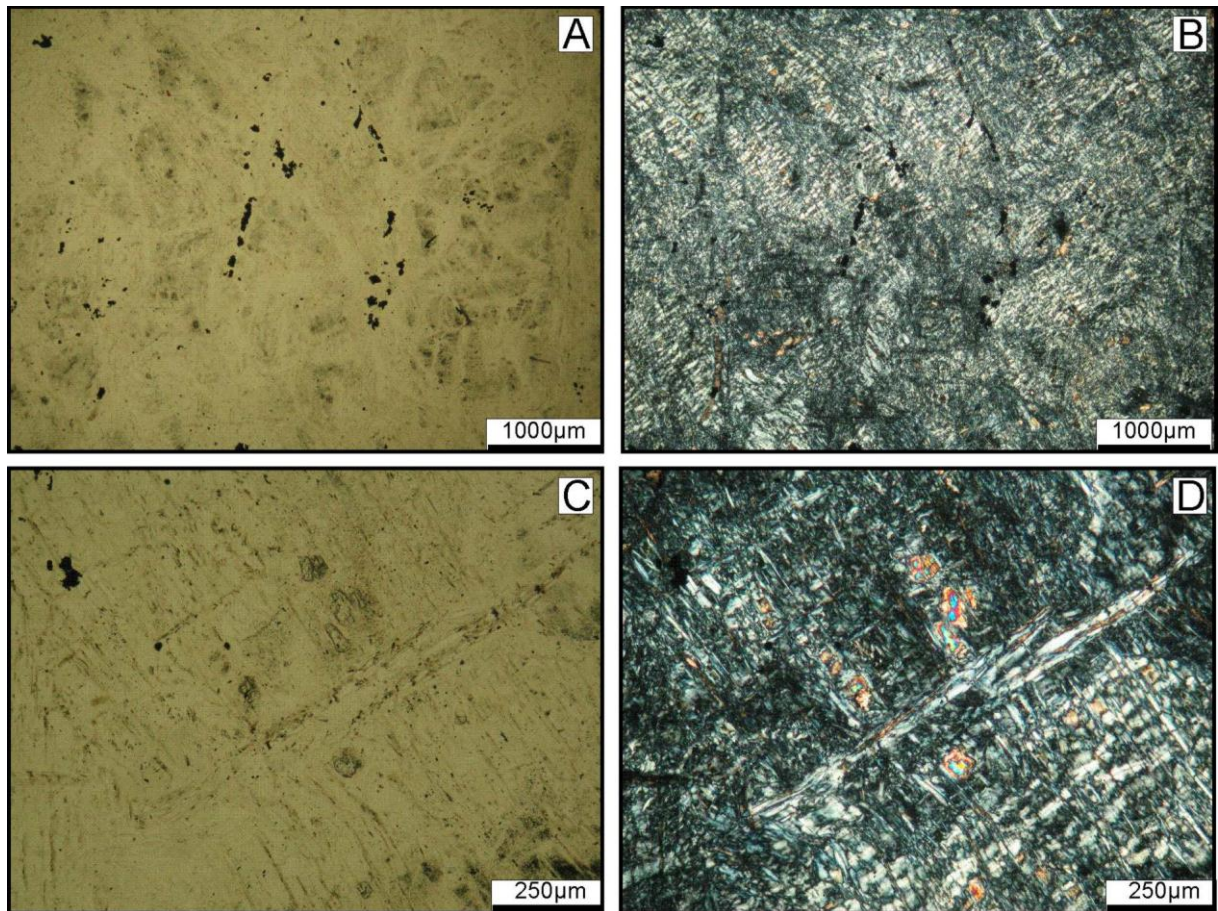
A anisotropia quando bem desenvolvida é marcada por uma forte foliação e/ou laminação, que constitui um tectonito (S-L), e em alguns serpentinitos com essa estruturação observam-se filetes anastomosados de cor cinza escura a preto (concentração de opacos pulverulentos), gerando aspecto de fluxo e pontuações geradas por dissoluções de dimensões submilimétricas a milimétricas (Figura 14). A textura associada a essa estruturação é maciça, formada por uma massa de cristais de serpentina, que envolve porfiroclastos irregulares de tremolita, clorita e opacos. Os porfiroclastos apresentam-se na forma de cristais isolados ou em lentes de anfibólio e clorita, com dimensões que podem chegar a ordem de até 5mm de comprimento (Figura 14).

A mineralogia principal da rocha é composta por serpentina (80-97%), minerais opacos (1-10%) e os minerais acessórios são clorita (1-7%), tremolita-actinolita (0-10%), carbonato (0-2%) e traços de olivina.

A serpentina se apresenta na forma de uma massa fina, com porções concentrando fibras, sugerindo ser representada por serpentina.



**Figura 13** –A (//) e B (X) serpentinitos de estrutura isotrópica com textura em treliça desenvolvida sobre um textura pretérita de aspecto plutônico. C (//) e D (X) detalhe da textura em treliça e restos de cristais de olivina. Amostra SSP4-8d.

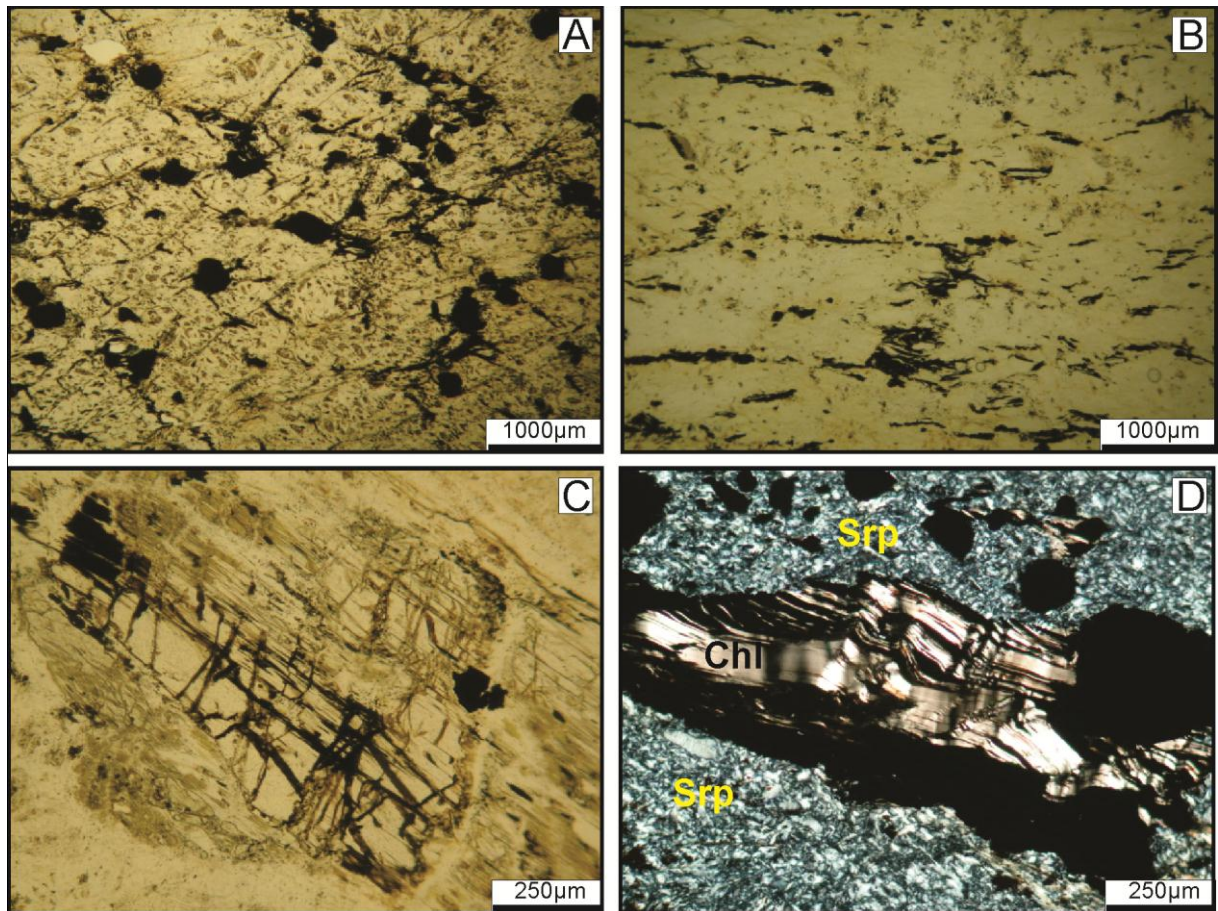


Nos serpentinitos com estrutura milonítica os opacos ocorrem na forma de pequenos cristais irregulares ou formando agregados pulverulentos, arranjados em cordões e listras descontínuas de espessura milimétrica a até pouco mais de 2 mm (Figura 14), e junto aos opacos ocorrem cloritas magnesianas recristalizadas, com orientação de “veio”.

O anfibólio (tremolita) ocorre sob a forma de cristais isolados corroídos, constituindo lentes ou faixas descontínuas, onde está bem orientado. A clorita exibe extinção ondulante e frequente “*kink bands*” e cristais lamelares euédricos a anédricos, também ocorre como palhetas submilimétricas dispersas. O carbonato constitui alguns cristais anédricos, submilimétricos a milimétricos, e pontuações localizadas dispersas por entre a serpentina.

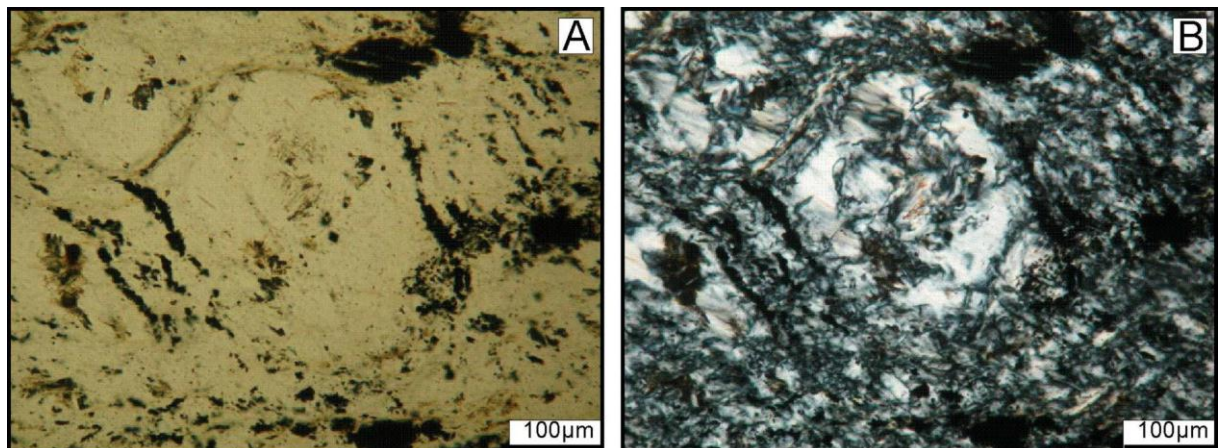


**Figura 14** – A e B) Estrutura foliada e porções anastomosadas nos serpentinitos (//). C) Porfiroclastos de tremolita (//). D) Porfiroclastos de clorita com *kink band* (X). Amostras FM1-69 (A, C e D) e FM1-81.



Os opacos presentes nas rochas de anisotropia leve são anédricos, preenchem fraturas, ocorrem como lentes nos planos de clivagem de clorita e localmente constituem trilhas e filetes irregulares em máculas, sugerindo pseudomorfos de olivina (Figura 15).

**Figura 15** – A (//) e B (X) pseudomorfos de olivina. Amostras FM1-69





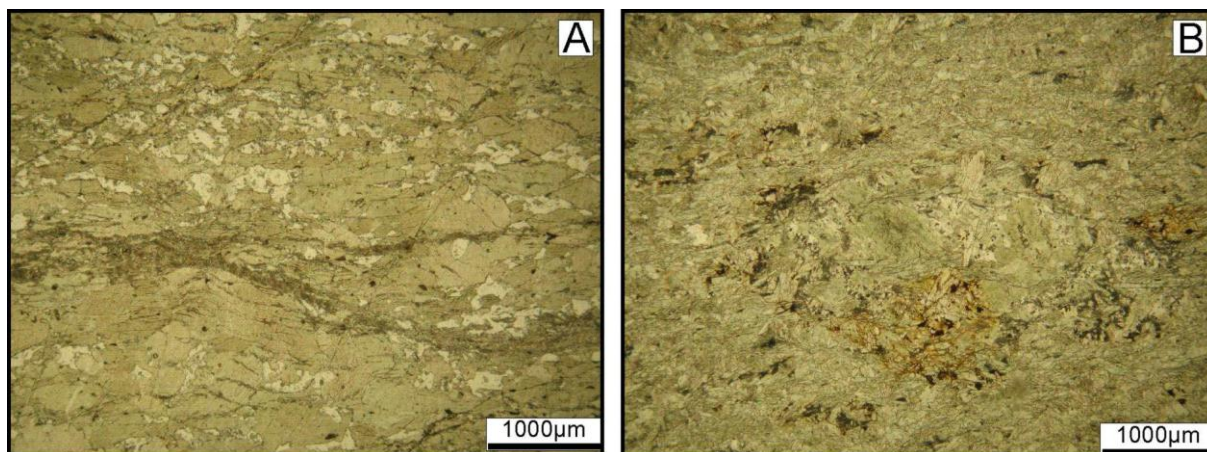
### Anfibólio Xistos

Os anfibólio xistos podem ser divididos em dois grupos, sendo um grupo de composição mais básica, com a mineralogia principal representada por actinolita/ferroactinolita, epidoto e plagioclásio (albita-oligoclásio) e o outro grupo é de composição mais ultrabásica, com a mineralogia principal representada por antofilita e tremolita.

#### *Actinolita/Ferroactinolita xistos*

Os actinolita/ferroactinolita xistos possuem coloração verde a cinza, com textura nematoblástica e granulação fina, sendo a dimensão média dos cristais variando de 0,1 a 0,15 mm. A estruturação dessas rochas varia de um local para outro e podem apresentar orientação milonítica a cataclástica e incipiente dobramento em “*chevron*” ou foliação bem marcada com matriz nematoblástica, com domínios granoblásticos orientados. Nesse caso os cristais podem chegar a 2 mm (Figura 16).

**Figura 16 – A) Actinolita xistos com foliação bem desenvolvida e textura nematoblástica, com porções granoblásticas (//). B) Actinolita/tremolita xistos com estrutura milonítica (//). Amostras SSP4-73 (A) e FM2-119 (B)**

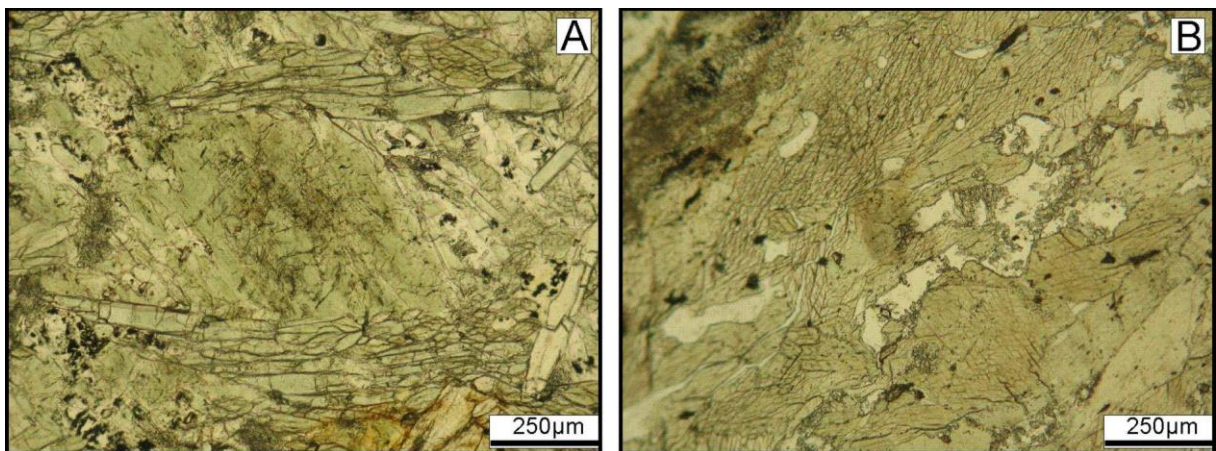


A mineralogia principal dessas rochas é composta por actinolita/ferroactinolita (58-97%), quartzo (0-25%), epidoto (0-7%) e o plagioclásio saussuritizado (0-7%). A titanita (0-1%), feldspato potássico (0-1%) e minerais opacos ( $\pm 2\%$  a traços), aparecem como acessórios.

Os cristais de anfibólio apresentam-se de duas maneiras, em função da rocha analisada. Como cristais anédricos de pleocroísmo nítido a forte (verde-verde pálido) no núcleo e com tonalidades mais fracas nas bordas (verde pálido-incolor), de dimensões variadas, podendo

constituir agregados orientados que formam faixas difusas (Figura 17). A outra forma com a qual os minerais se apresentam são cristais prismáticos subédricos a anédricos, curtos, com fraco pleocroísmo (verde pálido-incolor) (Figura 17). O epidoto se apresenta sob a forma de pequenos cristais que preenchem fraturas, ou estão posicionados intersticialmente aos cristais de anfibólio ou sobre plagioclásio.

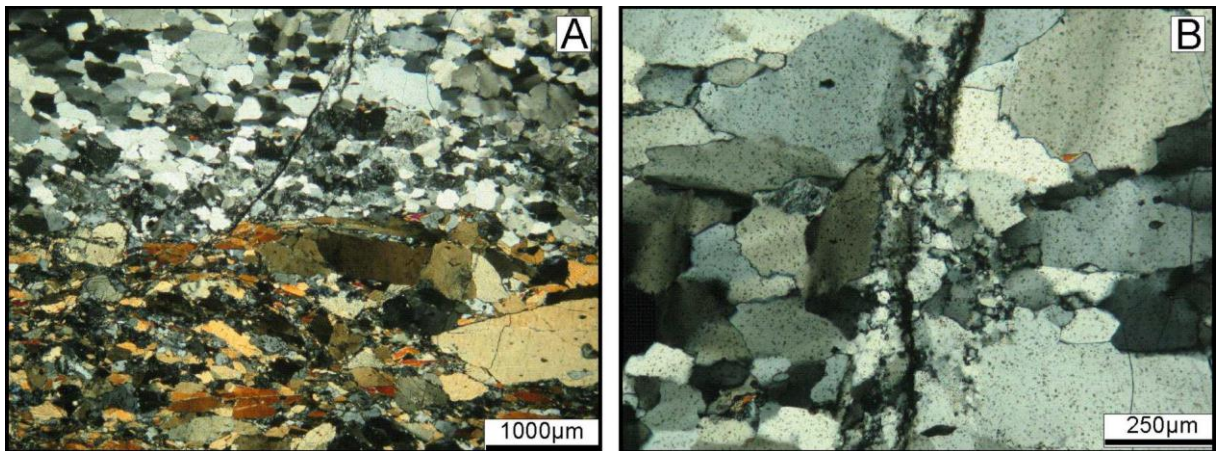
**Figura 17 – A) Cristais de anfibólio que exibem pleocroísmo nítido verde-verde pálido (//). B) Cristais de anfibólio de pleocroísmo mais fraco (//). Amostras FM2-119 (A) e SSP4-73 (B).**



O quartzo ocorre sob a forma de agregados policristalinos orientados em difusas bandas (Figura 16) com minúsculas inclusões fluídas. Também ocorre preenchendo fraturas na forma de cristais de granulação fina e aspecto de *chert* (calcedônia). Nessas porções ocorrem acículas de anfibólio e pontuações de opacos. Em uma das amostras analisadas (SSP4-73) ocorre veio de dimensões milimétricas, em que o quartzo apresenta um padrão de recristalização de baixa temperatura (Figura 18).

Algumas rochas exibem fraturas, onde o quartzo está recristalizado ou esta é preenchida por feldspato potássico em agregado granular. Com este feldspato potássico podem aparecer cristais de sulfeto, com bordas limonitizadas.

**Figura 18 – A) Contato do veio de quartzo recristalizado com a rocha (X). B) Microfratura no veio de quartzo associada à recristalização de baixa temperatura (X). Amostras SSP4-73.**



Também ocorrem actinolita/ferroactinolita xistos mais ricos em plagioclásio. Tais xistos tendem a ter uma coloração mais esverdeada, salpicados por pontuações esverdeadas. A textura varia de acordo com a porção observada da lâmina, sendo que ora a textura nematoblástica predomina, e ora a textura granoblástica decussada predomina (Figura 19). Apresentam uma maior quantidade de albita-oligoclásio sódico (>45%), zoisita-clinozoisita (>10%) e uma menor quantidade de actinolita/ferroactinolita (<40%) em relação aos outros xistos.

O plagioclásio nesse contexto se apresenta como cristais deformados e com extinção ondulante, semelhante ao que ocorre com os grãos de quartzo. A geminação nesses cristais é rara e quando ocorre os cristais são tabulares euédricos a subédricos.

A actinolita/ferroactinolita possui hábito prismático, mais ou menos bem orientado. Apresentam leve pleocroísmo verde-incolor, e possuem núcleos acastanhados, e nítida geminação (Figura 19).

O epidoto se apresenta na forma de cristais subédricos a euédricos, com birrefringência anômala.

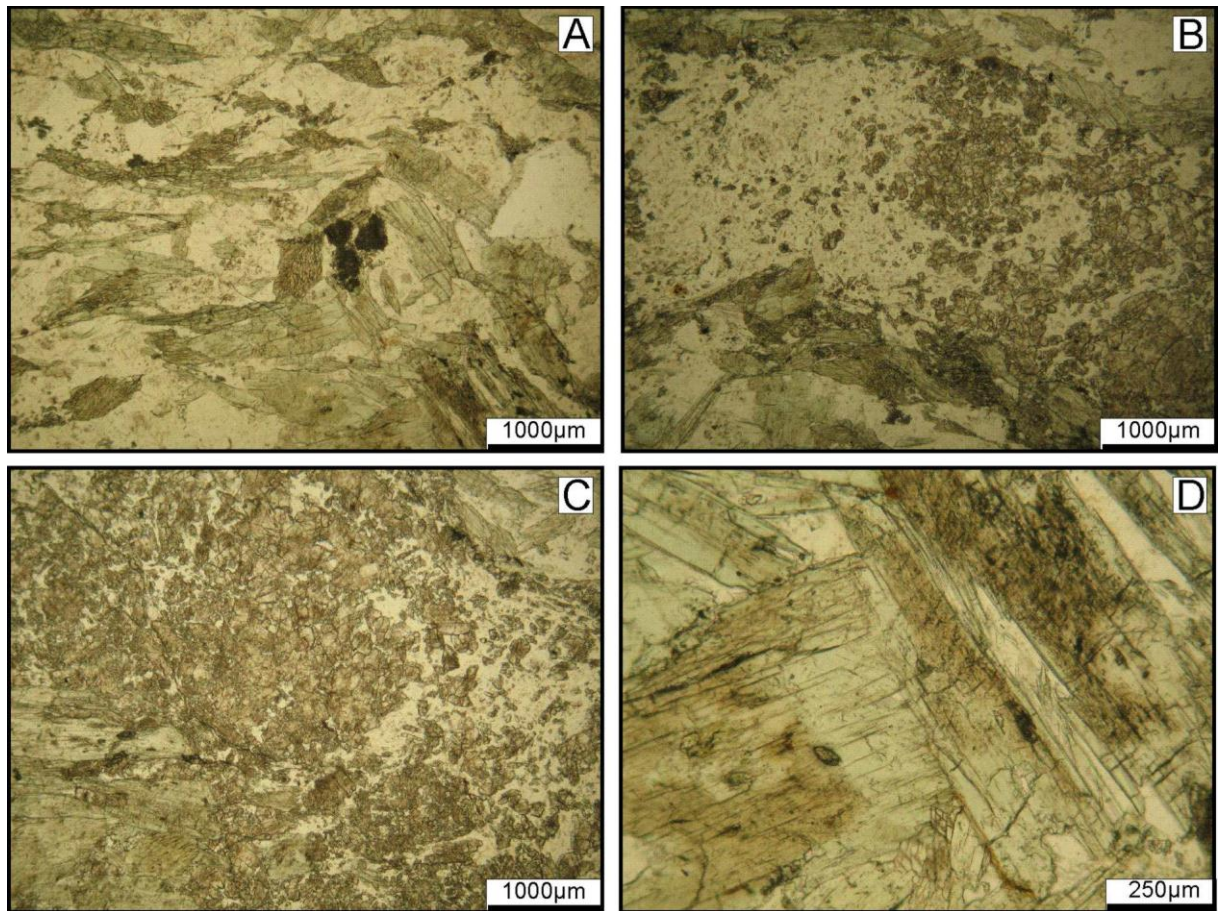
O talco aparece concentrado em faixas/lâminas gerando textura lepidoblástica, aparentando ter se formado a partir do anfibólio. Mostra-se deformado, dobrado, com os demais minerais.

Também foi observada dobra isoclinal com grande espessamento apical, desenhada por anfibólios deformados, quebrados e recristalizados, a dobra é posterior a todos os minerais.

**Figura 19 – Diferentes domínios dos actinolita/ferroactinolita xistos mais ricos em plagioclásio. A) Domínio onde ocorre a textura nematoblástica associada à granoblástica**



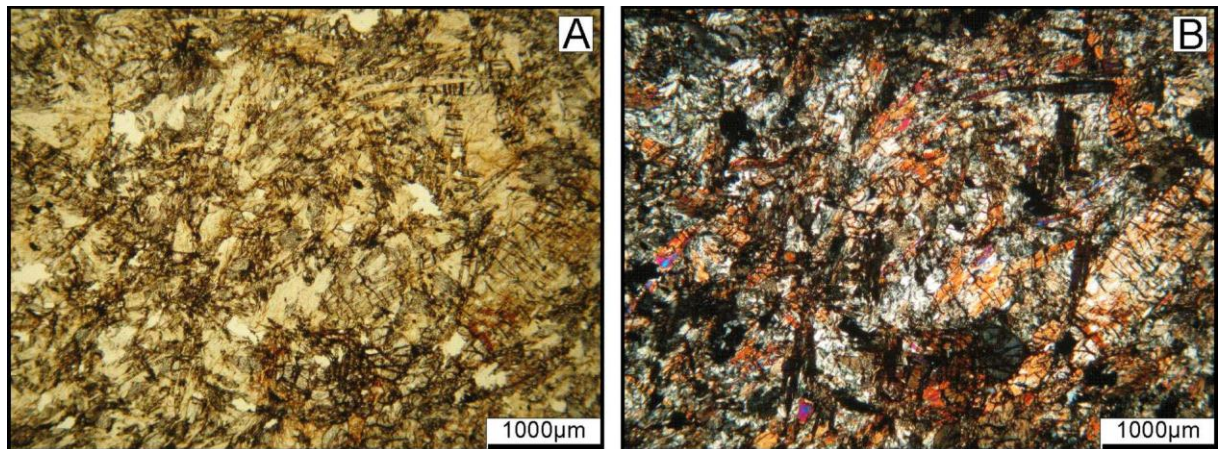
(//). B) Domínio com a textura granoblástica predominando (//). C) Domínio mais rico em epidoto (//). D) Cristais de anfibólio com núcleo acastanhado (//) Amostra SSP1-74.



### *Clorita-Antofilita Xisto*

Os clorita-antofilita xistos são ultramelanocráticos de cor esverdeada, que quando alterados adquirem coloração marrom alaranjado, apresentam estrutura xistosa e textura nematoblástica (Figura 20). A distribuição caótica das fibras orientadas em matriz nematoblástica de clorita gera aspecto de treliça. A granulação é fina e as fibras maiores atingem mais de 5 mm de comprimento. A mineralogia principal é composta por antofilita ( $\pm 50\%$ ) e clorita ( $\pm 47\%$ ) e os opacos ( $\pm 3\%$ ) ocorrem como acessórios. As fibras de antofilita estão dispostas de maneira caótica em matriz de clorita e estão bem fraturadas e com oxidação parcial. Os cristais de clorita constituem agregados entrelaçados dispostos intersticialmente e apresentam granulação fina.

**Figura 20 – A (//) e B (X) clorita-antofilita xisto de textura nematoblástica predominante. Amostras SSP4-16.**



### Clorita Xistos

Os clorita xistos apresentam coloração cinza esverdeada, estrutura xistosa e textura lepidoblástica inequigranular (Figura 21). A granulação dessas rochas é fina e a dimensão média dos cristais varia entre 0,1 a 0,3 mm, os maiores cristais não alcançam 0,5 mm, a não ser alguns agregados de quartzo que atingem 1 mm de comprimento.

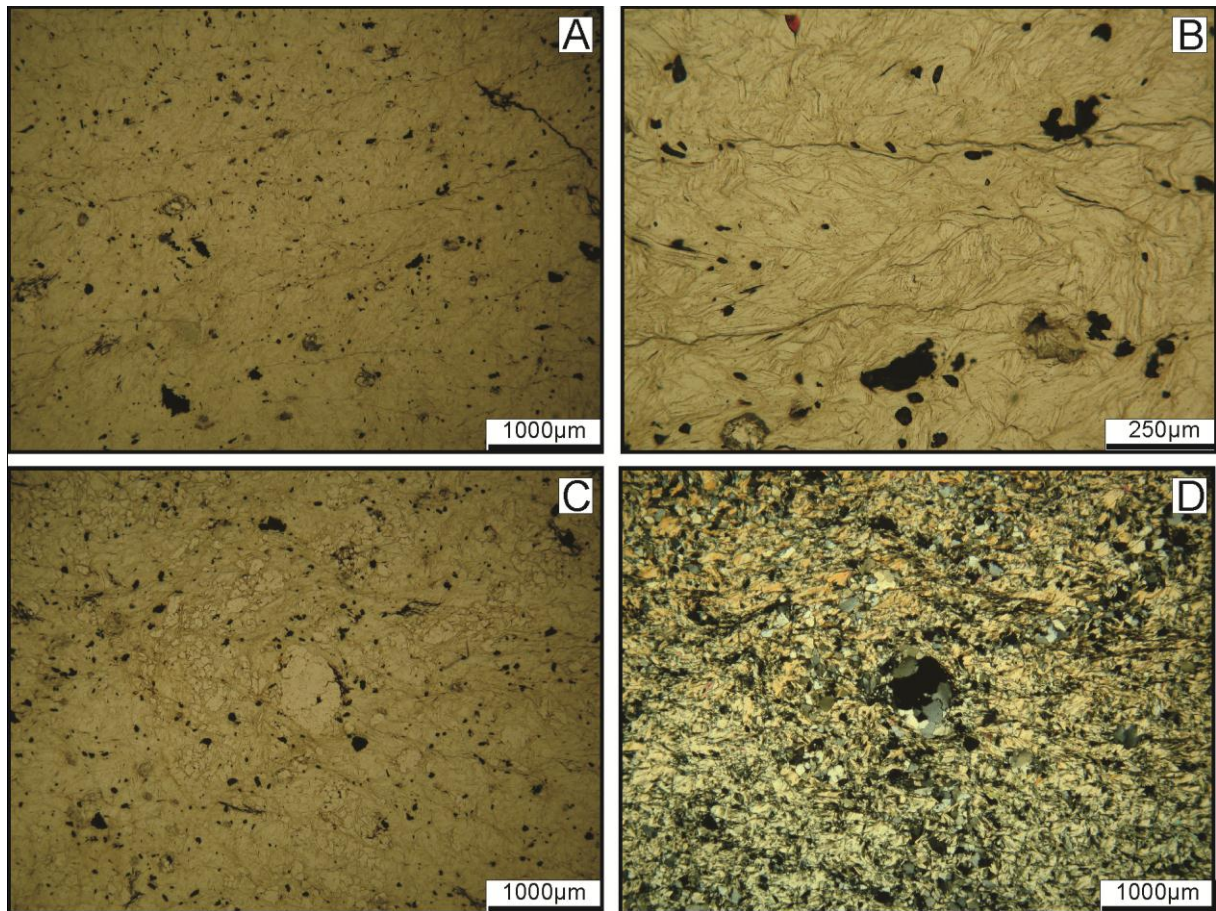
A mineralogia principal é composta por clorita ( $\pm 79\%$ ), quartzo ( $\pm 8\%$ ), talco ( $\pm 6\%$ ), rutilo ( $\pm 5\%$ ), e os minerais acessórios são apatita ( $\pm 1\%$ ) e opacos ( $< 1\%$ ).

Os cristais de clorita são placóides curtos euédricos a anédricos e estão em disposição caótica com palhetas de talco intersticiais, exibem arqueamento, *kink bands* e fragmentação ou neomineralização. A orientação dos cristais marca uma estrutura anisotrópica. Ao longo dessas superfícies ocorrem rotação mecânica de clorita e talco e fragmentação e/ou recristalização e/ou neomineralização, na mesma direção.

O quartzo se apresenta como agregados policristalinos de forma arredondada a ovalados, os cristais apresentam nítida extinção ondulante (Figura 21). Exibe aspecto de ter entrado no sistema e está salpicado por minúsculas inclusões fluídas. O talco constitui palhetas placóides dispersas intersticialmente com clorita, e com mesma deformação da clorita.



**Figura 21 – A) Estrutura xistosa e textura lepidoblástica dos clorita xistos (//). B) Crenulações cortando a foliação principal da rocha. C (//) e D (X) Agregados policristalinos arredondados de quartzo. Amostras SSP1-4b.**



## **Faixa Ofiolítica (FO)**

### ***Anfibolitos***

As rochas máficas da FO são representadas por anfibolitos e por rochas metabásicas de texturas primárias preservadas (metadiabásios). Tais rochas são melanocráticas de coloração verde e a granulação varia de fina a média. Os anfibolitos apresentam estrutura anisotrópica, marcada por bandamento composicional paralelo à foliação principal (Figura 22). A textura é nematoblástica com porções lenticulares granoblásticas. As rochas metabásicas apresentam estrutura isotrópica e textura blastofítica a blastosubofítica (Figura 22). Os dois conjuntos são inequigranulares.

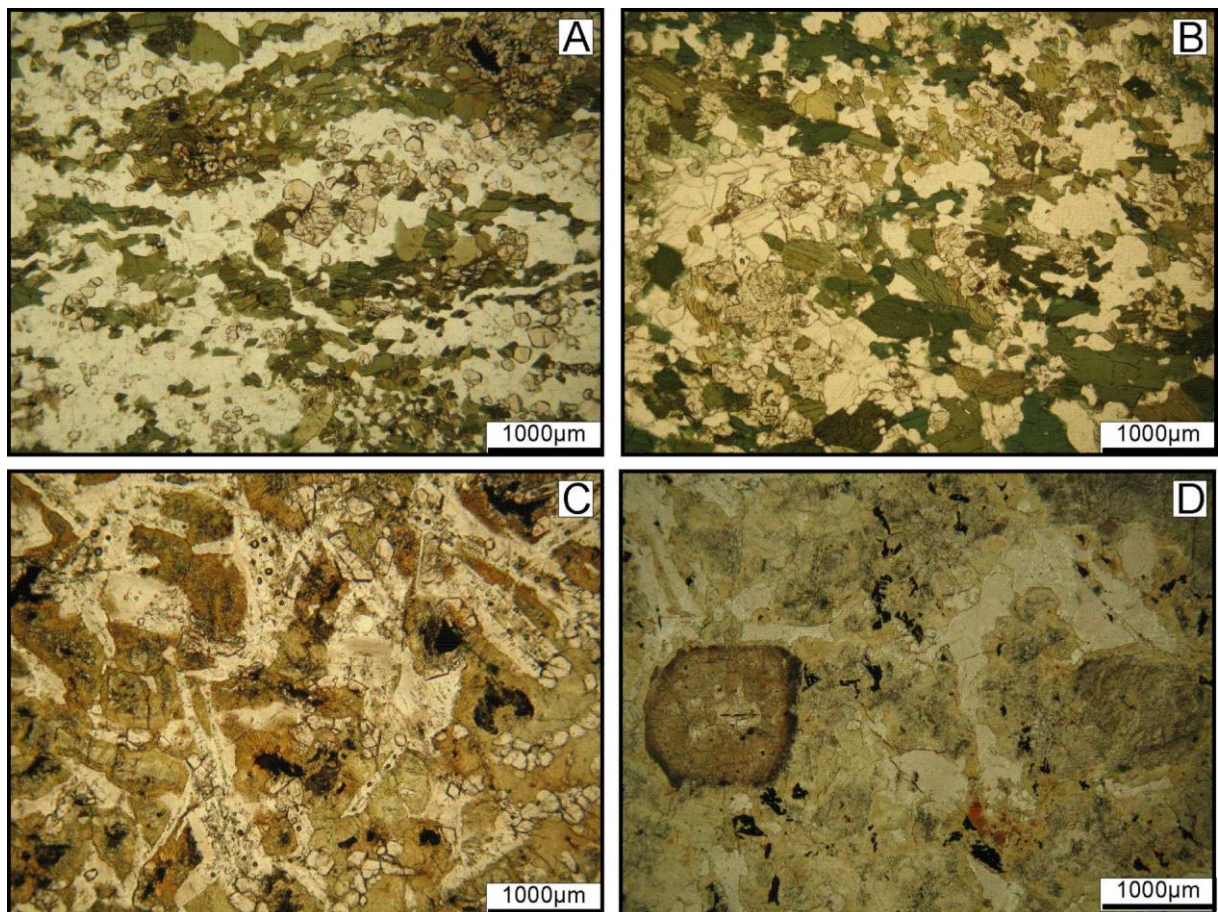
A mineralogia principal dos anfibolitos e das rochas metabásicas é semelhante, salvo os ortopiroxênios que ocorrem apenas nas metabásicas, variando apenas a proporção dos



minerais. Desta maneira, a mineralogia principal é composta por hornblenda (30-55%), plagioclásio (10-40%), clinopiroxênio (8-17%), granada (5-15%), ortopiroxênio (0-7%) e epidoto (0-34%). Os minerais acessórios variam entre os anfibolitos e as metabásicas, podendo ser comuns ou não, chegando em alguns litotipos ser constituinte essencial, e são representados por: titanita (0-5%), minerais opacos (1-5%), carbonatos (1-6%) quartzo (0-10%), escapolita (0-2%), olivina (0-2%), biotita/flogopita (0-2%), cummingtonita (0-2%). Como traços foram observados rutilo, apatita, feldspato potássico e muscovita.

A hornblenda nas rochas metabásicas apresenta-se de duas maneiras, constituindo cristais com pleocroísmo forte (marrom-castanho pálido): quando na forma de cristais prismáticos subédricos a anédricos, apresenta dimensão média da ordem de 100  $\mu\text{m}$ , e quando está na forma de agregados granulares, a dimensão média é da ordem de 20 $\mu\text{m}$  (Figura 23).

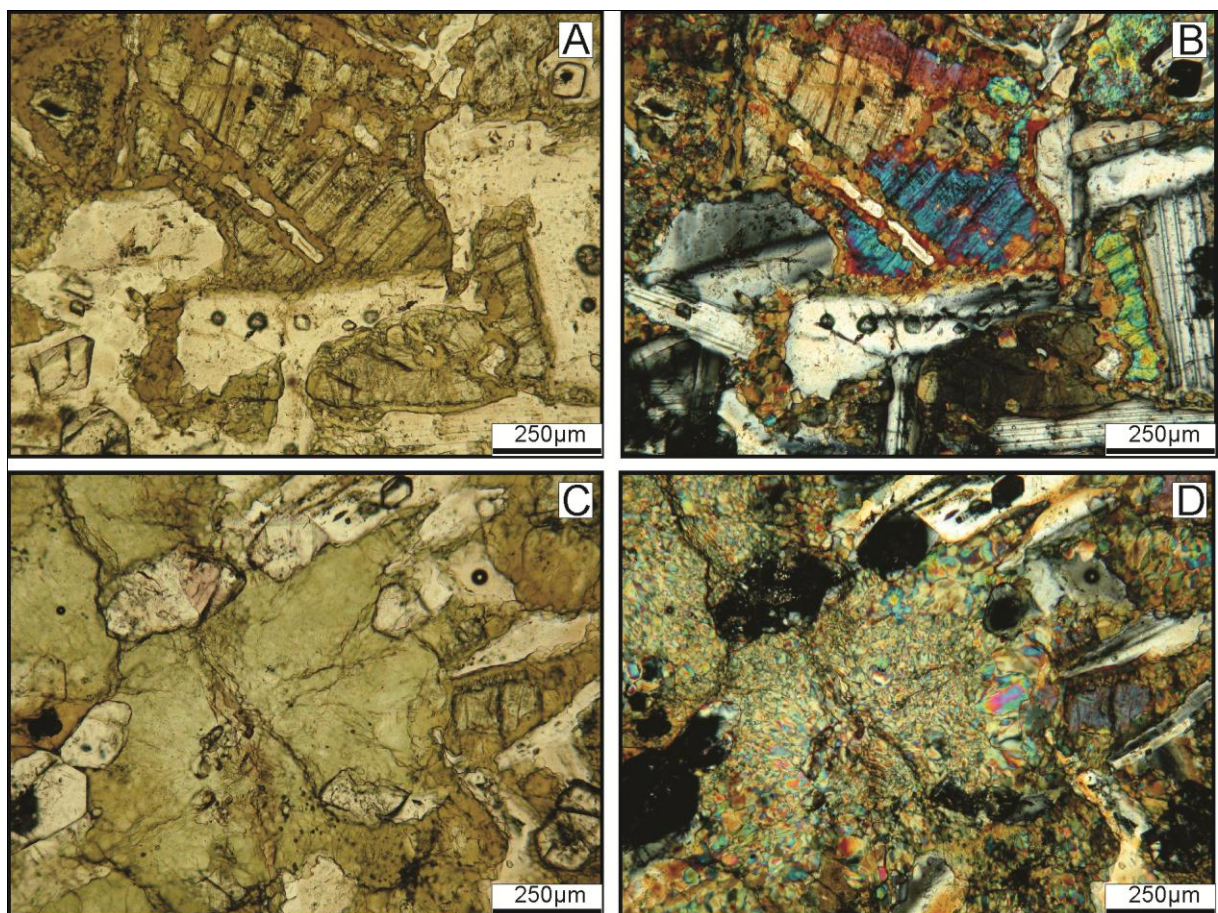
**Figura 22 – A e B) Estrutura típica dos anfibolitos da FO marcada por bandamento composicional paralelo a foliação principal (//). C) Textura blastofítica e estrutura isotrópica dos metabásicas (//). D) Cristal ígneo de piroxênio (//). Amostras JA1-112 (A), JA4-140 (B), Ja.E-12 (C) e JA1-129 (D).**





A outra forma na qual a hornblenda se apresenta é em cristais de pleocroísmo forte (verde pálido-verde e verde amarelado claro-verde oliva) com hábito semelhante ao descrito acima, formando agregados fibro radiais (Figura 23). Ambas as formas se originam a partir da transformação dos piroxênios, podendo substituí-los por completo, além de corroer cristais de plagioclásio. O contato com os cristais de piroxênio e plagioclásio é lobulado, e o contato entre as duas formas é difuso.

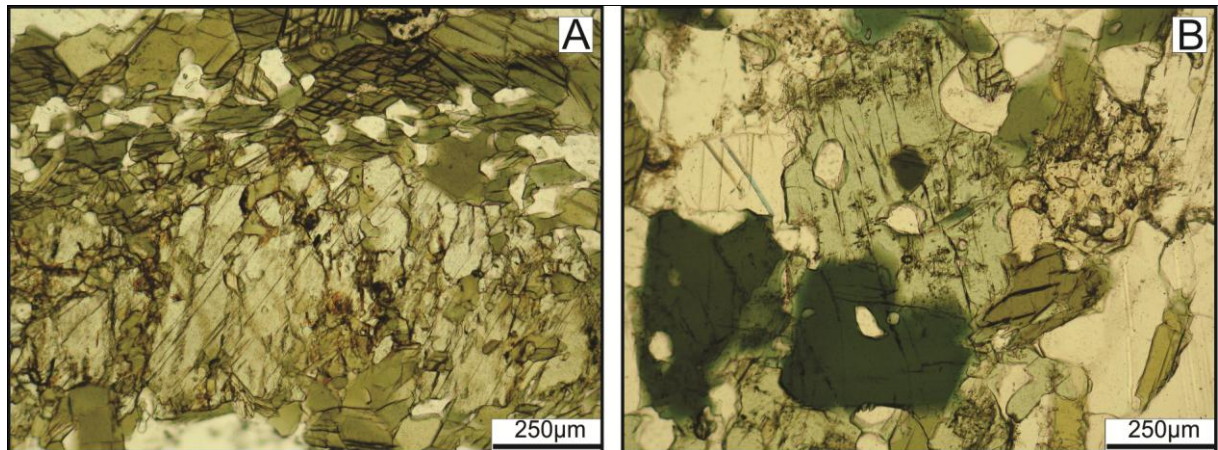
**Figura 23 – A (//) e B (X) cristais de hornblenda castanha em torno de cristais de piroxênio. C (//) e D (X) cristais de hornblenda de coloração verde e orientação fibro radial. Amostra Ja.E-12.**



Os cristais de hornblenda nos anfibolitos apresentam hábito prismático a equidimensional euédrico, forte pleocroísmo (verde amarelado claro-verde oliva) com tonalidade acastanhada em  $\beta$  e substituem o clinopiroxênio (Figura 24). Em algumas rochas o anfibólio é a hornblenda/hastingsita e apresenta-se na forma de cristais poiquiloblásticos envolvendo principalmente titanita e quartzo. Ocorrem cristais de hornblenda de pleocroísmo mais fraco,

que se formam a partir dos piroxênios e da própria hornblenda (Figura 24). Não é raro observar exsoluções entre cummingtonita e hornblenda.

**Figura 24 – A) Cristais de hornblenda verde com pleocroísmo forte e cristais de piroxênio (//). B) Cristais de hornblenda verde pálido de pleocroísmo fraco, em contato com cristais de piroxênio e hornblenda verde escuro de pleocroísmo forte. Amostra JA4-140.**



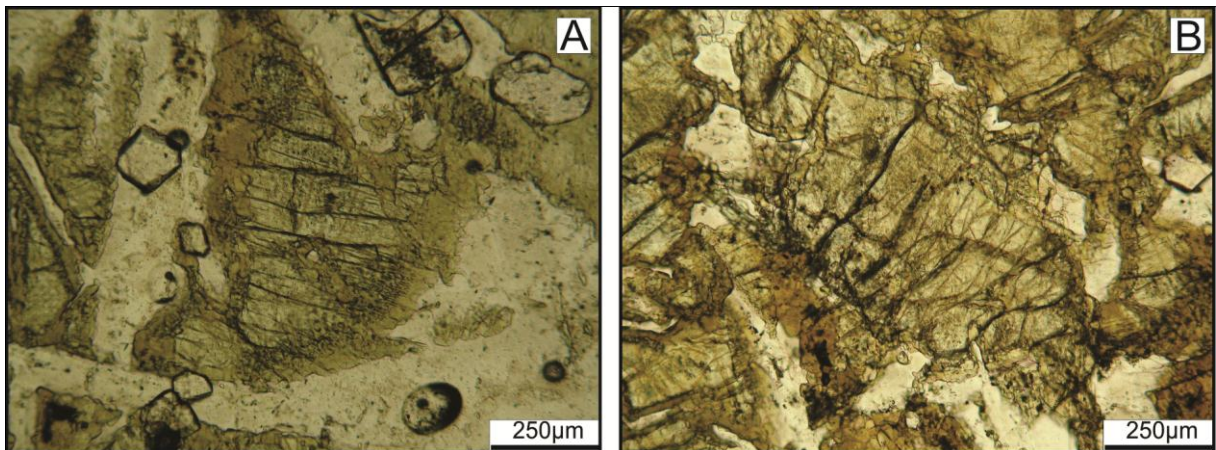
O clinopiroxênio nas rochas metabásicas ocorre sob a forma de cristais prismáticos anédricos a subédricos, sendo a dimensão média dos cristais da ordem de 1 mm, podendo chegar a 3 mm. Apresenta leve pleocroísmo (castanho pálido-incolor), ou coloração esverdeada. A uralitização ocorre em quase todos os cristais e apresenta-se com graus variados, podendo ser incipiente ou total, a ponto dos anfibólios formarem pseudomorfos de clinopiroxênio (Figura 25). Os contatos com os cristais de plagioclásio são poucos, pois a hornblenda tende a se formar entre os dois, e quando ocorrem são retilíneos a lobulados. Foram observados piroxênios zonados (Figura 22).

Nos anfibolitos os cristais de clinopiroxênio são anédricos e constituem os maiores cristais da rocha (Figura 24). Exibem coloração levemente esverdeada que é ressaltada pela uralitização. Em algumas rochas foi possível reconhecer o clinopiroxênio como diopsídio. Os cristais de piroxênio apresentam bordas de reação e transformam-se em anfibólio e epidoto. Os cristais de plagioclásio, nas rochas metabásicas, possuem hábito tabular subédricos. Quando estão no contexto dos anfibolitos organizam-se na forma de lentes descontínuas com cristais exibindo extinção ondulante, arqueamento das lamelas e plano de rompimento, onde ocorre neomineralização ou recristalização, causando a destruição parcial a total da textura magmática primária. A composição dos cristais é de andesina e em alguns casos observa-se leve saussuritização. O contato com outros cristais é sempre lobulado.



Os cristais de granada apresentam forma semelhante nos dois conjuntos de rochas em questão, possuem hábito granular subédricos a euédricos com dimensões médias de 200µm, e ocorrem subordinados aos cristais de plagioclásio. Há indícios de que a granada se formou utilizando o excesso de alumínio e cálcio do plagioclásio e de magnésio, ferro, cálcio e sílica dos cristais de piroxênio.

**Figura 25 – A) Cristais de piroxênio transformando-se em hornblenda (//). B) Cristal de piroxênio com uralitização incipiente (//). Amostras Ja.E-12.**



Os cristais de plagioclásio, nas rochas metabásicas, possuem hábito tabular subédrico. Quando estão no contexto dos anfibólitos organizam-se na forma de lentes descontínuas com cristais exibindo extinção ondulante, arqueamento das lamelas e plano de rompimento, onde ocorre neomineralização ou recristalização, causando a destruição parcial a total da textura magmática primária. A composição dos cristais é de andesina e alguns casos observa-se leve saussuritização. O contato com outros cristais é sempre lobulado.

O ortopiroxênio apresenta-se de duas maneiras: como cristais tabulares e corroídos gerando formas ovaladas, e também como agregados policristalinos sacaroidais arredondados a irregulares, aparentando constituir pseudomorfos de olivina.

O epidoto predomina sob a forma de agregados, as vezes como cristais isolados, e exibe textura poiquiloblástica localizada. Cresce sobre anfibólios e piroxênios, sendo que em geral quando em contato com o anfibólio, apresenta cores mais claras em relação aos intimamente associados a anfibólios e piroxênios.

A titanita quando presente na rocha constitui agregados alongados, constituídos por cristais granulares nos leitos ricos em máficos e, com frequência, envolve mineral opaco (ilmenita) e o rutilo. O quartzo ocorre de maneira localizada, associado ao plagioclásio, como cristais

anédricos ricos em minúsculas inclusões fluidas. A escapolita foi observada nos anfíbolitos, e ocorre sob a forma de alguns cristais anédricos que apresenta transformação parcial e aspecto fibroso.

A olivina foi observada apenas na forma de um cristal irregular com cerca de 2 mm de comprimento mostrando substituição por hiperstênio nas bordas, que forma coroas com disposição radial a granular. A biotita/flogopita associa-se ao anfíbólio e é normalmente anédrico e possui cores laranja avermelhado.

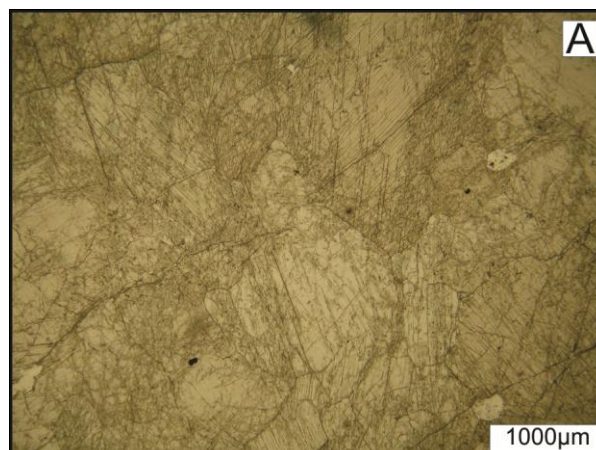
### ***Rochas Ultramáficas***

As rochas ultramáficas da Faixa Ofiolítica são representadas por clinopiroxenitos, anfíbólios xistos, rochas calciossilicáticas e metaperidotitos.

#### *Clinopiroxenitos*

Os clinopiroxenitos são ultramelanocráticos, possuem coloração verde clara e granulação serial variando de média a grossa. A estrutura é maciça e a textura é decussada inequigranular (Figura 26). Tais rochas são constituídas por mais de 95% de diopsídio, mais de 4% de anfíbólio e traços de epidoto e opacos. O diopsídio constitui cristais prismáticos a equidimensionais euédricos, em geral estão justapostos, são quase incolores e podem exibir transformação para anfíbólio. O anfíbólio ocorre sob a forma de manchas no interior do piroxênio e raros cristais de aspecto fibroso nas bordas desse. Os opacos são raros e minúsculos, como também aparenta ser o caso do epidoto.

**Figura 26 – Estrutura isotrópica e textura decussada dos clinopiroxenitos (//). Amostra JA3-13.**





## Anfibólio Xisto

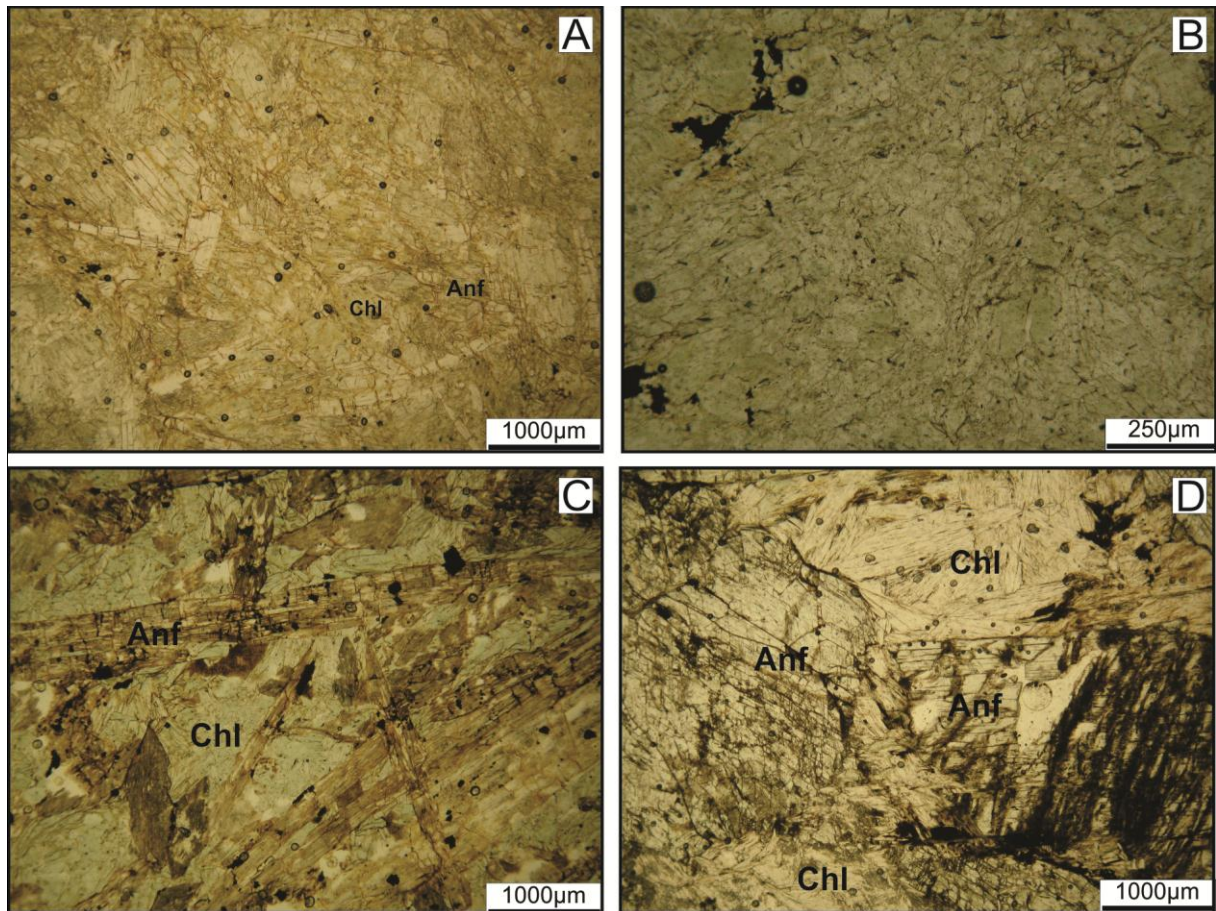
### *Antofilita-Tremolita Xistos*

Os antofilita-tremolita xistos apresentam cor cinza esverdeada clara a escuro, podendo ocorrer manchas de coloração ocre, devido à alteração. A granulação varia de fina a média (0,4 mm a 3 mm). A estruturação dessas rochas varia de leve a fortemente anisotrópica constituindo tectonito (L a L-S), em uma das amostras foi observado o ápice de uma dobra com forte crenulação, sendo a lineação mineral paralela ao eixo das crenulações (Figura 27). A textura predominante é nematoblástica inequigranular. O aumento de clorita na mineralogia acompanha o aumento da anisotropia e a textura lepidoblástica torna-se mais evidente (Figura 27).

A mineralogia principal dessas rochas é composta por anfibólio (30-87%) e clorita (45-70%), os minerais acessórios são opacos (1-3%), talco (3-5%), hidróxido de ferro (0-5%), estilpnomelano (0-5%). A flogopita e o rutilo se apresentam na forma de traços.

Os anfibólios apresentam-se como cristais prismáticos a aciculares subédricos, alguns mostram leve pleocroísmo (verde pálido-incolor) e constituem os maiores cristais. Em algumas rochas observam-se cristais deformados com *kink*, arqueamento e com extinção ondulante, podem ocorrer, também, fraturas perpendiculares à direção de maior alongação e preenchimento das mesmas por goethita. É comum observar anfibólios que se transformam para talco (Figura 28) e em algumas rochas a substituição é total. Também ocorre cummingtonita na forma de “exsoluções”, ou intercrescimento na antofilita e na tremolita e vice-versa (Figura 28), e a transformação de antofilita em clinoanfibólio.

**Figura 27 – A e B) Antofilita-tremolita xistos com mais clorita aumentando a anisotropia da rocha (//). C e D) Antofilita-tremolita xistos com anisotropia leve (//). Amostras Am-6 (A e B), Ja.E-15 (C e D).**



A distinção entre tremolita e antofilita para quantificação das duas fases não é precisa, pois a tremolita em cortes perpendiculares ao eixo b possui extinção paralela e nem sempre é possível determinar através do relevo ou de outra propriedade óptica um determinado cristal.

A clorita ocorre sob a forma de palhetas intersticiais, em geral bem formadas, e localmente dobradas. Também pode ocorrer intersticialmente e sob a forma de cristais bem desenvolvidos ou como agregados de cristais tabulares curtos e fibrosos. Em algumas lâminas observou-se que a clorita envolve os anfíbólios e os mesmos alteraram-se para clorita.

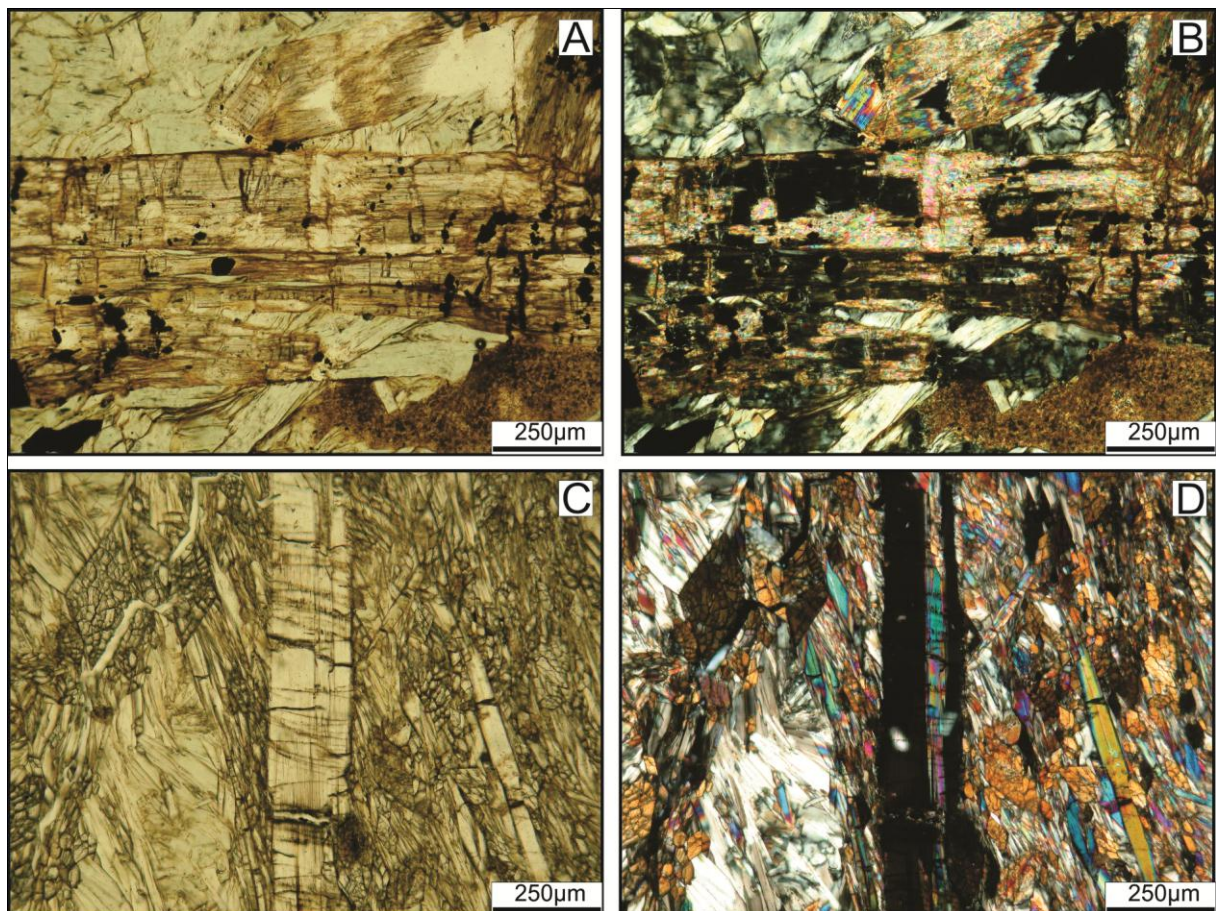
Os opacos constituem pontuações terrosas e pequenos cristais irregulares dispersos. A flogopita foi observada sob a forma de um cristal parcialmente cloritizado.

O talco apresenta-se na forma de massas de cristais anédricos a subédricos, sendo a dimensão dos cristais inferior a 0,2 mm. Ocorre associado aos anfíbólios, de preferência nas discontinuidades dos cristais (fraturas, clivagens, etc.). O talco pode ser um produto da transformação dos cristais de anfíbólio.



Completando a mineralogia apresentada na seção delgada ocorre goethita na forma de cristais de coloração marrom alaranjada e constitui trilhas de padrão anastomosado e preenche os interstícios e fraturas dos anfibólios. Em algumas porções, surge como minúsculas películas sobre os anfibólios. A rocha apresenta coloração castanha clara, sugerindo percolação de ferro.

**Figura 28 – A (//) e B (X) Talco formado a partir dos cristais de antofilita. C (//) e D (X) exsolução de cummingtonita em antofilita. Amostras Ja.E-15b (A e B), JA3-111 (C e D).**



### *Actinolita Xistos*

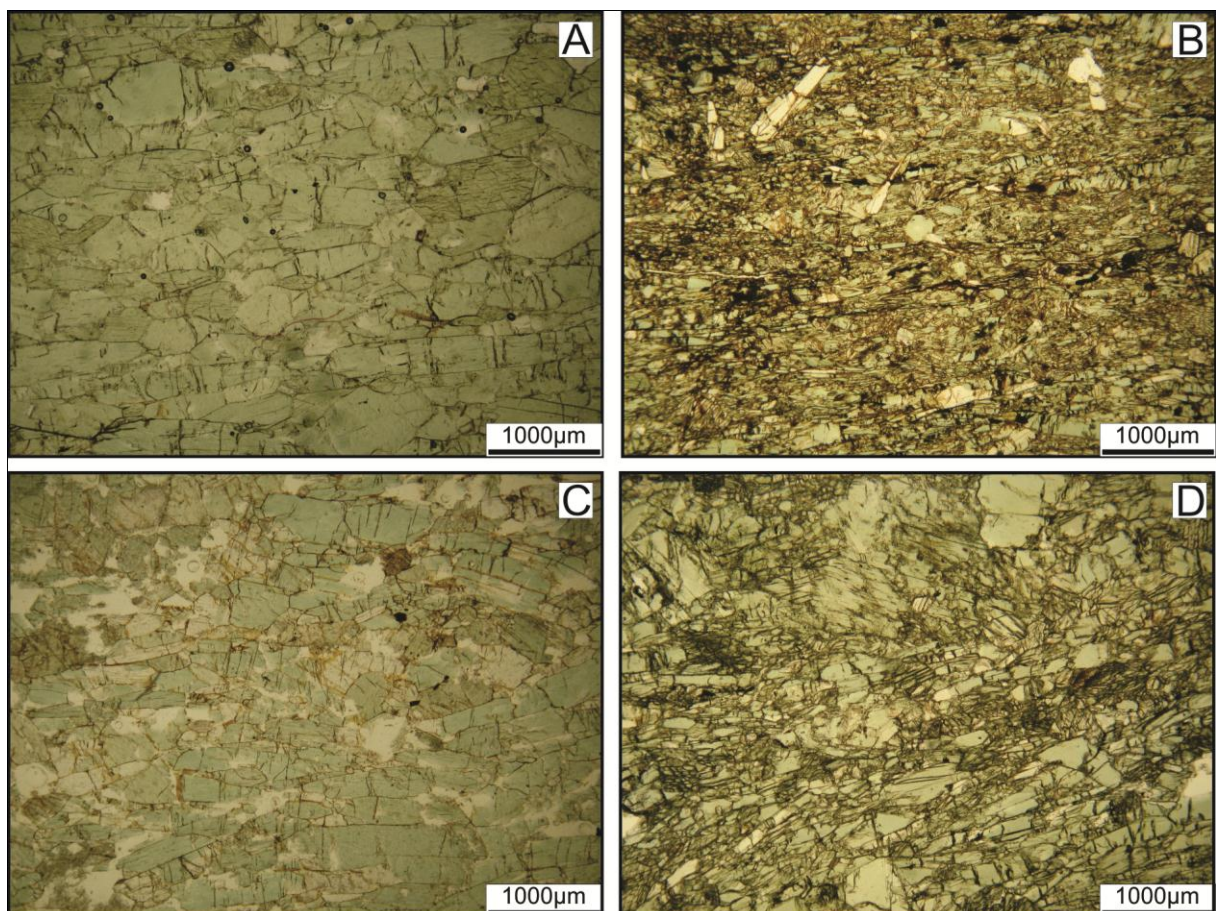
Os actinolita xistos possuem coloração cinza esverdeada, com estruturas variadas, podendo ter anisotropia leve, ou, uma lineação bem desenvolvida, e a textura é nematoblástica inequigranular (Figura 29). A granulação varia de fina a média, sendo que a dimensão média dos cristais é inferior a 1,5 mm e os maiores cristais alcançam 4 mm.



A mineralogia principal da rocha é constituída por actinolita (90-99%). Os minerais acessórios podem ser clorita (0-8%), quartzo (0-3%) e opacos (1-3%), o rutilo e apatita ocorrem como traços.

Os cristais de anfibólio são prismáticos, subédricos a euédricos, as vezes com hábito fibroso devido à geminação de repetição paralela a alongação, e aspecto fusiforme. Exibem fraco pleocroísmo (verde pálido-incolor) e partição basal, que às vezes é intensa. O anfibólio aparenta ser actinolita, mas pode ter deficiência em cálcio configurando mineral do grupo cummingtonita ou clinogedrita. Em algumas fraturas desses cristais há a presença de material fibroso de coloração castanha.

**Figura 29 – Variação da textura, estrutura e granulação dos actinolita xistos. A) Lineação bem desenvolvida, textura nematoblástica e granulação média (//). B) Lineação não tão desenvolvida, textura nematoblástica e granulação fina (//). C) Textura nematoblástica com domínios restritos de textura granoblástica e lineação bem desenvolvida (//). D) Textura nematoblástica com lineação menos desenvolvida (//). Ja.E-13 (A e C), JA3-149 (B) e JA5-157 (D).**



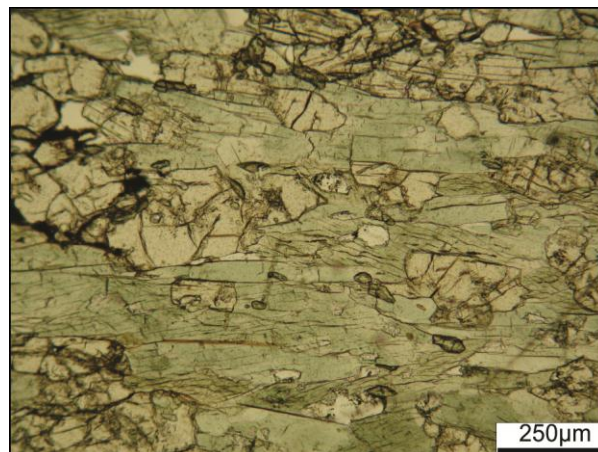
O rutilo ocorre sob a forma de minúsculos cristais de cor amarela alaranjado, anédricos a subédricos. O quartzo ocorre como cristais anédricos dispostos intersticialmente aos cristais de actinolita, a clorita se dispõe da mesma maneira em relação aos anfibólios e possui coloração esverdeada.

#### *Clinzoisita-Anfibólio Xistos*

Os litotipos em questão apresentam coloração verde escuro, melanocrática a ultramelanocrática, com granulação fina e cristais de dimensões médias na ordem de 0,2 mm, os maiores cristais raramente ultrapassam 2 mm. A estrutura é anisotrópica marcada por forte foliação, laminada (Figura 30) com xistosidade dobrada, a textura é nematoblástica dobrada em “chevron”.

A mineralogia principal é composta por anfibólio ( $\pm 55\%$ ) e clinzoisita ( $\pm 33\%$ ), os minerais acessórios são plagioclásio ( $\pm 5\%$ ), quartzo ( $\pm 5\%$ ) e titanita ( $\pm 1\%$ ). Clorita e apatita são traços.

**Figura 30 – Estrutura foliada e textura nematoblástica dos clinzoisita-anfibólio xistos (//). Amostra JA2-106.**



Os cristais de anfibólio exibem pleocroísmo leve sugerindo ter composição entre hornblenda e ferro actinolita, sendo alongados prismáticos e bem orientados, quando associados ao epidoto, cristais tabulares a granulares dispostos intersticialmente ou em cristais paralelos, gerando anisotropia forte. Essas relações de contato podem sugerir equilíbrio, dificultando determinar o sentido da reação. Todavia, como aparecem remobilizados ricos em quartzo com plagioclásio mais ácido (albita?), o epidoto deve ser posterior, gerado por retrometamorfismo sin-tectônico.

Os cristais de clinozoisita exibem birrefringência anômala baixa a moderada. Os cristais de quartzo são anédricos, pequenos, de contorno lobulado a serrilhado e extinção ondulante ausente a leve em alguns casos, e possuem inclusões fluidas.

Os cristais de plagioclásio que estão entre os de anfibólios são levemente caulinizados e exibem composição de andesina a oligoclásio. Os cristais associados ao quartzo apresentam composição entre albita e oligoclásio. A titanita constitui pequenos cristais, com geminação polissintética em alguns casos, é subédrico na maioria dos casos e está orientada, formando trilhas.

### Rochas Calciossilicáticas

Foram reconhecidas duas rochas que podem ser classificadas como calciossilicáticas, anfibólio-plagioclásio *fels* e plagioclásio-anfibólio-clinopiroxênio *fels*.

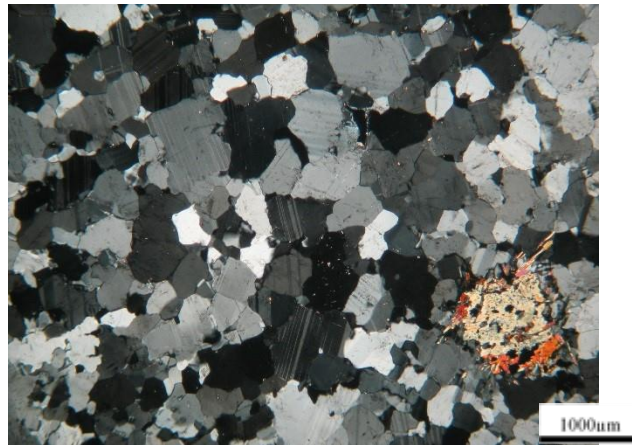
O anfibólio-plagioclásio *fels* apresenta estrutura isotrópica e textura porfiroblástica com matriz em mosaico (Figura 31). A granulação da rocha é grossa, sendo que os cristais de clinopiroxênio e titanita atingem mais de 6 mm de comprimento e a granulação média da matriz é da ordem de 4 mm.

A mineralogia principal é constituída por plagioclásio (70%), clinopiroxênio e anfibólio (20%), titanita (5%) e microclínio (5%). O epidoto aparece como traços.

O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais poligonais, sendo rara a geminação, que quando ocorre é difusa, a composição média dos cristais é An 30. Os grãos maiores são irregulares e antipertíticos e evidenciam recristalização com a liberação das inclusões do feldspato potássico, que passam a ficar intersticiais e em equilíbrio com o plagioclásio. Não é raro observar nas bordas dos cristais de plagioclásio mais sódico, albita ou oligoclásio intermediário, sendo que também nos limites dos cristais recristalizados aparece birrefringência mais alta, no caso indicando bordas mais sódicas.

O microclínio exibe geminação em grade e é intersticial, em equilíbrio com o plagioclásio. O clinopiroxênio exibe formas irregulares e forte transformação para anfibólio (hornblenda) gerando aspecto poiquiloblástico. A titanita chega a constituir cristais subédricos a euédricos de até 0,65 mm na lâmina. O epidoto é irregular a esquelético tendendo a esquelético.

**Figura 31 – Estrutura isotrópica e textura granoblástica dos anfibólio-plagioclásio fels (//). Amostras JA2-35.**



O plagioclásio-anfibólio-clinopiroxênio *fels* apresenta coloração verde com estrutura isotrópica e textura inequigranular poligonal a lobulado, com aspectos gerais poiquiloblásticos a decussadas (Figura 28). A granulação média dos cristais é da ordem de 0,6 mm e os maiores cristais atingem 8 mm.

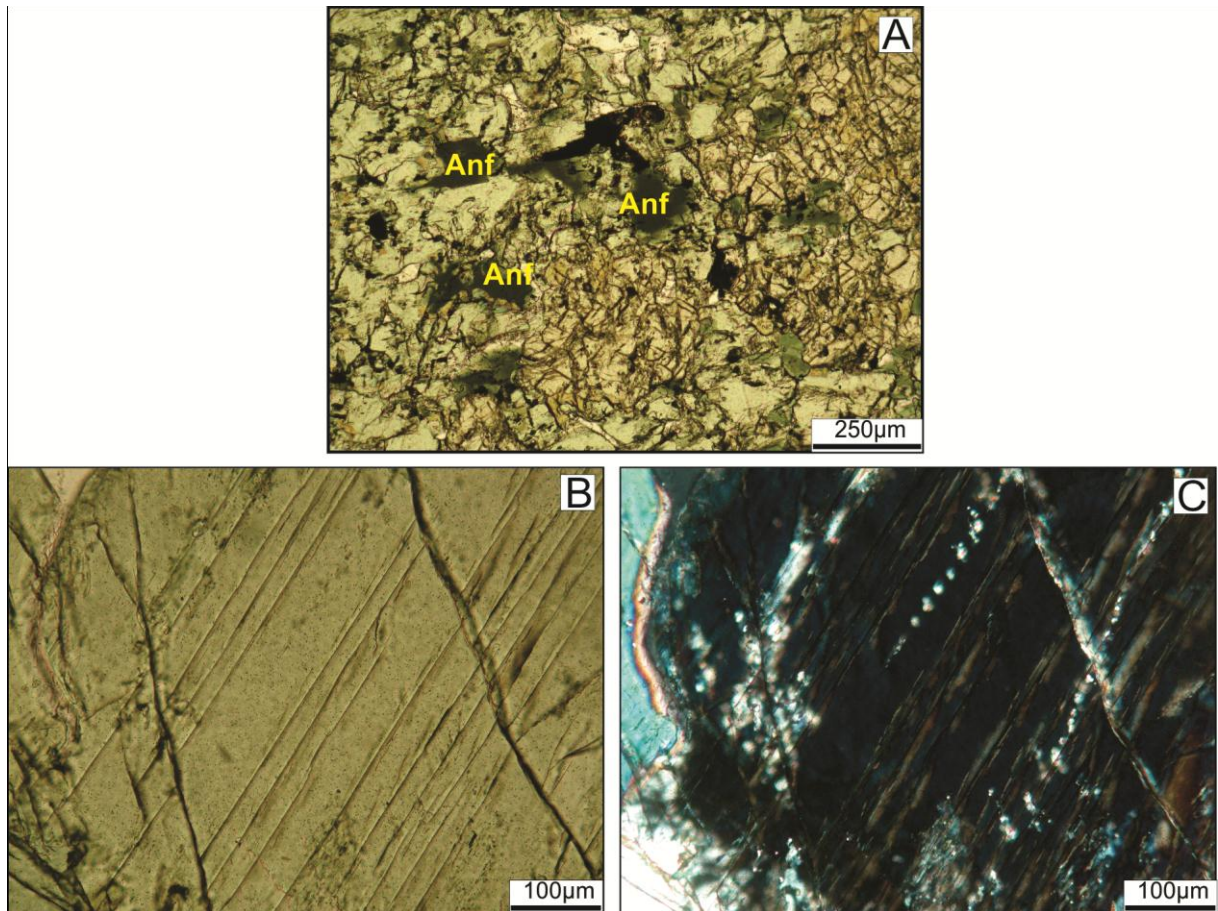
A mineralogia principal é composta por clinopiroxênio ( $\pm 77\%$ ), anfibólio ( $\pm 10\%$ ), andesina ( $\pm 10\%$ ). Os minerais acessórios são titanita ( $\pm 2\%$ ), opacos ( $\pm 1\%$ ). Apatita e quartzo ocorrem como traços.

O plagioclásio-anfibólio-clinopiroxênio *fels* é constituído por clinopiroxênio de coloração verde e pleocroísmo nítido (verde claro a castanho amarelado claro) indicando ser ferrosalita ou mesmo hedenberguita, cabendo ressaltar que alguns cristais exibem geminação de repetição ou exsolução lamelar de ortopiroxênio (Figura 32). Os contatos são retos (poligonais) a lobulados, e os aspectos poiquiloblástico ressaltados por transformações são frequentes. Nesse contexto aparecem manchas escuras irregulares de anfibólios (Figura 28), plagioclásio e titanita.

O anfibólio (hornblenda) constitui cristais irregulares “inclusos” no piroxênio, do qual se originou. Os cristais de plagioclásio exibem ou não geminação nítida, formas anédricas, localmente com perfeitas texturas de equilíbrio entre si e dispõem-se intersticialmente ao piroxênio. A titanita ocorre como cristais pequenos a médios, subédricos a euédricos, às vezes com nítida geminação polissintética. Os opacos são anédricos, de dimensões bem reduzidas. A apatita constitui alguns cristais arredondados e o quartzo é raro, aparecendo como “inclusões” no piroxênio.



**Figura 32 – A) Estrutura isotrópica e textura inequigranular poligonal a lobulada (//). B (//) e C (X) lamelas de exsolução em piroxênio. Amostras JA3-33**



Os anfibólios (hornblenda) constituem cristais irregulares “inclusos” no piroxênio, do qual se originou. Os cristais de plagioclásio exibem ou não geminação nítida, formas anédricas, localmente com perfeitas texturas de equilíbrio entre si e dispõem-se intersticialmente ao piroxênio. A titanita ocorre como cristais pequenos a médios, subédricos a euédricos, às vezes com nítida geminação polissintética. Os opacos são anédricos, de dimensões bem reduzidas. A apatita constitui alguns cristais arredondados e o quartzo é raro, aparecendo como “inclusões” no piroxênio.

#### Clorita-Talco-Antigorita Fels com Olivina

Rocha de cor cinza esverdeada, de estrutura compacta com leve orientação, a textura é granoblástica intercrescida com textura lepidoblástica, inequigranular e granoblástica. A granulação é média, sendo que a dimensão dos cristais varia de microcristalina (agregados microcristalinos configurando pseudomorfos) e restos de cristais primários com até 1,5 mm



de comprimento. Através dos pseudomorfos pode-se inferir um protolito de granulação média, com cristais com dimensões superiores 1,5 mm (Figura 33).

A mineralogia principal da rocha é composta por talco ( $\pm 35\%$ ), antigorita ( $\pm 35\%$ ), clorita ( $\pm 20\%$ ). Os minerais acessórios são, olivina ( $\pm 2\%$ ), tremolita ( $\pm 2\%$ ), carbonato ( $\pm 4\%$ ) e opacos ( $\pm 2\%$ ).

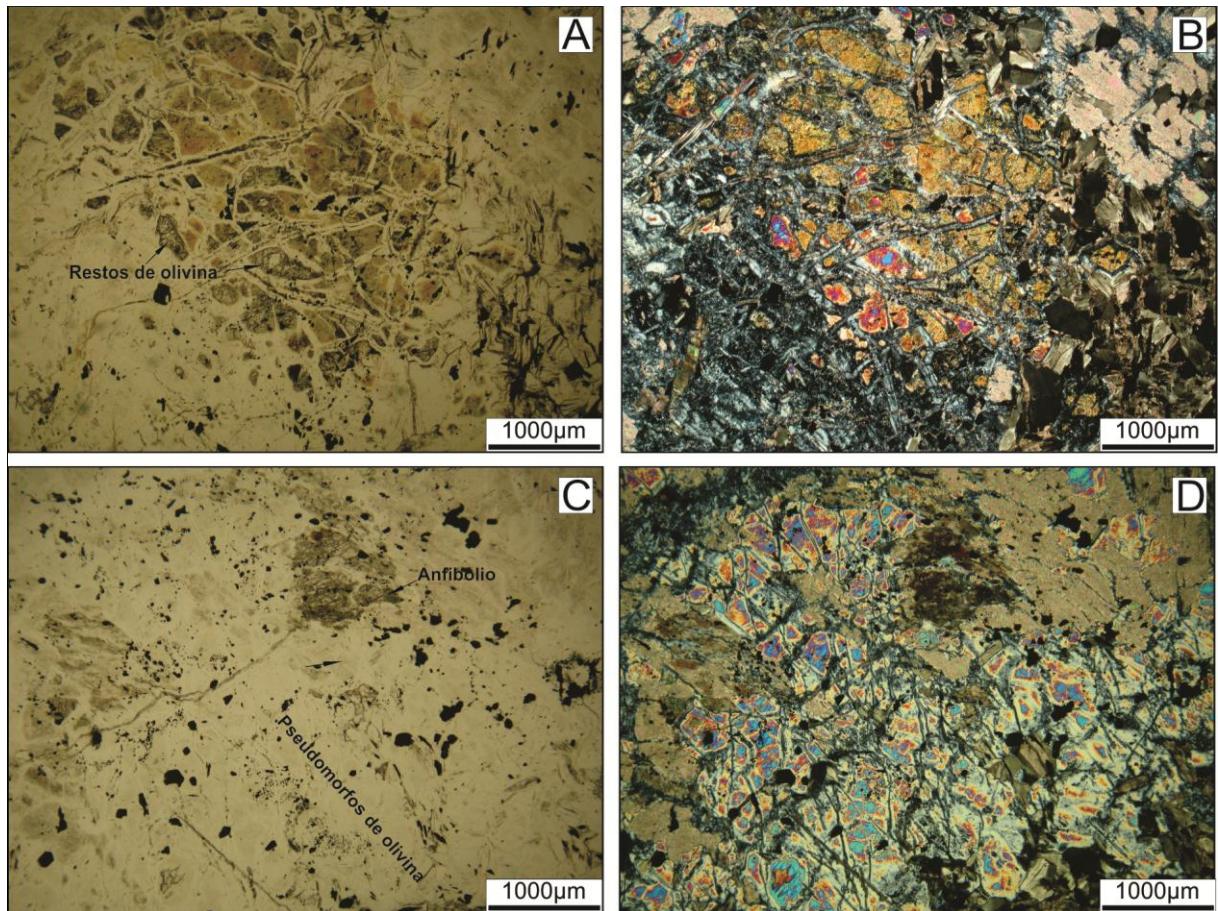
O talco se organiza na forma de massas finas de cristais anédricos fibrosos e, com frequência, são bordejados por antigorita na forma de filetes aparentando ter uma substituição do talco por antigorita. O talco aparenta provir do anfibólio (tremolita e ou antofilita)

A antigorita aparece na forma de pequenos a minúsculos cristais anédricos, em massas engrenadas dispostas em manchas ou domínios reticulados irregulares, podendo substituir olivina.

A clorita constitui cristais placóides, em geral, submilimétricos, retangulares curtos, concentrados em difusos domínios. Exibe extinção ondulante e *kink bands*. A olivina (forsterita) ocorre como restos de cristais anédricos fraturados como ilhas na serpentina. O anfibólio (tremolita) ocorre de maneira semelhante a olivina, mas ligado à transformação para talco, e alguns cristais possuem extinção reta, sugerindo a possibilidade de ter também antofilita.

O carbonato é magnésiano e constitui cristais anédricos, que aparentam ser tardios ao processo de geração da rocha. Os opacos constituem cristais irregulares, dispersos pela lâmina.

**Figura 33 – A (//) e B (X) restos de cristais de olivina. C (//) e D (X) pseudomorfos de olivina e restos de cristais de anfibólio. Amostras JA5-151a (A e B) e JA5-151b (C e D).**



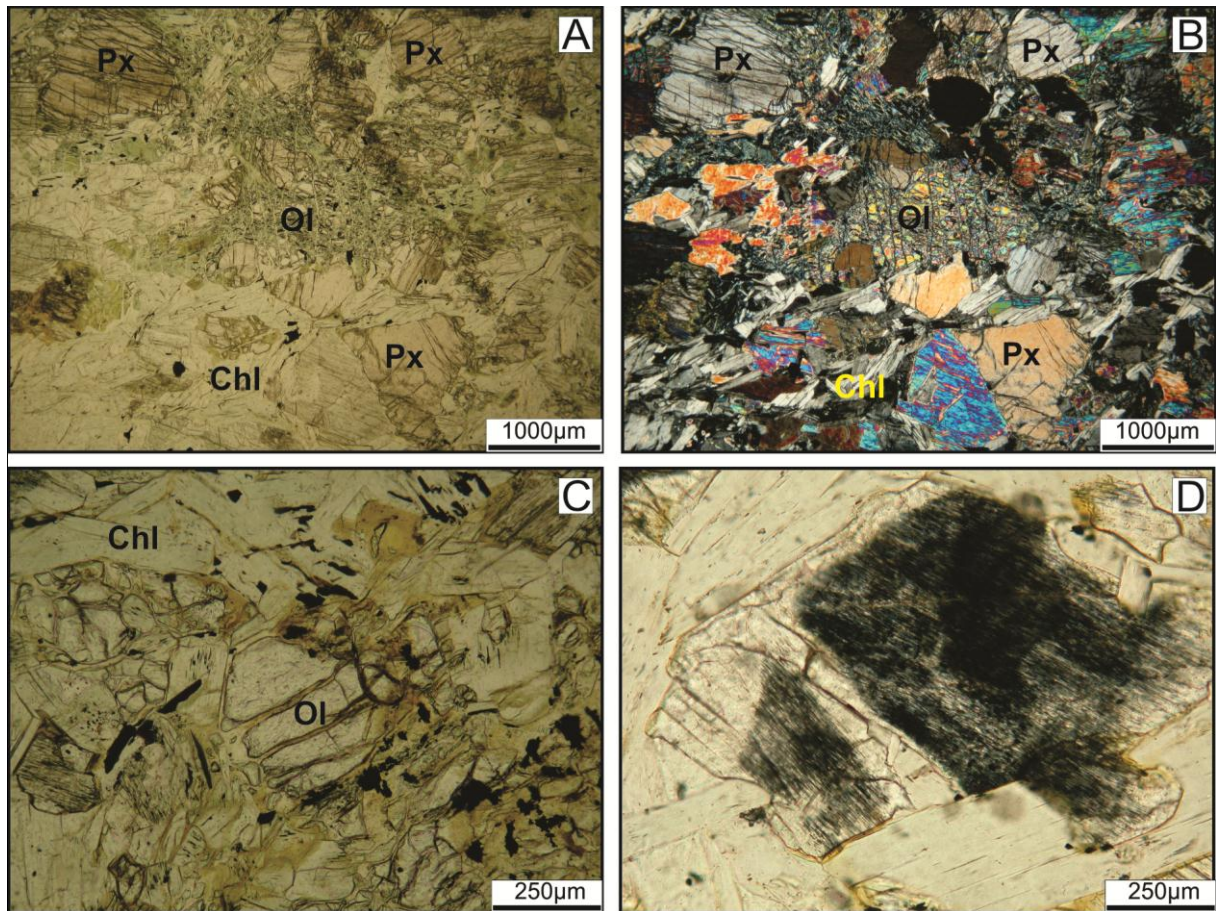
### Metaperidotitos

Os metaperidotitos são rochas de coloração verde escura, com estrutura isotrópica. A textura é decussada inequigranular com granulação média de 700 µm, onde os maiores cristais atingem até 3,0 mm (Figura 30).

A mineralogia principal é composta por hornblenda ( $\pm 34\%$ ), bronzita ( $\pm 30\%$ ), olivina ( $\pm 15\%$ ), clorita ( $\pm 10$ ). Os minerais acessórios são opacos ( $\pm 3\%$ ) e o carbonato ocorre como traços.



**Figura 34 – A (//) e B (X) anisotropia leve e textura decussada inequigranular dos metaperidotitos. C) Cristal de olivina (//). D) Cristal de piroxênio parcialmente alterado (//). Amostras AM-34 (A e B) e Ja.E-8 (C e D).**



O anfibólio (hornblenda magnesiana) se apresenta na forma de cristais prismáticos subédricos a anédricos, bastante fraturados, exibindo leve pleocroísmo (verde pálido-incolor), com dimensões em torno de 1,5 mm e suas bordas são corroídas pela clorita. As fraturas são preenchidas por clorita e carbonato.

O piroxênio é representado por bronzita e ocorre como cristais anédricos, tabulares a subtabulares, de coloração acastanhada clara, com dimensões da ordem de 400 µm e exibindo contornos corroídos.

A olivina ocorre como ilhas arredondadas e alongadas envoltas por serpentina ou clorita (Figura 34). Os cristais de olivina foram substituídos por ortopiroxênio e, por vezes, aparecem preservados no núcleo desse mineral. São anédricos, de hábito granular e com dimensões em torno de 1,0 mm.

A clorita ocorre sob a forma de cristais tabulares curtos a lamelares, gerando agregados intersticiais, sendo que alguns cristais estão deformados, mostrando extinção ondulante e arqueamento.

A serpentina é representada pelas variedades antigorita e crisotilo. A antigorita aparece como cristais lamelares com aspecto de “placas” de cor amarelada. O crisotilo ocorre como cristais fibrosos/aciculares de cor esverdeada e, em geral, associada com a olivina.

Os opacos são anédricos, com formas arredondadas, irregulares a alongadas e se encontram distribuídos de maneira homogênea pela lâmina.

O carbonato é raro e surge como minúsculos cristais anédricos e com formas irregulares que formam pequenos agregados ou aparecem no preenchimento de fraturas nos anfibólios.

## METAMORFISMO

Na área em foco já foram realizados estudos que abordaram direta, ou, indiretamente a evolução metamórfica do *greenstone belt* e dos ofiólitos, assim como as rochas nos quais essas unidades estão encaixadas (CARVALHO et al., 1982, 1993; DEL LAMA et al., 1992; DEL LAMA, 1993; FERNANDES et al., 2003; SZABÓ, 1996; TEIXEIRA & DANNI, 1979a; TEIXEIRA et al., 1984, 1987 ZANARDO, 1990, 1992, 2003; ZANARDO et al 1996a, 1996b).

Em alguns dos trabalhos supracitados é apresentado que as paragêneses ou associações minerais estão registradas de forma heterogênea na região, em função da atuação da zona de cisalhamento (MORALES, 1993). Como a taxa de deformação catalisa as reações metamórficas, as zonas de cisalhamento tardias intensificam os efeitos do retrometamorfismo, principalmente em grandes corpos máficos/ultramáficos (ZANARDO, 1992; SZABÓ, 1996). Fernandes et al. (2003) descreve o ápice metamórfico para o GBMF em fácies anfíbolito superior com temperaturas acima de 700°C, através da exsolução entre anfíbólios cálcio magnesianos e anfíbólios ferro magnesianos nas formações ferríferas. Os metassedimentos associados ao GBMF contém sillimanita e estaurolita, mas não foi descrita a presença de cianita.

As paragêneses presentes nas rochas máficas e ultramáficas registram dois eventos metamórficos principais (CARVALHO, 1990; CARVALHO et al., 1993; ZANARDO, 1992; SZABÓ, 1996). O primeiro evento é um metamorfismo de médio grau com temperaturas mínimas de 600°C e pressões na ordem de 4 a 7 kbar, registrado por olivina+enstatita em metaperidotitos e metapiroxenitos, e hornblenda+titanita+opacos em anfíbolitos. O retrometamorfismo associado a esse evento é em fácies xisto verde com temperaturas menores que 500°C e pressões que 4 kbar, marcado pela desestabilização dos piroxênios, hornblenda e plagioclásio.

O segundo evento metamórfico é em fácies xisto verde catalisado pelas zonas de cisalhamento e percolação de fluidos. As associações mineralógicas de maior temperatura (ferroactinolita, albita, biotita e epidoto) associadas a aspectos deformacionais (recristalização do quartzo e feldspatos), sugerem temperaturas da ordem de  $450 \pm 50^\circ\text{C}$ , para as condições metamórficas catalisadas pelas zonas de cisalhamento em seus estágios iniciais no neoproterozoico. Essas condições são registradas por actinolita/tremolita+clorita+serpentina+talco em metapiroxenitos e metaperidotitos, serpentina+talco em metaperidotitos, serpentina+carbonato

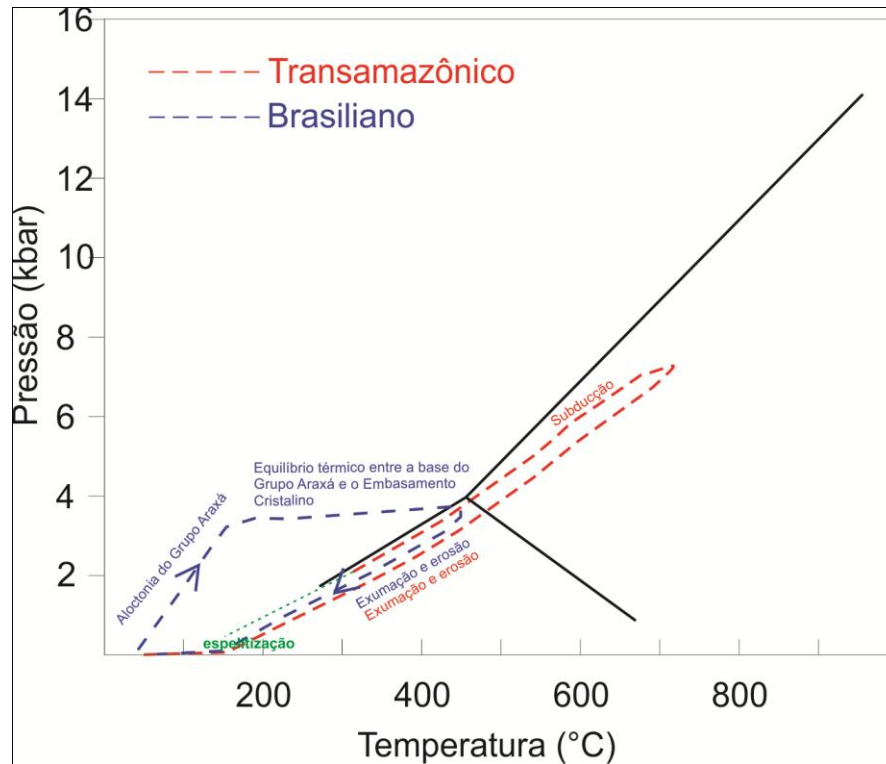
em xistos ultramáficos, clinozoisita+actinolita/tremolita+quartzo em anfibólio xistos/*fels* e sericita+epidoto+clorita+albita em anfibolitos e xistos máficos.

Relacionando as colocações anteriores à evolução geológica regional, o primeiro evento estaria relacionado ao Orógeno Transamazônico, que afetou os Terrenos TTG e o GBMF, e o segundo associado ao Orógeno Brasileiro, que superpôs o primeiro metamorfismo. Tal afirmação é sustentada por datações K/Ar nos gnaisses dos Terrenos TTG citadas por Teixeira et al. (1989), que resultou em 1125 Ma (rocha total) e 915 Ma (micas). As idades acima indicam que o último evento metamórfico que afetou os Terrenos TTG na região, não ultrapassou 500°C, pois não abriram por completo o sistema K/Ar, e pelo contexto geológico e geotectônico.

O caminamento metamórfico descrito para a FO (Figura 36) é compatível com o das rochas do Grupo Araxá. Zanardo et al. (1996b) descreve rochas máficas e ultramáficas da FO com paragêneses constituídas por olivina+ortopiroxênio+espinelio, olivina+ortopiroxênio+magnetita/ilmenita e ortopiroxênio+ilmenita, e texturas metamórficas como olivina recristalizada, exsoluções de ortopiroxênio para clinopiroxênio e ortopiroxênio com extinção ondulante, recuperação e recristalização sem desestabilização. As paragêneses e texturas supracitadas são compatíveis com metamorfismo em fácies anfibolitos alto com temperaturas acima de 750°C, podendo chegar acima 850°C. Zanardo (1992) e Zanardo et al., (1996b) também aventam que este metamorfismo poderia ter ocorrido em condições pressão baixa a moderada, quando estas rochas teriam feito parte da base da crosta oceânica ou topo do manto, e que este metamorfismo teria sido superposto por outro com temperaturas equivalentes, porém ambiente de pressão bem superior, quando estas rochas foram acrescentadas a sequência alóctone. Teixeira et al. (1987) descrevem a presença de cianita e hornblenda em rochas máficas/ultramáficas, indicando fácies anfibolito em regime de alta pressão com o mínimo de 10 kbar.

Zanardo et al. (1996a) descreve rochas atribuídas ao Grupo Araxá na Zona Limítrofe e com ápice térmico acima de 750°C e pressões mínimas na ordem de 12 kbar, com associação mineral formada por granada com inclusões de rutilo+cianita+ortoclásio+quartzo sem filossilicatos. Essas condições foram alcançadas antes da implantação da foliação principal, tal fato é comprovado pela presença de porfiroblastos pré-tectônicos de granada, feldspatos e estauroilita, e arcos poligonais de anfibólios e piroxênios. O retrometamorfismo tem o seu início na fácies anfibolito e se encerra em fácies xisto verde, marcado pela passagem de biotita para muscovita/sericita, clorita e estilpnomelano.

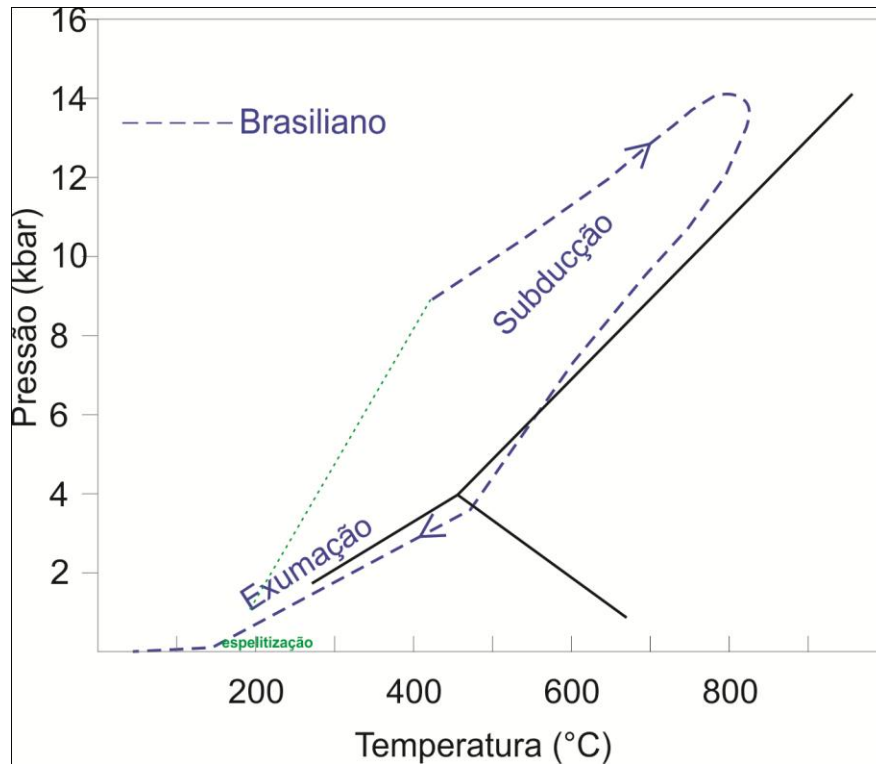
**Figura 35 – Caminhamento metamórfico do GBMF. Fontes Carvalho et al. (1982, 1993), Del Lama et al. (1992), Del Lama (1993), Fernandes et al. (2003), Szabó (1996), Teixeira & Danni (1979a), Teixeira et al. (1984, 1987), Zanardo (1990, 1992, 2003), Zanardo et al. (1996a, 1996b).**



A variação das condições metamórficas registradas foi observada nas rochas descritas no presente trabalho. As paragêneses de temperatura mais alta não são observadas em todas as rochas, e de maneira semelhante foram observadas rochas com retrometamorfismo incipiente a forte em alguns casos, catalisado pelos estágios finais de atuação das zonas de cisalhamento direcionais. A influência da taxa de deformação nas reações metamórficas é notada ao se observar que as paragêneses compatíveis ao pico metamórfico, tanto do GBMF como da FO, estão preservadas em rochas de estrutura isotrópica ou com anisotropia baixa (Figura 18 e 19), e em domínios de menor deformação na escala microscópica (Figura 7C).



**Figura 36 – Caminhamento metamórfico FO. Fontes Carvalho et al. (1982, 1993), Del Lama et al. (1992), Del Lama (1993), Fernandes et al. (2003), Szabó (1996), Teixeira & Danni (1979a), Teixeira et al. (1984, 1987), Zanardo (1990, 1992, 2003), Zanardo et al. (1996a, 1996b).**



### **Greenstone Belt Morro do Ferro**

As paragêneses e as texturas metamórficas observadas no presente trabalho, com base na bibliografia foram atribuídas a dois caminhos metamórficos principais nas rochas máficas e ultramáficas do GBMF. Um caminho exibe ápice metamórfico em fácies anfibolito superior e reequilíbrio em fácies anfibolito médio, e o outro exibe ápice metamórfico em fácies xisto verde superior e apresenta um reequilíbrio em temperaturas menores, até cerca de 300°C. Para os dois caminhos não foram observados bons indicadores de pressão e os minerais metamórficos estão orientados segundo a foliação principal.

O primeiro caminho citado tem o ápice térmico registrado pela paragênese hornblenda+clínopiroxênio+plagioclásio nos diopsídio anfibolitos (Figura 12), indicando temperaturas mínimas de 700°C. O reequilíbrio dessas condições é observada nos anfibolitos e nos actinolita/ferroactinolita xistos através dos cristais zonados de hornblenda (Figura 10 e 11) e pelos cristais de plagioclásio que exibem composição entre albita e oligoclásio. A

hornblenda castanha é estável a partir de 700°C, quando adquire coloração verde a verde claro a temperatura está na ordem de 550 a 600°C (YARDLEY, 1989).

O segundo caminamento metamórfico tem o ápice registrado pelas paragêneses epidoto+actinolita e epidoto+actinolita/ferroactinolita+albita nos anfibólio xistos, por cristais de tremolita consumidos na formação de serpentina nos serpentinitos (Figura 19) e pela saussuritização dos plagioclásios, gerando epidoto e sericita. Essas feições indicam temperaturas máximas de 500°C e são observadas na grande maioria das rochas.

O caminamento de maior grau metamórfico é superposto pelo de menor grau e essa superposição é mais pronunciada nas rochas mais deformadas. Desta maneira o primeiro caminamento descrito

### **Faixa Ofolítica**

As paragêneses e as texturas metamórficas observadas foram atribuídas a um único caminamento metamórfico principal nas rochas máficas e ultramáficas da FO. O ápice metamórfico desse caminamento é em fácies anfibolito alto no campo de estabilidade da cianita, com reequilíbrio para fácies anfibolitos inferior a médio. Os minerais metamórficos estão orientados segundo a foliação principal.

O pico metamórfico é registrado nos metadiabásios através da paragênese hornblenda+granada+plagioclásio e pela exsolução de anfibólios nos antofilita-tremolita xistos e nas rochas calciossilicáticas, essas feições indicam temperaturas mínimas na ordem de 700°C e pressões acima de 7 kbar, em função da presença de cianita nos metassedimentos encaixantes e mesmo nas ultramáficas (cianita-anfibólio xisto)

O reequilíbrio das condições supracitadas é observado na transformação dos cristais de hornblenda castanhos para os de matizes verde (Figura 19), e as texturas de exsolução dos anfibólios (Figura 24 e 28) que ocorre devido a diminuição da temperatura do sistema, o que resulta na imiscibilidade dos anfibólios em um mesmo cristal (ROBINSON et al., 1982; OBA & NICHOLLS, 1986). Desta maneira o reequilíbrio do sistema é em fácies anfibolito médio com temperaturas na ordem de 550 a 600°C e pressões acima de 7 kbar, sendo tais condições observadas na maioria das rochas descritas.

O retrometamorfismo não é intenso sobre a maioria das rochas da FO, e apresenta-se como leve transformações sobre as paragêneses em fácies anfibolito médio, chegando as condições moderadas da fácies xisto verde ao longo de alguma zonas de cisalhamento. As reações que representam o retrometamorfismo ocorrem, em geral, sobre os limites e defeitos cristalinos

dos cristais de maior temperatura, e são raras as amostras em que registro da fácies anfibolito é apagado por completo. O retrometamorfismo é marcado nos anfibolitos pela transformação dos cristais de hornblenda de forte pleocroísmo verde-verde oliva, para cristais de anfíbólios de coloração verde pálido (Figura 20), nas rochas ultrabásicas a antofilita transforma-se em talco e clorita (Figura 24). Os plagioclásios com composição entre oligoclásio e andesina, alteram para albita, a saussuritização é pouco desenvolvida sobre os cristais de plagioclásio e sobre os restos de olivina aparece substituição parcial para serpentina.

## LITOQUÍMICA

O presente capítulo tem como objetivo apresentar e discutir os dados litoquímicos obtidos, e para uma melhor discussão dos mesmos serão utilizados grupos de rochas definidos no Capítulo de Petrografia. Foram selecionadas 27 amostras para análise química (rocha total), 9 são dos GBMF 18 e são da FO.

A petrografia reforça a remoção do Ca do sistema, pois em grande parte das rochas não são observados minerais acessórios como epidoto e carbonato, que poderiam reter o Ca liberado na transformação dos clinopiroxênios para anfibólios e da albitização do plagioclásios mais cálcicos.

Algumas amostras exibem teores elevados de SiO<sub>2</sub>, a petrografia indica que esses teores estão ligados à processos tardios e não aos protólitos.

### Elementos Maiores

#### *Greenstone Belt Morro do Ferro*

Os anfibolitos (FM1-86 e FM2-61) e um dos anfibólio xistos (SSP4-73) apresentam teores de elementos maiores semelhantes (Figura 37). Tais rochas são classificadas como básicas e possuem os maiores teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,58-16,74 %), TiO<sub>2</sub> (0,78-2,75 %), K<sub>2</sub>O (0,26-1,72 %) e Na<sub>2</sub>O (1,44-3,40 %).

Os serpentinitos (JAE-26, FM1-69, FM1-81, SSP4-8d) apresentam teores de SiO<sub>2</sub> entre 38,63 e 41,78 %, rochas ultrabásicas, e os menores teores em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,71-3,77 %), TiO<sub>2</sub> (0,22-0,24 %), K<sub>2</sub>O (<0,03 %) e Na<sub>2</sub>O (<0,08 %) e os maiores de MgO (30,95-32,43 %). A amostras SSP4-8d apresenta teores muito baixos de SiO<sub>2</sub> (35,01%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,8%) e TiO<sub>2</sub> (0,02 %) e uma elevada quantidade de MgO (41,49%).

Os anfibólios xistos (FM2-119 e SSP4-14) são classificados como rochas de composição básicas e apresentam os maiores teores de SiO<sub>2</sub> (49,65-50,46 %), a composição química é intermediárias em relação aos anfibolitos e os serpentinitos (Figura 37).

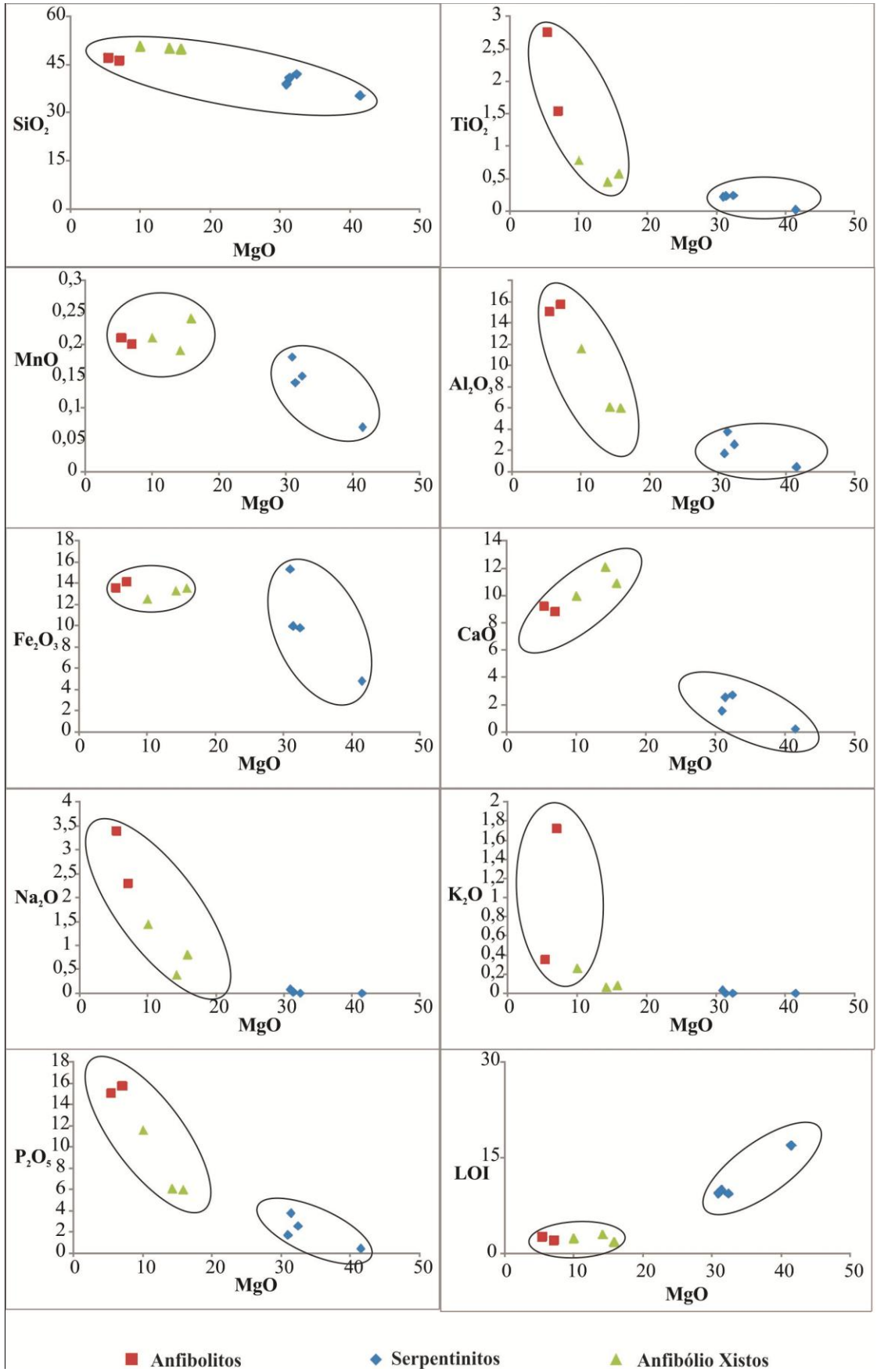
Os anfibolitos e os anfibólio xistos exibem forte correlação negativa do MgO com TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, leve correlação positiva com MnO e forte correlação positiva com CaO. Os serpentinitos exibem forte correlação negativa do MgO com MnO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, leve correlação negativa com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e forte correlação positiva com LOI (Figura 37).

**Tabela 1 - Análises químicas de rocha total para das amostras analisadas do GBMF.**

	Serpentinitos				Anfibolitos		Anfibólio Xistos		
	JAE-26	FM1-69	FM1-81	SSP4-8d	FM1-86	FM2-61	FM2-119	SSP4-14	SSP4-73
SiO <sub>2</sub> (%)	40,64	38,63	41,78	35,01	46,76	46,03	49,85	49,65	50,46
TiO <sub>2</sub> (%)	0,23	0,22	0,24	0,02	2,75	1,54	0,45	0,57	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	3,77	1,71	2,56	0,44	15,06	15,74	6,09	5,99	11,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	9,96	15,33	9,79	4,80	13,60	14,14	13,28	13,53	12,51
MnO (%)	0,14	0,18	0,15	0,07	0,21	0,20	0,19	0,24	0,21
MgO (%)	31,40	30,95	32,43	41,49	5,40	7,02	14,22	15,83	10,05
CaO (%)	2,55	1,54	2,71	0,22	9,20	8,81	12,08	10,91	9,94
Na <sub>2</sub> O (%)	0,02	0,08	<0,01	<0,01	3,40	2,30	0,38	0,81	1,44
K <sub>2</sub> O (%)	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,35	1,72	0,06	0,08	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,03	0,01	0,03	<0,01	0,34	0,20	<0,01	<0,01	0,07
LOI (%)	9,80	9,30	9,20	16,80	2,60	2,00	2,90	1,70	2,30
Total	98,54	97,98	98,89	98,85	99,67	99,70	99,50	99,31	99,60
Ba (ppm)	128,00	66,00	14,00	2,00	205,00	361,00	14,00	9,00	72,00
Rb (ppm)	1,80	1,70	0,60	0,30	13,40	62,70	0,90	3,90	11,10
Sr (ppm)	9,20	13,10	16,10	3,60	606,90	352,50	23,30	45,90	96,30
Y (ppm)	20,70	4,70	20,80	1,30	22,00	22,00	22,40	14,90	16,60
Zr (ppm)	17,70	12,70	7,30	2,30	223,60	125,70	17,40	36,90	74,60
Nb (ppm)	1,00	0,80	1,20	<0,1	21,90	6,50	0,20	3,70	1,60
Th (ppm)	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	2,40	1,10	<0,2	<0,2	0,40
Pb (ppm)	0,30	0,60	0,30	1,60	2,30	2,00	0,10	1,10	20,70
Ga (ppm)	3,70	5,60	3,80	1,00	19,60	19,60	8,30	12,80	11,50
Zn (ppm)	18,00	15,00	35,00	21,00	63,00	61,00	16,00	34,00	45,00
Cu (ppm)	47,00	7,80	1,70	2,30	95,10	37,20	118,10	111,40	84,90
Ni (ppm)	2009,00	4025,80	1979,60	2707,60	78,50	104,50	64,10	130,50	82,60
V (ppm)	87,00	95,00	55,00	10,00	306,00	225,00	234,00	216,00	226,00
Cr (ppm)	4139,48	5466,85	1607,90	814,21	102,63	157,37	595,26	1888,42	841,58
Hf (ppm)	0,40	0,40	0,30	<0,1	5,30	3,30	0,60	1,00	2,00
Cs (ppm)	0,50	0,20	<0,1	0,10	0,60	1,10	<0,1	1,20	0,60
Sc (ppm)	14,00	10,00	8,00	3,00	23,00	26,00	60,00	25,00	38,00
Ta (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,20	0,40	<0,1	0,90	0,20
Co (ppm)	118,10	173,70	108,30	93,80	42,80	53,20	73,00	63,90	54,70
Be (ppm)	<1	<1	<1	2,00	<1	<1	2,00	4,00	2,00
U (ppm)	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	0,40	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
W (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	0,60	0,90	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn (ppm)	<1	3,00	<1	<1	2,00	<1	1,00	27,00	1,00
Mo (ppm)	0,10	0,10	<0,1	0,20	0,70	0,60	<0,1	<0,1	0,10
Au (ppm)	<0,5	<0,5	7,90	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,50	<0,5
La (ppm)	10,10	2,00	12,00	0,90	29,10	13,80	8,70	3,20	4,10
Ce (ppm)	5,80	3,60	3,80	1,10	59,30	30,90	4,40	7,00	7,60
Pr (ppm)	1,76	0,48	1,50	0,10	7,75	3,80	2,74	1,25	1,25
Nd (ppm)	7,40	2,20	6,20	0,40	30,50	14,80	13,00	6,90	4,90
Sm (ppm)	1,58	0,44	0,88	<0,05	6,35	3,74	2,93	1,72	1,61
Eu (ppm)	0,40	0,26	0,33	0,03	2,14	1,27	1,07	0,77	0,65
Gd (ppm)	2,53	0,78	1,46	0,12	6,20	4,21	3,80	2,37	2,60
Tb (ppm)	0,44	0,13	0,23	0,03	0,84	0,64	0,62	0,41	0,42
Dy (ppm)	2,75	0,80	1,28	0,15	4,72	4,38	4,04	2,65	2,91
Ho (ppm)	0,59	0,13	0,32	0,05	0,82	0,83	0,77	0,53	0,60
Er (ppm)	1,90	0,44	1,00	0,12	2,19	2,44	2,14	1,32	1,72
Tm (ppm)	0,24	0,07	0,11	0,02	0,30	0,34	0,33	0,22	0,28
Yb (ppm)	1,62	0,36	0,54	0,14	1,83	2,01	1,84	1,38	1,52
Lu (ppm)	0,21	0,06	0,08	0,02	0,27	0,31	0,27	0,20	0,26



Figura 37 - Gráficos da distribuição dos elementos maiores das rochas máficas e ultramáficas dos GBMF.



### ***Faixa Ofiolítica***

A variação dos teores dos elementos maiores nos anfibolitos (JAE-12, JAE-7, Am-2 e Am-27) não é expressiva, e os teores de SiO<sub>2</sub> (46,12-50,19 %) as classificam como rochas básicas. Apresentam os maiores teores em CaO (7,61-13,02 %), Na<sub>2</sub>O (1,29-3,05 %) e K<sub>2</sub>O (0,16-0,28 %), e os menores teores em MgO (4,58-9,76 %).

Os antofilita-tremolita xistos (JAE-15A, JAE-15B, JAE-16, Am-6, Am-16 e Am-44) são classificados como intermediários a ultrabásicos (32,63-56,27 % de SiO<sub>2</sub>). Os teores de CaO (0,16-6,57 %), K<sub>2</sub>O (<0,4 %) e Na<sub>2</sub>O (<0,36 %) são baixos e os de MgO (22,63-27,75 %) elevados.

Os actinolita xistos (JAE-13, JAE-7, Am-10, Am-22A, Am-22B e Am-40) exibem os maiores teores de SiO<sub>2</sub> (45,20-56,12 %) e são classificados como rochas de composição intermediárias a básicas (Figura 8). Exibem teores intermediários de MgO (16,97-19,78 %).

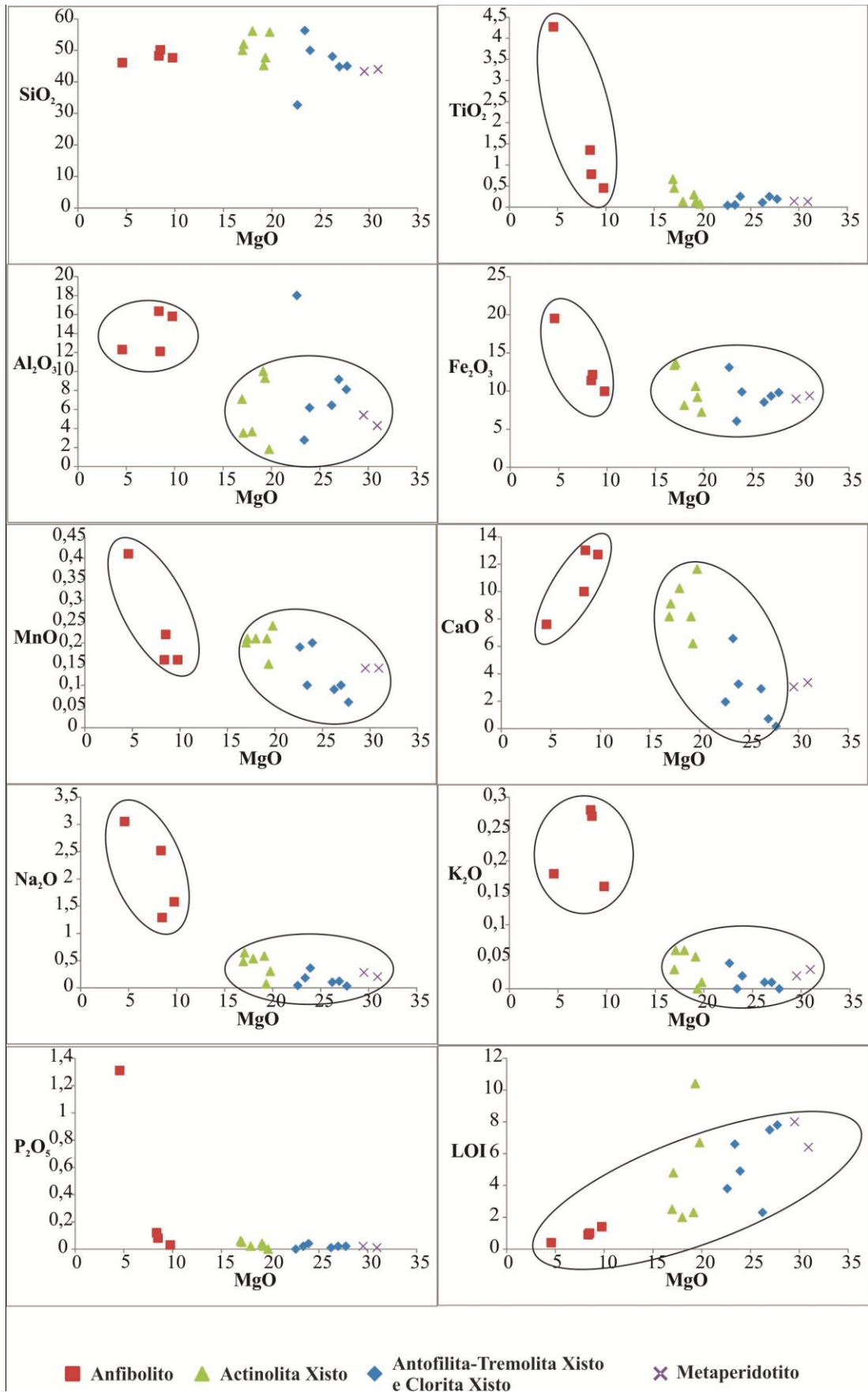
Os metaperidotitos (JAE-8 e Am-34) analisado apresenta os menor teor de SiO<sub>2</sub>, (43,31-43,95 %) e os maiores teores em MgO (29,53-30,94 %) e são classificados como ultrabásicos.

**Tabela 2 - Análises químicas de rocha total para das amostras analisadas do FO.**

	Anfibolito				Antofilita-tremolita xisto					
	JAE-12	Am-2	Am-27	JAE-7	JAE-15A	JAE-15B	Am-6	Am-44	Am-16	JAE-16
SiO <sub>2</sub> (%)	48,25	46,12	50,19	47,66	44,8	45,03	50	56,27	32,63	48,03
TiO <sub>2</sub> (%)	1,35	4,27	0,78	0,45	0,25	0,19	0,25	0,05	0,04	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	16,35	12,31	12,11	15,81	9,17	8,1	6,18	2,77	18	6,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	11,38	19,51	12,14	9,96	9,34	9,8	9,87	6,05	13,09	8,53
MnO (%)	0,16	0,41	0,22	0,16	0,1	0,06	0,2	0,1	0,19	0,09
MgO (%)	8,37	4,58	8,5	9,76	26,96	27,75	23,94	23,4	22,63	26,23
CaO (%)	10	7,61	13,02	12,71	0,71	0,16	3,25	6,57	1,95	2,9
Na <sub>2</sub> O (%)	2,52	3,05	1,29	1,58	0,12	0,03	0,36	0,18	0,04	0,1
K <sub>2</sub> O (%)	0,28	0,18	0,27	0,16	0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,12	1,31	0,08	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	<0,02	0,01
LOI (%)	0,90	0,40	1,00	1,40	7,50	7,80	4,90	3,80	10,4	6,60
Total	99,68	99,75	99,60	99,68	98,98	98,94	99,01	99,21	99,01	99,05
Ba (ppm)	256,00	67,00	74,00	47,00	20,00	7,00	668,00	8,00	13	21,00
Rb (ppm)	4,10	2,50	1,90	2,10	0,50	0,30	0,20	0,50	1,5	0,60
Sr (ppm)	321,80	258,50	261,60	128,70	9,50	1,00	10,70	8,50	4,7	4,40
Y (ppm)	17,10	61,50	26,10	10,40	17,50	12,60	55,20	24,40	1,8	28,80
Zr (ppm)	82,60	378,00	61,50	22,30	16,60	11,70	11,30	1,60	1,6	16,70
Nb (ppm)	5,90	28,60	3,60	1,00	0,80	0,50	0,60	0,10	0,1	0,70
Th (ppm)	0,60	5,60	0,40	<0,2	<0,2	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	0,30
Pb (ppm)	0,40	1,90	1,10	1,50	<0,1	2,00	0,20	2,30	0,5	0,20
Ga (ppm)	17,40	22,30	14,30	12,80	7,40	5,90	7,60	3,00	26,2	6,10
Zn (ppm)	17,00	34,00	26,00	11,00	51,00	34,00	38,00	15,00	161	92,00
Cu (ppm)	112,50	63,40	11,80	25,90	16,10	11,10	34,80	27,80	5	49,70
Ni (ppm)	125,80	14,90	62,60	40,90	615,20	252,80	356,00	186,40	1543	733,50
V (ppm)	275,00	201,00	277,00	200,00	134,00	139,00	125,00	22,00	106	111,00
Cr (ppm)	301,05	34,21	752,63	602,11	2600,00	2825,79	2600,00	1211,05	1642,11	2100,53
Hf (ppm)	2,30	7,90	1,80	0,60	0,50	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	0,50
Cs (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	0,40	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc (ppm)	26,00	38,00	39,00	33,00	23,00	24,00	24,00	4,00	5	19,00
Ta (ppm)	0,30	1,80	0,20	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Co (ppm)	61,80	40,20	60,50	51,60	92,30	74,90	83,50	78,90	94,3	103,10
Be (ppm)	<1	6,00	<1	<1	<1	<1	3,00	<1	<1	<1
U (ppm)	0,20	1,40	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,30
W (ppm)	<0,5	<0,5	1,20	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn (ppm)	<1	3,00	5,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo (ppm)	0,60	1,20	0,90	0,40	<0,1	<0,1	0,30	0,30	<0,1	<0,1
Au (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	1,80	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
La (ppm)	9,20	53,30	10,20	3,00	56,30	41,40	72,10	73,30	5,8	33,60
Ce (ppm)	19,10	113,80	21,00	5,30	2,30	1,70	9,20	28,90	1,3	2,50
Pr (ppm)	2,86	15,29	2,95	0,89	10,53	7,55	17,13	15,44	1,08	6,52
Nd (ppm)	13,70	66,50	12,00	4,50	38,40	28,30	66,30	53,90	3,5	27,00
Sm (ppm)	3,09	13,96	3,16	1,30	6,17	3,96	12,40	9,98	0,61	4,66
Eu (ppm)	1,26	4,04	1,02	0,45	1,71	0,98	4,23	3,21	0,15	1,26
Gd (ppm)	3,60	14,15	4,12	1,63	4,54	3,05	12,27	8,76	0,49	4,93
Tb (ppm)	0,58	2,19	0,70	0,32	0,66	0,41	1,91	1,35	0,07	0,79
Dy (ppm)	3,50	11,92	4,80	2,05	3,31	2,14	10,72	7,27	0,4	4,80
Ho (ppm)	0,74	2,55	1,00	0,39	0,62	0,46	2,43	1,17	0,08	0,96
Er (ppm)	2,05	7,09	2,77	1,24	1,72	1,21	5,63	2,97	0,28	3,00
Tm (ppm)	0,27	1,06	0,41	0,16	0,23	0,18	0,93	0,39	0,03	0,41
Yb (ppm)	1,70	6,25	2,45	1,13	1,36	1,04	5,59	2,34	0,25	2,67
Lu (ppm)	0,25	0,93	0,39	0,17	0,21	0,15	0,82	0,29	0,03	0,37

	Actinolita xisto						Metaperidotito	
	JAE-17	Am-22B	Am-10	Am-22A	Am-40	JAE-13	Am-34	JAE-8
SiO <sub>2</sub> (%)	51,92	45,2	50,03	55,8	47,7	56,12	43,31	43,95
TiO <sub>2</sub> (%)	0,45	0,29	0,66	0,07	0,13	0,13	0,14	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	3,54	10,01	7,08	1,81	9,31	3,65	5,4	4,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	13,63	10,6	13,37	7,22	9,19	8,12	8,97	9,37
MnO (%)	0,21	0,21	0,2	0,24	0,15	0,21	0,14	0,14
MgO (%)	17,1	19,16	16,97	19,78	19,35	18	29,53	30,94
CaO (%)	9,11	8,18	8,18	11,65	6,21	10,24	3,04	3,36
Na <sub>2</sub> O (%)	0,64	0,58	0,48	0,3	0,07	0,53	0,28	0,2
K <sub>2</sub> O (%)	0,06	0,05	0,03	0,01	<0,01	0,06	0,02	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,05	0,04	0,06	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
LOI (%)	2,3	4,8	2,3	2,5	6,7	2	8	6,4
Total	99,01	99,12	99,36	99,38	98,83	99,08	98,85	98,81
Ba (ppm)	12	9	15	2	14	26	19	20
Rb (ppm)	0,3	0,4	0,2	0,1	0,4	0,5	0,6	0,6
Sr (ppm)	15,4	7,2	13	11,7	13,2	16,3	9,8	9,5
Y (ppm)	373,3	21,5	12	11,7	81	40,9	33,1	4,8
Zr (ppm)	26,2	14,9	37,8	11,3	8,6	10,9	6	8,8
Nb (ppm)	2,1	0,9	1,9	0,4	1,9	0,9	0,1	0,7
Th (ppm)	<0,2	<0,2	0,3	0,9	<0,2	<0,2	<0,2	0,3
Pb (ppm)	<0,1	0,7	0,3	0,4	0,5	<0,1	0,8	<0,1
Ga (ppm)	7,2	10,2	9,2	3,7	13,8	6,5	4,7	3,6
Zn (ppm)	53	64	8	8	176	116	33	21
Cu (ppm)	40,1	13,2	9	8,5	9,2	20,2	5	4,4
Ni (ppm)	204,1	385,1	84,4	271,3	896,1	210,5	1367,4	1497,3
V (ppm)	105	175	208	35	78	63	96	93
Cr (ppm)	2442,63	2702,63	1758,42	766,316	3468,95	2415,26	2586,32	2620,53
Hf (ppm)	0,6	0,4	1,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2
Cs (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Sc (ppm)	15	29	32	5	15	8	20	16
Ta (ppm)	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Co (ppm)	122,6	79,8	84,7	57,9	67,3	66,4	91,6	107,4
Be (ppm)	<1	2	<1	<1	<1	<1	1	<1
U (ppm)	0,3	0,1	<0,1	<0,1	0,9	0,1	<0,1	<0,1
W (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,6	<0,5	<0,5
Sn (ppm)	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo (ppm)	0,4	0,5	0,3	0,5	0,1	0,1	0,3	0,4
Au (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
La (ppm)	180,9	77,4	2,8	8,5	266,4	83,7	31,3	2,6
Ce (ppm)	8,9	27,7	6,8	17,7	4	11,8	0,7	2,8
Pr (ppm)	40,03	22,29	0,94	2,65	68,84	20,67	3,77	0,36
Nd (ppm)	184,3	74,5	4,2	10,9	239,7	64,1	14,9	1,4
Sm (ppm)	54,75	11,35	1,5	2,77	45,03	13,76	2,04	0,33
Eu (ppm)	17,81	3,54	0,89	0,49	10,52	4,35	0,62	0,11
Gd (ppm)	80,17	7,06	2,2	2,67	31,23	11,32	3,1	0,45
Tb (ppm)	14,06	1,1	0,41	0,45	4,33	2,24	0,42	0,1
Dy (ppm)	82,41	5,74	2,64	2,4	22,04	10,93	2,39	0,83
Ho (ppm)	17,53	0,94	0,58	0,55	3,76	2,05	0,6	0,19
Er (ppm)	49,59	2,73	1,38	1,44	9,53	5,36	1,69	0,44
Tm (ppm)	7,32	0,43	0,19	0,2	1,46	0,76	0,19	0,07
Yb (ppm)	49,43	2,53	1,16	1,36	9,26	5,19	1,03	0,5
Lu (ppm)	7,32	0,36	0,18	0,17	1,23	0,68	0,17	0,06

**Figura 38 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos maiores das rochas máficas e ultramáficas da FO.**





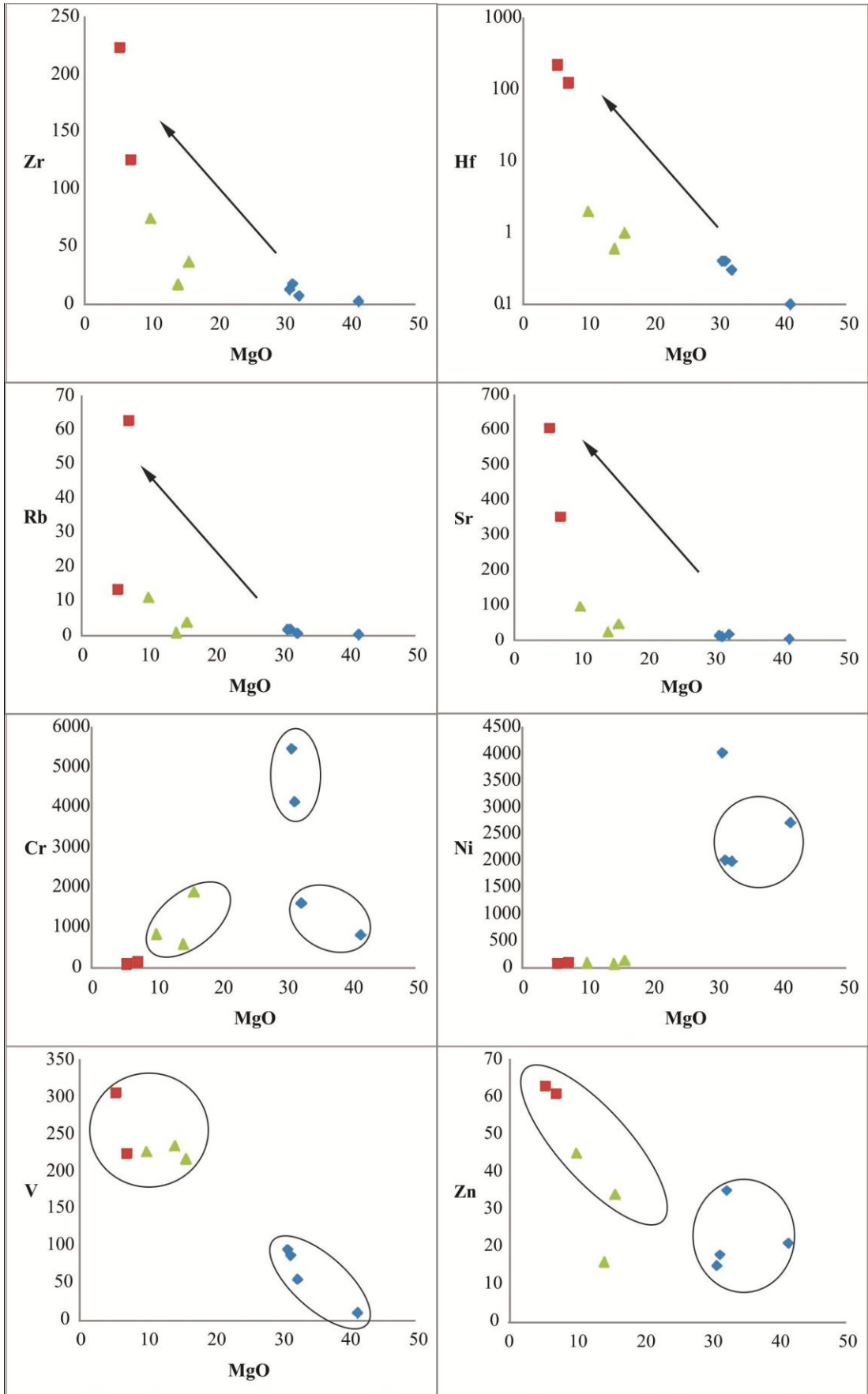
## Elementos Traços

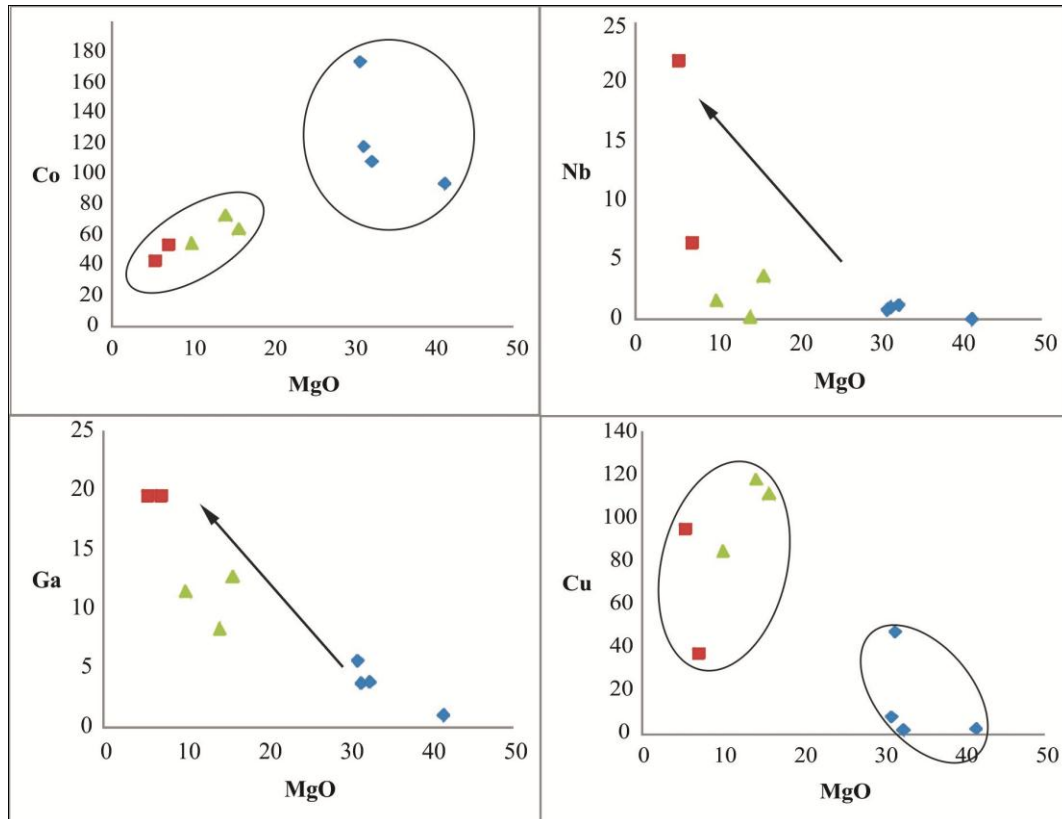
### *Greenstone Belt Morro do Ferro*

Os elementos Zr, Hf, Sr, Rb, Nb, Ga, V, Zn e Cu exibem correlação negativa com o MgO, indicando que esses elementos tendem a ser mais abundantes nas rochas de composição mais básica. O mesmo comportamento do Rb e do Sr indica que o CaO e o K<sub>2</sub>O mobilizaram juntos durante o metamorfismo. A dispersão anômala do Cu está associada ao corpo mineralizado próximo a cidade de Fortaleza de Minas, sendo que as amostras mais ricas em Cu se localizam próximos a esse corpo.

Os elementos Cr, Ni e Co apresentam correlação positiva com o MgO. O Cr tende a enriquecer nas rochas mais magnesianas, entretanto o gráfico MgO x Cr exhibe dois aglomerados com teores próximo de MgO, um com alto teor de Cr e outro com baixo teor. Esse comportamento pode indicar formação e segregação de cromita, entretanto há poucas amostras para confirmar tal fato. O Ni está associado a olivina, desta maneira é de se esperar que os serpentinitos sejam mais ricos nesses elementos, o baixo teor de Ni nos anfíbolitos e nos anfíbólios xistos pode indicar a ausência de olivina nos protólitos dessas rochas. O Co apresenta forte correlação com Mg.

**Figura 39 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos menores das rochas máficas e ultramáficas do GBMF. Hf em escala logarítmica.**



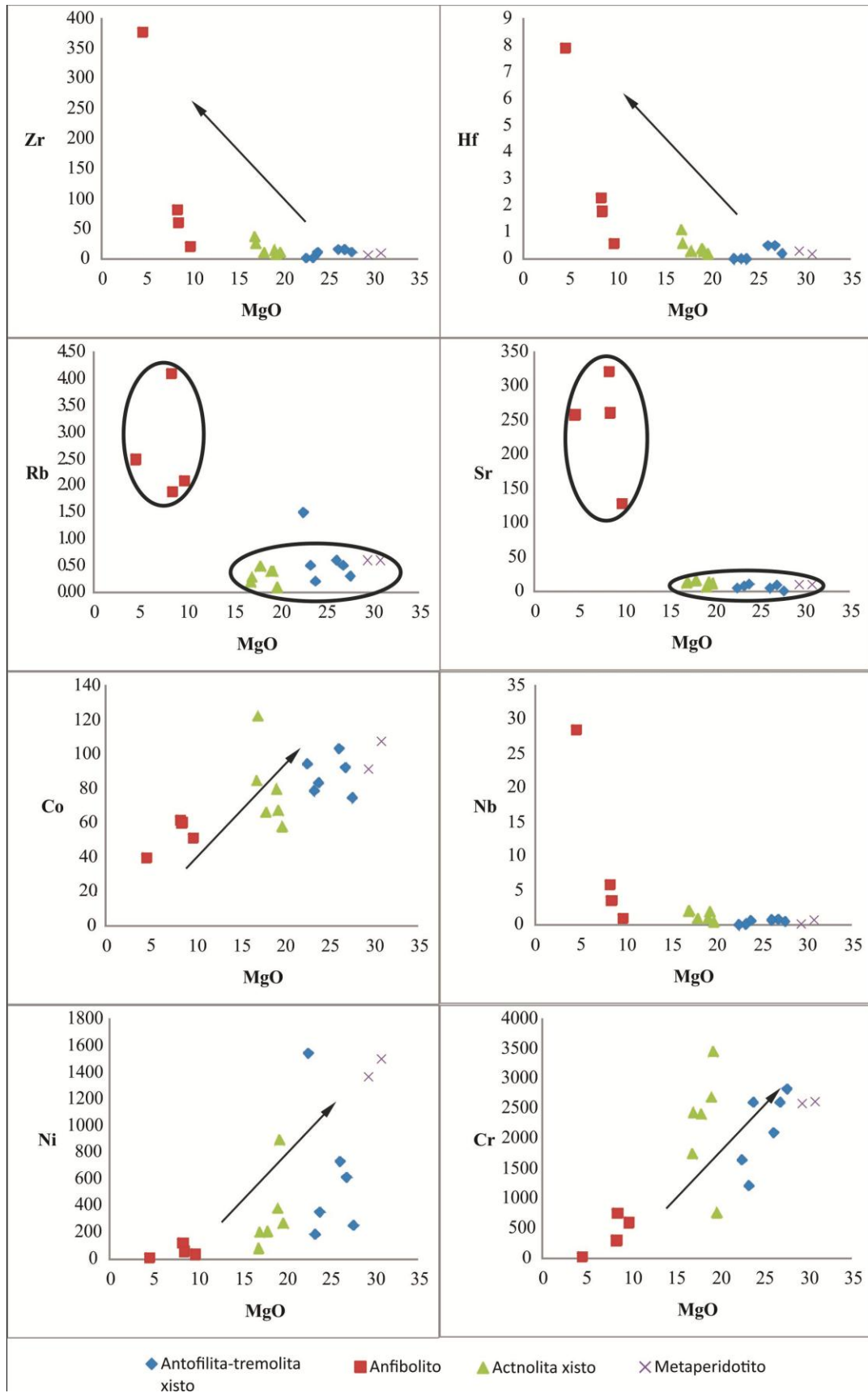


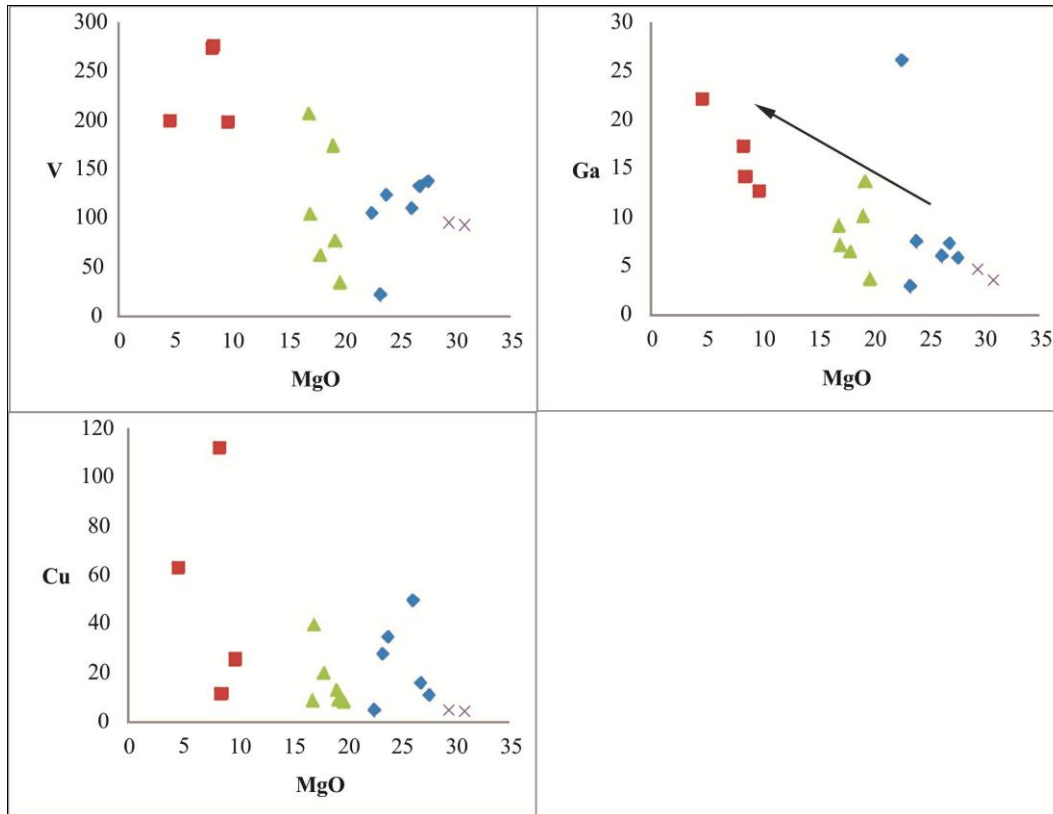
### *Faixa Ofiolítica*

Os elementos Zr, Hf, Sr, Rb, Nb, Ga, V, Zn e Cu exibem correlação negativa com o MgO, indicando que esses elementos tendem a ser mais abundantes nas rochas de composição mais básica. O Rb e o Sr apresentam o mesmo comportamento, semelhante ao que ocorre com as rochas do GBMF.

Os elementos Cr, Ni e Co apresentam correlação positiva com o MgO, tais elementos tendem a ser mais enriquecidos em rochas mais magnesianas. Os gráficos com Cr, Ni e Co exibem enriquecimento constante com o aumento de MgO, indicando que não houve segregação de olivina e cromita, entretanto os teores elevados de Cr indicam a presença de cromita.

**Figura 40 - Gráficos apresentado a distribuição dos elementos menores das rochas máficas e ultramáficas da Faixa Ofiolítica.**





### Elementos Terras Raras

A distribuição dos elementos terras raras (ETR) nos grupos de rochas utilizados acima não é homogênea, por exemplo, há anfibolitos com razões  $La/Lu_{(N)}$ ,  $La/Eu_{(N)}$  e  $Gd/Lu_{(N)}$  distintas. Para uma melhor apresentação dos dados serão discutidos em conjunto as rochas que apresentam a distribuição de ETR semelhante.

Os diagramas de distribuição de ETR foram normalizados pelo condrito (Taylor & McLennan, 1985), e os diagramas multielementares foram normalizados pelo manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

### *Greenstone Belt Morro do Ferro*

Os teores de ETR das rochas analisadas do GBMF, quando normalizados, apresentam três padrões de distribuição distintos (Figura 41).

O primeiro grupo (FM1-69, FM1-86, FM2-61, SSP4-14, SSP4-73) apresenta valores normalizados de ETR entre 1,45 e 79,29. Os padrões de distribuição são sub-horizontais (Figura 41), exibindo leve enriquecimento de ETRL (Elementos Terras Raras Leves) em



relação aos ETRP (Elementos Terras Raras Pesadas) com razões  $La/Lu_{(N)} = 3,34-15,57$ ,  $La/Eu_{(N)} = 1,93-8,62$ ,  $Gd/Lu_{(N)} = 1,50-1,75$ ,  $(\sum ETRL) / (\sum ETRP) = 0,85-3,31$ .

No diagrama multielementar (Figura 41) os ETR, Elementos Litófilos de Raio Iônico Grande (LILE) e Elementos de Alto Campo de Força (HSFE), mostram teores próximos ao do manto primitivo. Os HSFE e ETRP exibem leve empobrecimento, e os LILE leve enriquecimento. É possível que as rochas com anomalia positiva de Pb tiveram uma maior interação com retrometamorfismo, pois, é fase que permite uma maior presença de água no sistema.

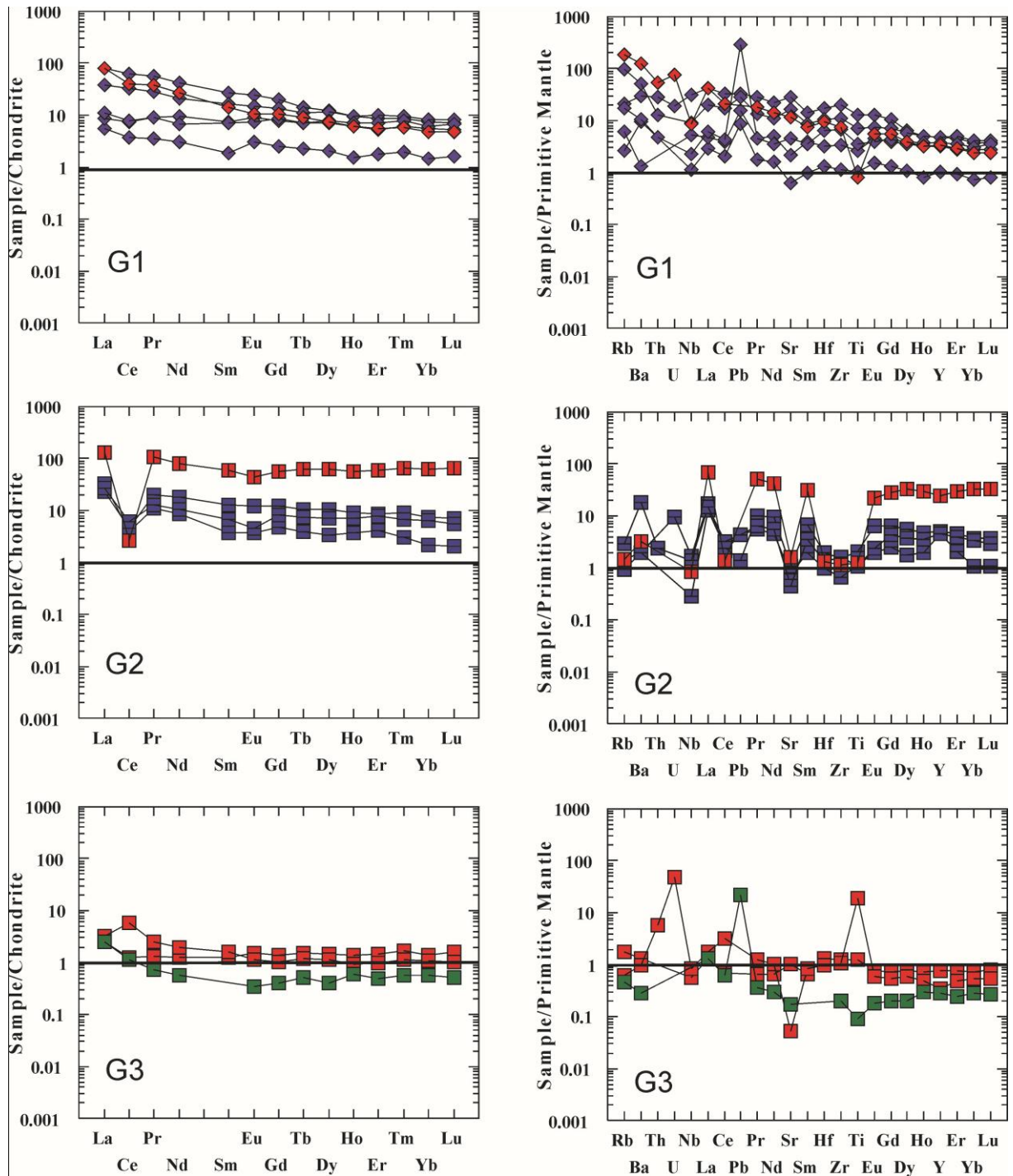
O segundo grupo (JAE-26, FM1-81, FM2-119) apresenta valores normalizados de ETR entre 2,09 e 32,70 em relação ao condrito. Os padrões de distribuição são sub-horizontais e é marcado pela anomalia negativa em Ce (Figura 41). Exibe leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP com razões  $La/Lu_{(N)} = 1,66-11,19$ ,  $La/Eu_{(N)} = 1,92-8,62$ ,  $Gd/Lu_{(N)} = 1,5-2,27$ ,  $(\sum ETRL) / (\sum ETRP) = 1,21-2,34$ . A anomalia em Ce pode estar ligada à uma interação com a água do mar, ou, à interação com fluidos hidrotermais, descarta-se a possibilidade de efeitos de alteração intempérica, pois foram selecionadas amostras inalteradas, ou, com baixo intemperismo.

Os teores de HSFE e ETRP são próximos ao do manto primitivo, em média 10 vezes mais enriquecidos, e exibem um padrão horizontal de distribuição (Figura 41). A anomalia negativa de Sr está ligada à remoção do Ca do sistema, apresentada no Capítulo de Metamorfismo. As anomalias negativas de Hf, Ti e Zr podem ser provenientes dos protólitos dessas rochas.

O terceiro grupo (SSP4-8d) apresenta valores normalizados de ETR entre 0,39 e 2,45 em relação ao condrito. Os padrões de distribuição são sub-horizontais. Exibe enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP com razões  $La/Lu_{(N)} = 4,67$ ,  $La/Eu_{(N)} = 7,11$ ,  $Gd/Lu_{(N)} = 0,74$ ,  $(\sum ETRL) / (\sum ETRP) = 1,3$ .

Os teores de HSFE e ETRP são um pouco abaixo do manto primitivo e exibem um padrão horizontal de distribuição. Esses padrões indicam que o protólito dessa rocha foi um material mantélico indiferenciado, provavelmente um peridotito. A anomalia de Pb pode ser atribuída a uma maior interação com o retrometamorfismo, teoria reforçada pelo fato dessa rocha ser um serpentinitos.

Figura 41 - Diagramas de distribuição de ETR normalizado pelo condrito, e diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo para as rochas máficas e ultramáficas do GBMF. Em vermelho são as análises referentes à Godoy (2009).



### *Faixa Ofiolítica*

Os teores ETR das rochas analisadas da FO, quando normalizados, apresentam dois padrões de distribuição distintos (Figura 42), e estão associados à corpos máficos/ultramáficos,

também distintos. As amostras coletadas nos corpos máficos/ultramáficos próximo a cidade de Bom Jesus da Penha constituem o primeiro grupo (Grupo 1), e as amostras coletadas no corpo onde a cidade de Jacuí se localiza constituem o segundo grupo (Grupo 2). Vale ressaltar que amostras coletadas fora das duas regiões supracitadas podem pertencer a qualquer um dos dois grupos.

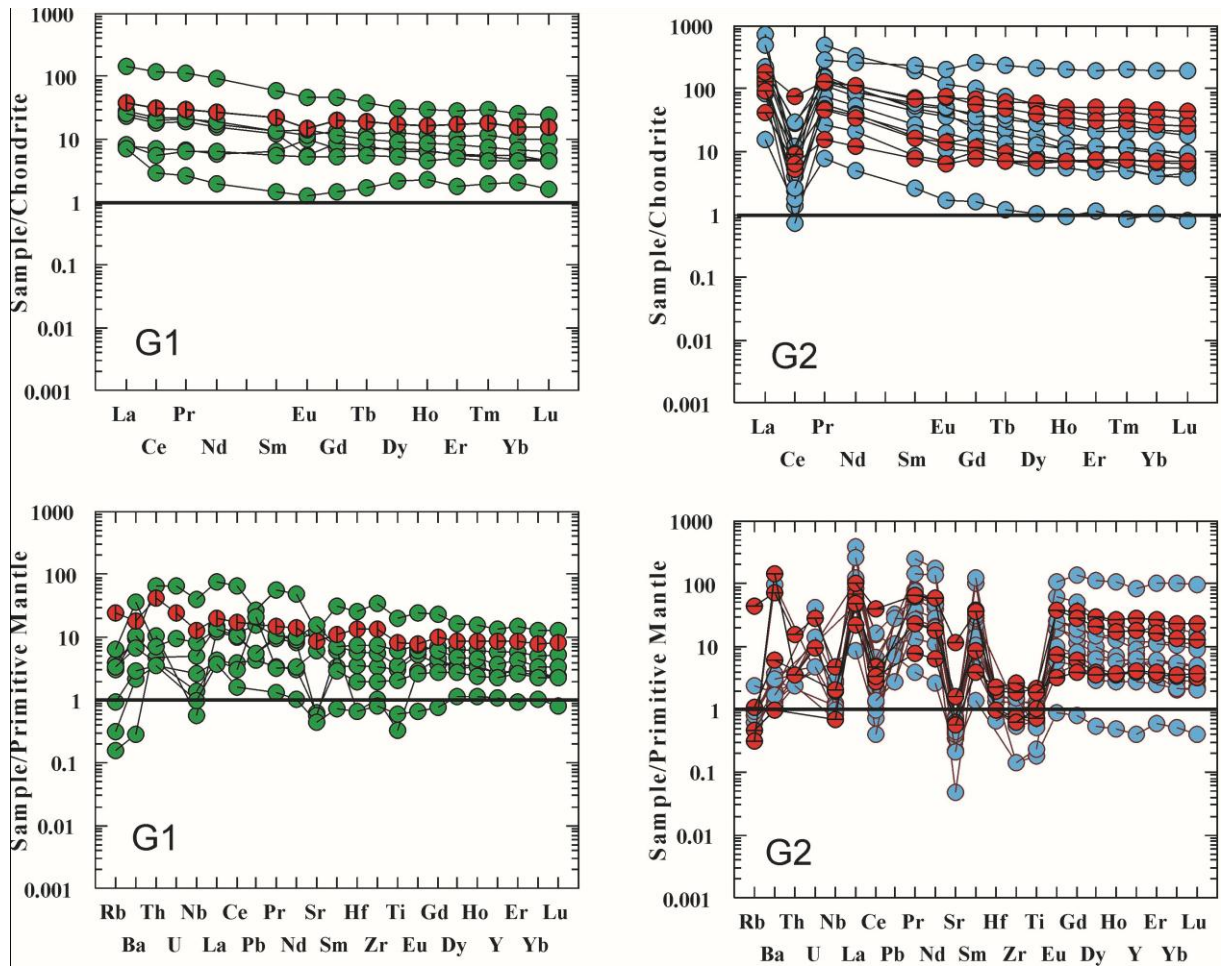
O Grupo 1 (JAE-12, JAE-7, JAE-8, Am-2, Am-10, Am-22A e Am-27) apresenta valores normalizados de ETR entre 1,26 e 145,26 em relação ao condrito. Os padrões de distribuição são sub-horizontais, exibindo leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP com razões  $La/Lu_{(N)} = 1,61-5,95$ ,  $La/Eu_{(N)} = 0,75-5,60$ ,  $Gd/Lu_{(N)} = 0,93-1,96$ ,  $(\sum ETRL) / (\sum ETRP) = 1,96-5,78$ .

Os teores de LILE, HSFÉ e ETRP são próximos aos do manto primitivo, e exibem um padrão de distribuição horizontal. Algumas amostras exibem anomalias negativas em Ti, Sr e Nb. Essa assinatura indica que os protólitos dessas rochas foram gerados a partir de uma fonte mantélica pouco diferenciada.

O Grupo 2 (JAE-15A, JAE-15B, JAE-16, JAE-17, JAE-13, Am-6, Am-16, Am-22B, Am-34, Am-40 e Am-44) apresenta valores normalizados de ETR entre 0,79 e 725,89 em relação ao condrito. Os padrões de distribuição são sub-horizontais e é marcado pela forte anomalia negativa em Ce. Exibe enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP com razões  $La/Lu_{(N)} = 2,56-28,65$ ,  $La/Eu_{(N)} = 2,40-10,01$ ,  $Gd/Lu_{(N)} = 1,36-2,69$ ,  $(\sum ETRL) / (\sum ETRP) = 1,58-9,71$ . Para a anomalia negativa de Ce também considera-se a interação do protólito dessas rochas com a água do mar, ou, com fluídos hidrotermais, e a exemplo do que foi mostrado no GBMF as amostras coletadas apresentam nenhum a um baixo grau de intemperismo.

Os teores de LILE, HSFÉ e ETRP são em média mais enriquecidos em relação ao manto primitivo, e exibem um padrão de distribuição sub-horizantal. As anomalias negativas em Sr estão relacionadas a remoção do Ca, e as anomalias de Rb relacionadas a remoção do K do sistema. Devido às fortes anomalias negativas em Ce pode-se inferir que o processo responsável por essa anomalia foi intenso, e que o mesmo foi o responsável pela a desestabilização do plagioclásio. Outra possibilidade é o processo de desestabilização do plagioclásio, tenha antes do caminamento metamórfico principal da região, ou seja, durante a interação do protólito com a água do mar.

Figura 42 - Diagramas de distribuição de ETR normalizado pelo condrito C, e diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo para as rocha máficas e ultramáficas da FO.



## CONCLUSÃO

Tendo em vista os objetivos propostos no presente trabalho foram levantados alguns critérios que podem distinguir as rochas máficas e ultramáficas do GBMF e da FO:

### Litotipos

Na região estudada a sequência *greenstone belt* é constituída predominantemente por serpentinitos e é rara a preservação de minerais e texturas reliquiares nas rochas dessas unidades.

Os ofiólitos são constituídos principalmente por anfibólios xistos e as feições reliquiares são mais comuns em relação ao GBMF.

### Metamorfismo

O campo bórico em que os ofiólitos foram metamorfizados é superior ao do *greenstone belt*. As duas unidades foram metamorfizadas em condições distintas durante o Brasiliano. O *greenstone belt* foi metamorfizado em fácies xisto verde, enquanto os ofiólitos foram metamorfizados em fácies anfibolito superior, no campo da cianita e retrometamorfismo superposto chegando a fácies xisto verde.

### Litoquímica

Os grupos de rochas das duas unidades (anfibolitos, anfibólio xistos, etc.) exibem composições químicas próximas. Em geral as ultramáfica do GBMF são mais enriquecidas em Cr e Ni.

Os teores de ETR para algumas amostras são similares, todavia a maior parte das rochas analisadas da FO apresentam teores muito mais elevados de ETR, chegando a ordem de 700 vezes superior ao condrito. As anomalias negativas de Ce e Sr são mais acentuadas na FO, e as anomalias positivas de Pb são mais evidentes no GBMF. O *greenstone belt* tende a apresentar teores mais próximos ao condrito e leve empobrecimento em ETRP.

Para as duas unidades estudadas os diagramas multielementares e de ETR definem grupo distintos bem caracterizados.

No GBMF são definidos três grupos.

Na FO são definidos dois grupos. O Grupo 1 é formado por rocha de caráter mais básico. As amostras do Grupo 2 possuem um caráter mais ultrabásico e valores anormalmente de ETR para rochas derivadas de piroxentios e peridotito.



Entretanto ainda não é possível utilizar apenas um critério para determinar se uma rocha máfica/ultramáfica pertence ao GBMF, ou a FO. O aspecto que ainda predomina para a distinção de qual unidade uma determinada rocha pertence, é a localização geográfica onde se situa. Desta maneira não seria possível reconhecer enclaves tectônicos dos ofiólitos no embasamento, ou, enclaves tectônicos do GBMF entre as rochas do Grupo Araxá.

Em relação as transformações petrogenéticas das rochas máficas e ultramáficas na região, fora possível reconhecer, tanto para a FO quanto para o GBMF um possível processo de espilitização e ou alteração hifrotermal, anterior ao metamorfismo regional. As paragêneses e as texturas metamórficas descritas reforçaram os modelos já propostos na bibliografia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALECRIM, J.D. e PINTO, L.C. - **Prospecção geoquímica orientativa por solos, Passos-Alpinópolis**. Metamig - Relatório Interno. 1980a
- ALMEIDA, F. F. M. D. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira**. Brasil. Div. Geol. Miner., B. Rio de Janeiro, p. 5-29. 1967. (241).
- ALMEIDA, F. F. M. D. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 1968. 5-93.
- ALMEIDA, F. F. M. D. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 1977. 349-363.
- ALMEIDA, F. F. M. D. **O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco**. Anais. Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais (SBG - Núcleo da Bahia). 1981. p. 1-10.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. & B. N. B. B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 7, n. USP, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA F.F.M. de, HASUI Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth-Sci. Rev.**, 17: 1-29, 1981.
- BARBOSA, O. Guia das excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia. Notas da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v. 3 p. 3-5, 1955.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C.A.B.R. (1970) - **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. DNPM-DFPM, Boi. 136, 200 pp.
- BRAUN, O. P. G.; BAPTISTA, M. B. Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. **Boletim Especial**, Salvador, v. 3, p. 225-231, 1978.
- CARVALHO, S. G. Geologia, petrologia e metalogenia da Sequência Vulcano Sedimentar de Alpinópolis (MG). **Revista Brasileira Geociências**, v. 23, p. 38-51, 1990. ISSN 1.
- CARVALHO, S. G. et al. Paragêneses e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e Arredores – MG. **Cong. Bras. Geol.**, 32, Salvador, v. 2, n. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 641-647, 1982.
- CARVALHO, S. G. **Geologia e potencial de mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas**. 1983. 216 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional e Recursos Minerais) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1983.
- CARVALHO, S. G.; BATISTA, J. J. Prospecção geoquímica de solo no cinturão vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, Minas Gerais. **SBC, Simp. Geol. Minas Gerais**, 2, Belo Horizonte, **Anais**, v. 3, p. 248-258, 1983.

- CARVALHO, S. G.; SOARES, P. C.; BARBOUR, A. P. Mineralizações nos terrenos Greenstone de Alpinópolis e Fortaleza de Minas-MG. **Geociências (São Paulo)**, São Paulo, v. 11, p. 19-47, 1992.
- CARVALHO, S.G. de; SOARES, P.C.; ANTONIO, M.C.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A F. de. Geologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 1, p. 38-51, 1993.
- CAVALCANTE, J. C. et al. **Projeto Sapucaí. Estado de São Paulo e Minas Gerais**. DNPM/CPRM. Brasília, p. 299. 1979.
- CROSTA, A. P. et al. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. **Congresso Brasileiro de Geologia 34º. Anais**, Goiânia, v. 2, p. 710-721, 1986.
- DAVINO, A. **O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás**. In: SIMP. REG. GEOL., 2. Atas. São Paulo ,SBG-NSP. Rio Claro: . 1979. p. 87-100.
- DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. 1992. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. **In.: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, SBG, 1992. Bol. Res. Exp., São Paulo, SBG, v.1, p. 407-408, 1992.**
- DEL LAMA, E.A. 1993. **Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé: estudos termobarométricos**. 132 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1993.
- DEL LAMA, E.A. **Terrenos granulíticos de Guaxupé: evolução petrológica de um segmento da crosta inferior**. 188 f. Tese (Doutorado em Petrologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista: Rio Claro, 1998.
- DEL LAMA, E.A; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. **Geological Journal, Sussex**, v. 35, p. 231-249, 2000.
- EBERT, H. Pesquisa na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. **Relatório Anual Div. Geol. Mineral.**, Rio de Janeiro, p. 79-89, 1955
- EBERT, H. Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. **Geol. Rundsch.**, v. 45, p. 471-521, 1956a.
- EBERT, H. **A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais, Relatório Anual Div. Geo. Mineral.** DNPM, p. 97-107 e 136-137. 1957.
- EBERT, H. Baustil und Regionalmetamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. **Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt**, v. 8, p. 49-81, 1962.

- EBERT, H. A estrutura Pré-Cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. **B. Paran. Geociênc.**, Curitiba, v. 26, p. 42-44, 1967.
- EBERT, H. Ocorrência da Fácies Granulíticas do Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em Dependência da Estrutura Orogênica: Hipótese Sobre Sua Origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n. 40, p. 215-229, 1968.
- EBERT, H. **Os paraibides entre São João Del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes**. FFCLRC. Rio Claro, p. 37. 1971.
- EBERT, H. Os Paraibídes entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP), e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. São Paulo: **SBG-SP/Pró-Minério**, 1984. Pub. 12/84: 72-103. (in memoriam).
- FERNANDES, N.H. **Caracterização petrográfica e química das formações ferríferas bandadas do Depósito Fortaleza de Minas em Fortaleza de Minas (MG)**. Rio Claro, 1997. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.
- FERNANDES, N. H.; CARVALHO, S. G. de; ZANARDO, A.; FERNANDES, T. M. G. Grau Metamórfico das Formações Ferríferas do *Greenstone Belt* Morro do Ferro: Abordagem Utilizando Texturas de Exsolução em Anfibólitos. **Revista de Geociências (UNESP)**, São Paulo - SP, v. 22, n.01, p. 53-63, 2003.
- FUCK, R. A. **Dobramentos Neoproterozóicos da Margem Ocidental do Cráton São Francisco**. Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal: SBG. 1990. p. 288-289.
- FYFE, W. S.; LEONARDOS JR., O. H. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: The African connection. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 247-252, 1974.
- GERMANI, D. J.; MUNEMASSA, Y. A Lavra da Jazida de Níquel sulfetado Denominado O'Toole, De Fortaleza de Minas (MG). In: **Simpósio de Mineração, 1º, Brasília, Instituto Bras. Min.**, p. 64-81.
- GODOY, L. H. **Geologia da Porção Norte da Zona de Cisalhamento Campo do Meio, na região de Bom Jesus da Penha (MG)**. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio, 2008.
- GRIFFON, J. C.; RICHTER, H. Geologia, mineração e tratamento do minério de níquel do Morro do Níquel. **Geologia e Metalurgia**, v. 40, p. 387-405, 1976.
- HADDAD, R. C. **O Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcálico potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro**. (Tese - Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. p. 270. 1995.

- HEILBRON, M. et al. **O Contato Basal do Grupo Canastra entre Itaipu de Minas e carmo do Rio Claro**. IV Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte: SGB/Núcleo MG. 1987. p. 178-198.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, **8:523-548**, 1971.
- JANASI, V.A. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. **Revista Brasileira de Geociências**, **27(1):139-150**, 1997.
- JENSON, L. S. A new method of classifying alkali volcanic rocks. **Ontario Division Mineral, Miscellaneous Paper**, v. 66, p. 22, 1976.
- MELO, R.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia e litogeoquímica de migmatitos, charnockitos e granulitos do Complexo Guaxupé na região de São João da Boa Vista (SP). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2 p. 253-272, 2013.
- MARCHETTO, C. L. M. et al. **Geologia e petrologia do segmento do greenstone belt Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas**. Congr. Brás. Geol., 33. Rio de Janeiro: SBG. 1984. p. 149.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with a Nb-Zr-Y diagram. **Chem. Geol.** **56:207-218**, 1986.
- MORAES, L. J. **Níquel do Brasil**. DNPM/DFPM. Rio de Janeiro, p. 169. 1935. (Boletim 9).
- MULLEN, E. D. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth Planet. Sci. Lett.**, **61:53-62.**, 1983.
- MORALES, N.
- MORALES, N. **Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental**. Tese de Doutorado. Rio Claro: IGCE/UNESP. 1993.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. **Earth Planet. Sci. Lett.**, **19:290-300.**, 1973.
- PETRELLI, M. et al. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. **Geochem. Geophys. Geosyst.**, v. 6, Q07011, 26 July 2005.
- RICHARD, L. R. **MinPet: Mineralogical and Petrological Data Processing System, Version 2.02**. Québec: MinPet Geological Software. 1995.
- ROIG, H. L. **Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida, MG - limite norte do Cinturão Alto Rio Grande: implicações geotectônicas emetalogenéticas**.



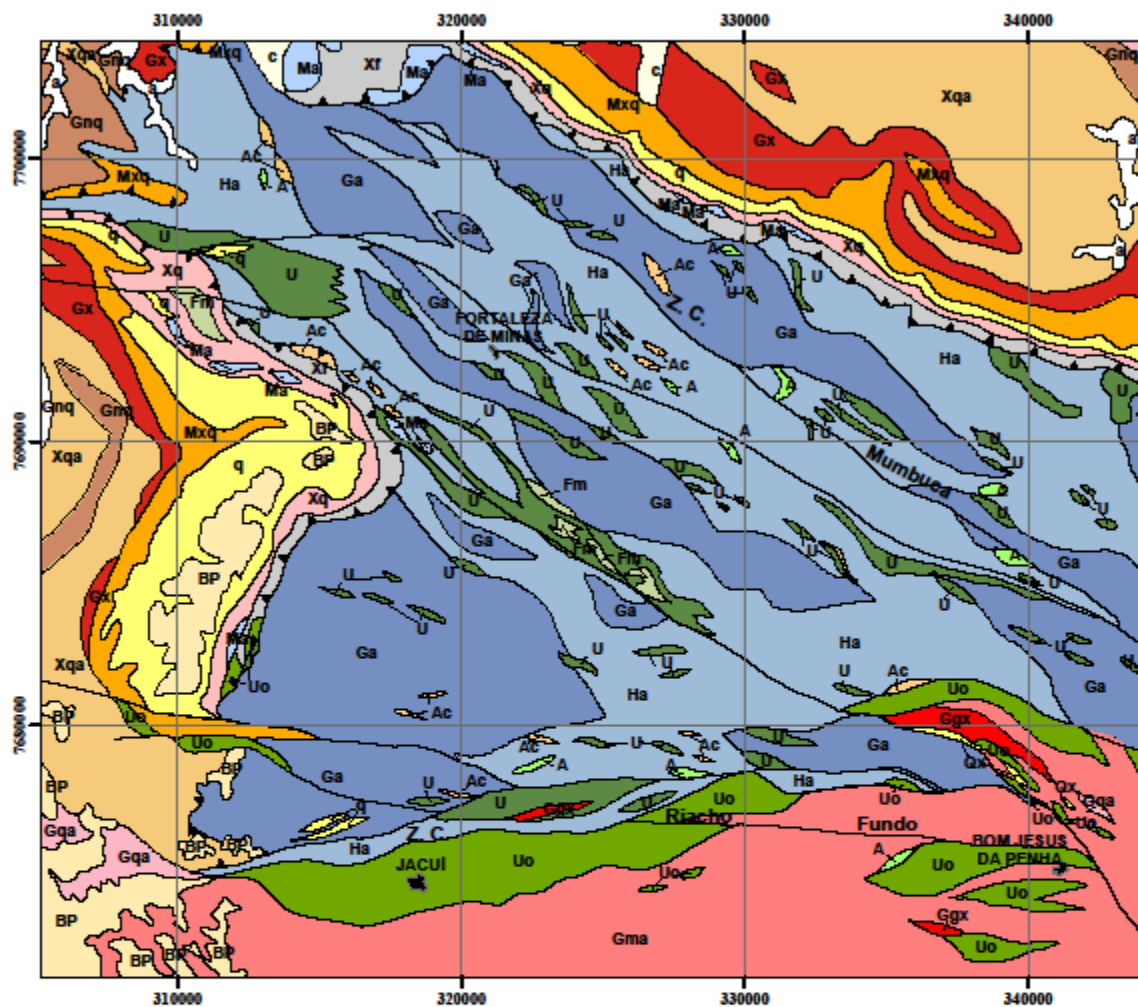
- Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Campinas. Campinas, p. 136. 1993.
- SANTIVANEZ, A. O. AS serpentinas niquelíferas do "Morro do Níquel" em Pratópolis, Minas Gerais. **Eng. Min. Met.**, v. XLII, p. 61-64, 1965. ISSN 248.
- SCHMIDT, W. **Die geologie der Araxá Gruppe in sudwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer berucksichtigung des grunsteitels von Fortaleza de Minas.** 1983. Tese (Livre – Docente) - University of Freiburg, Freiburg, 1983.
- SANTOS, M. **Modelo estrutural da Jazida O'Tolle, Fortaleza de Minas (MG).** Rio Claro, 1996. 150p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SOARES, P. C. **Tectônica colisional em torno do Bloco Parana, Brasil.** In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7°. Belém, Soc. Bras. Geol., Anais. 1988. p. 63-79.
- SOARES, P. C. et al. Aplicação da Krigeagem em prospecção por geoquímica do solo. **Atas do Iº Simpósio de Quantificação em Geociências de Rio Claro-SP,** 1985.
- SOARES, P. C.; CARVALHO, S. G.; FIORI, A. P. **Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco.** Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3. Rio Claro: SBG. 1991. p. 66-68.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton São Francisco, no Maciço Guaxupé. **CONGR. BRÁS. GEOL., 33.Natal. Anais.,** Natal, v. 7, p. 63-79, 1990.
- SPEAR, F. S. **Metamorphic Phase Equilibria and Pressure- Temperature- Time Paths.** 2. ed. New Yorke: Department of Earth and Environmental Sciences Rensselaer Polytechnic, 1995.
- SVENSSON, T. **Produção de Ferro-Níquel da Usina do Morro do Níquel.** VI SIGEG, VI Semana de Estudos. Ouro Preto: [s.n.]. 1968.
- SZABÓ, G. A. J. **Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG.** Dissertação de Mestrado. São Paulo (SP): IG-USP. 1989. p. 354.
- SZABÓ, G. A. J. **Petrologia da Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais).** Tese de Doutorado. São Paulo (SP): IG-USP. 1996. p. 354.
- SZABÓ, G. A. J. et al. **Dois Faixas Lito-Estruturais Distintas e o Limite das Províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende (MG).** Anais do Simp. sobre o Cráton do São Francisco. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. 1993. p. 272-274.

- TAYLOR, S. R.; & MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: its Composition and Evolution.** 312 p. [S.l.]: Blackwee, 1985.
- TEIXEIRA, N. A. **Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas-MG.** 1978. 213 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais) – Universidade de Brasília (IE-UnB), Brasília, 1978.
- TEIXEIRA, N. A. et al. Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas - MG). **Rev. Brás. Geociências**, v. 17, p. 209-220, 1987.
- TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M. Geologia na Raiz de um Greenstone Belt na Região de Fortaleza de Minas, MG.. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 17-26, 1979a.
- TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M.. Petrologia de Lavas Ultrabásicas e Básicas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro, Fortaleza de Minas (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 151-158, 1979b.
- TEIXEIRA, N. A.; MARCHETTO, C. M. L.; CHENEY, J. T.; DALCOMO, M. T.; MARTINI, S. L.; MATSUI, J. **Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro.** In: Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, RJ. Boletim Resumos... Rio de Janeiro, SBG, 1:150. 1984
- TEIXEIRA, N. A.; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, 17 (3):209-220, 1987.
- TURBAY, C. V. G. et al. Geologia do Complexo Campos Gerais ao sul de Alpinópolis, sudoeste de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 16, p. 79-90, 2008.
- TURBAY, C. V. G.; VALERIANO, C. D. M. Litogeoquímica do Complexo Campos Gerais e granitoides intrusivos, Arqueano/Paleoproterozoico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 663-689, 2012.
- VILJOEN, M. J.; VILJOEN, R. P.; PEARTON, T. N. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. In: **Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), Komatiites. Allen and Unwin, London**, p. 53-79.
- WERNICK, E.; ARTUR, A. C.; FIORI, A. P.. **Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro.** SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba: SBG-NSP. 1981. p. v. 1, 328-342.
- WERNICK, E.; FIORI, A. P. **Contribuição à geologia da borda sul do Cráton do São Francisco.** **Anais.** Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais (Salvador).. 1981. p. 169-179.

- YARDLEY, B. W. D. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. New Yorke: Longman Scientific & Technical, 1989.
- ZANARDO, A. **Evolução metamórfica da porção sul do Cráton Paramirim**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Natal. Anais... Natal: SBG, 1990. p. 1945-1955.
- ZANARDO, A. **Análise petrológica e microestrutural das rochas da folha Águas de Lindóia**. São Paulo (Dissertação de mestrado). Orientador: Prof. Dr. Marcos A.F.de Oliveira. IGUSP, 1987. 270 p.
- ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé - Passos – Delfinópolis (MG)**. Tese de Doutorado. Rio Claro: IGCE/UNESP. 1992. p. 288.
- ZANARDO et al., et al. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. **Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 143 - 168, 1996a. (Número Especial).
- ZANARDO, A. et al. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha – Conceição da Aparecida (MG). **Geociências**, v. 15, p. 279-297, 1996(b).
- ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; DEL LAMA, E.A.; CARVALHO, S.G. de. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Conceição da Aparecida (MG). **Geociências**, São Paulo, v.15(1). p:279-297. 1996c.
- ZANARDO, A. et al. Contexto geológico do Complexo Barbacena em seu extremo oeste. **Geociências**, São Paulo, v.19, p. 253-264, 2000.
- ZANARDO, A. Pesquisa Geológica e de Matérias-Primas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças. **Livre Docência. IGCE/UNESP**, Rio CLaro (SP), p. 283, 2003.
- ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F.; DEL LAMA, E. A. Tectono-lithologic associations of the alterosa Paleo Suture Zone – Southeastern Brazil. **Revista UnG – Geociências** V.5, N.1, p.103-117, 2006.

**ANEXOS**

## ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO



### Legenda

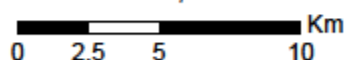
#### Unidades Fanerozoicas

- a Aluvião
- c Coberturas
- BP Sedimentos da Bacia do Paraná.

#### Unidades Pré-Cambrianas

- Xf Predomínio de xistos finos e ou filitos e filonitos, localmente com lascas tectônicas de gnaiss do embasamento.
- Ma Mármore finos, calco xistos e rochas calcissilicáticas.
- Xq Quartzos xistos, mica xistos, quartzitos e metagrauvas.
- q Predominância de quartzito com intercalações de quartzos xistos e mica xistos.
- Mxq Quartzos xistos, quartzitos e mica xistos com ou sem feldspato e rara granada.
- Gx Gnaiss milonítico, xistos feldspáticos, mica xistos, quartzos xistos e quartzitos.
- Xqa Predominância de granada mica xistos com ou sem cianita e intercalações de quartzitos e quartzos xistos (Q) e anfibólitos (A).
- Qx Quartzos xistos com intercalações de quartzitos e mica xistos, normalmente com granada e cianita.
- Gnq Intercalações de gnaisses com feições migmatíticas, quartzitos micáceos, quartzos xistos, anfibólitos gnaisses, epidoto metagrauvas, gnaisses quartzosos, mica xistos e anfibólitos.
- Gqa Granada gnaisses e granada xistos com ou sem cianita intercalados com gnaisses quartzos feldspáticos, quartzitos (q), anfibólitos (A) e rochas calcissilicáticas.
- Ggx Intercalações de gnaisses monzograníticos a tonalíticos com gnaisses anfibolíticos (dióriticos), granada quartzitos, quartzos xistos e mica xistos com ou sem granada e cianita.
- Uo Presença marcante de rochas ultramáficas associadas a seqüência supracrustal proterozóica (ofiólitos).
- Gma Biotita e/ou hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos com ou sem feições migmatíticas, com intercalações de granada xistos com ou sem cianita e estauroilita, rochas ultramáficas (u), formações ferríferas, metabásicas e anfibólitos (A).
- Ga Predomínio de migmatitos homogêneos ("schlieren", nebulítico, ofiálmico) e granitóides gnaissificados e ou cisalhados de cor cinza a rósea, graníticos a granodioríticos, localmente com lentes dióriticas ou anfibolíticas (A) e ultramáficas (u). (Complexo Barbacena).
- U Rochas ultramáficas e/ou ultrabásicas com intercalações de gnaisses e metassedimentos (seqüência greenstone).
- (Fm) Metassedimentos intimamente associados as rochas ultramáficas e ou ultrabásicas da seqüência greenstone. Inclui formações ferríferas, filonitos, quartzitos, sericita xistos e rochas ultramáficas.
- Ha Predomínio de gnaisses bandados e ou migmatitos heterogêneos predominantemente estomáticos, de coloração cinza, raramente róseos e oclares de composição tonalítica a monzogranítica, com intercalações anfibolíticas (A), ultramáficas (U), meta básicas (Mb) e de metassedimentos neoproterozóicos (Ac ou Qx) (Complexo Barbacena).

Escala  
1:200,000

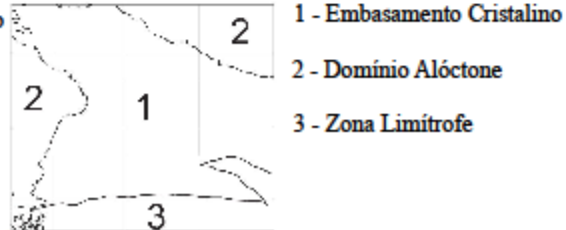


#### ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

1	2
3	4

1 - São Sebastião do Paraíso  
2 - Fortaleza de Minas  
3 - Monte Santo de Minas  
4 - Jacuí

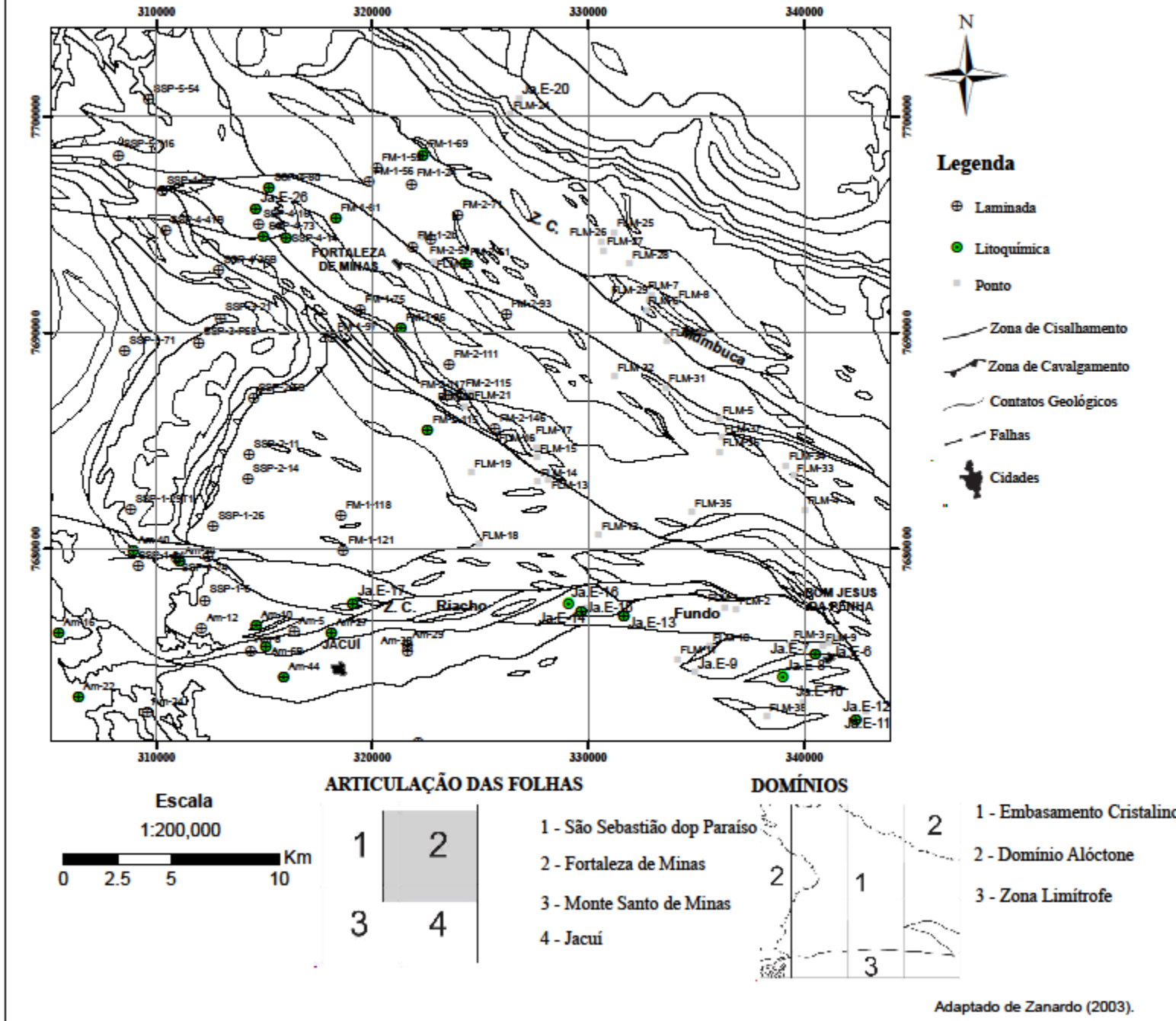
#### DOMÍNIOS



- Zona de Cisalhamento
- Zona de Cavalgamento
- Contatos Geológicos
- Falhas
- Cidades

Adaptado de Zanardo (2003).

## ANEXO II - MAPA DE PONTOS













## **ANEXO IV DESCRIÇÕES PETROGRÁFICA**

## Sumário

AM – 2.....	3
AM-6B.....	4
AM-10 .....	5
AM – 16.....	6
AM-27 .....	7
AM-34 .....	8
AM-40 .....	9
AM-44 .....	10
FM/1/69 .....	11
FM/1/81 .....	12
FM/1/86 .....	13
FM/2/61 .....	14
FM/2/119 .....	15
FM/2/146a .....	16
JA-1/112 .....	17
JA-1/129 .....	18
JA-3-111 .....	19
JA 3/149 .....	20
JA/5/151 .....	21
Ja.E – 7.....	22
Ja.E – 8.....	24
Ja.E-12A .....	26
Ja.E-13 .....	27
Ja.E-15B.....	28
Ja.E-16 .....	29



**Ja.E – 26..... 30**

**SSP/1/4B..... 31**

**SSP/1/74 ..... 32**

**SSP/4/8d ..... 33**

**SSP/4/14 ..... 34**

**SSP/4/16 ..... 35**

**SSP/4/73 ..... 36**

**AM – 2**

**Textura e Granulação:** A estrutura é anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos cristais de hornblenda. A textura é granoblástica poiquiloblástica, inequigranular de granada subédrico, a nematoblástica. A granulação média é inferior a 1,0 mm e os maiores cristais não ultrapassam 2,0 mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Hornblenda 45%, Plagioclásio 42%, Minerais Opacos 2%, Granada 6%, Apatita Traço, Quartzo 5%.

**Descrições e relações dos minerais:**

Os cristais de anfibólio exibem diferentes tamanhos e a média é superior à dimensão dos cristais de plagioclásio, exibem forte pleocroísmo, formas diversas: equidimensionais, irregulares a tabulares. O contato com outros minerais é normalmente irregulares a retilíneo. Na maioria das vezes são poiquiloblásticos, contendo piroxênio, plagioclásio e minerais opacos.

O plagioclásio (andesina) ocorre sob a forma de cristais pequenos a médios, de contornos lobulados, normalmente entre cristais de anfibólio. A maioria dos cristais não apresenta geminação, aqueles que apresentam exibem geminação polissintética e combinação de albita e periclina.

A granada ocorre sob a forma de cristais anédricos, poiquiloblásticos com ocorrência de quartzo, minerais opacos e piroxênio, de dimensões pequenas a médias.

O piroxênio (diopsídio) ocorre sob a forma de cristais pequenos a médios, normalmente anédricos, parcialmente transformados em anfibólio, normalmente inclusos nestes.

Os cristais de quartzo exibem algumas inclusões fluidas, e dimensões e formas semelhantes a do plagioclásio dificultando o seu reconhecimento.

Os minerais opacos constituem cristais irregulares pequenos, inclusos principalmente na hornblenda ou preenchendo espaços intersticiais.

A apatita é rara e ocorre sob a forma de cristais subédrico a anédricos dispersos.

**Classificação da rocha:** Granada anfibolito orientado.

**AM-6B**

**Textura e Estrutura:** A rocha apresenta leve anisotropia e contém cristais prismáticos dispostos caoticamente. A textura é predominantemente nematoblástica inequigranular, com distribuição granulométrica serial, onde a granulação média é de 1,0 mm.

**Composição modal estimada:** Anfibólio ( $\pm 87\%$ ), Goethita ( $\pm 7\%$ ), Talco ( $\pm 5\%$ ), Clorita ( $\pm 3\%$ ),

Opacos ( $\pm 1\%$ ), Rutilo (tr) e Estilpnomelano (?) (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio é representado predominantemente por tremolita/actinolita na forma de cristais subédricos exibindo leve pleocroísmo (verde claro-incolor). A antofilita geralmente aparece com hábito prismático a acicular que chegam a formar cristais de até 2,2 mm, apresenta-se orientado, enquanto a tremolita/actinolita ocorre como cristais subtabulares (curtos feixes asbestiformes) com disposição caótica e perpendicular a orientação geral, sendo que alguns cristais possuem intercrescimento lamelar de anfibólio com arranjo ortorrômbico (antofilita) aparentemente resultante de desmisturação (exsolução). Possui fraturas perpendiculares a direção de maior alongação preenchida por goethita.

A goethita possui coloração marrom alaranjada e aparece formando trilhas de padrão anastomosado preenchendo os interstícios e fraturas dos anfibólios. Localmente, surge como minúsculas palhetas sobre os anfibólios.

A clorita constitui agregados fibrolamelares de cor clara, quase incolores e praticamente sem birrefringência anômala, evidenciando ser de uma variedade magnésiana, situada nos interstícios dos cristais de anfibólio.

Os opacos são representados por cristais isolados, predominantemente anédricos, de formas irregulares e com dimensões em torno de 150  $\mu\text{m}$ , ou formando trilhas descontínuas e anastomosadas.

O talco aparece como pequenas palhetas dispersas pela lâmina com dimensões em torno de 100  $\mu\text{m}$ .

O rutilo surge como pequenos cristais anédricos de hábito granular e arredondados com dimensões em torno de 150  $\mu\text{m}$ .

O estilpnomelano (?) ocorre como uma minúscula palheta sobre um cristal de anfibólio e possui leve pleocroísmo marrom claro a marrom.

**Classificação da rocha:** Clorita-tremolita/actinolita xisto com talco e rutilo.

**AM-10**

**Textura e Estrutura:** A rocha exibe estrutura nitidamente xistosa. A textura é nematoblástica, com distribuição granulométrica serial e granulação média de 250  $\mu\text{m}$ , sendo que os maiores cristais atingem até 500  $\mu\text{m}$ .

**Composição modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 97\%$ ), Opacos ( $\pm 2\%$ ), Clorita ( $\pm 1\%$ ), Rutilo ( $< 1\%$ ) e Carbonato (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio é representado predominantemente por tremolita/cummingtonita, sendo que alguns cristais apresentam intercrescimento lamelar aparentemente resultante de desmisturação (exsolução). Em alguns locais podem ser observados cristais de cummingtonita envolvidos por coroas de tremolita e vice-versa. O anfibólio geralmente aparece com hábito prismático a tabular, exibindo leve pleocroísmo incolor a verde pálido, tendo sido parcial a totalmente cloritizado em alguns locais.

Os opacos são anédricos, com formas irregulares e dimensão média de 100  $\mu\text{m}$ , e ocorrem dispersos na lâmina. Os hidróxidos formam películas de alteração de cor amarelada ou surgem como cristais bem definidos de até 30  $\mu\text{m}$ .

A clorita tem composição magnésiana e surge na forma de cristais subédrico, tabulares ou ripiformes, com disposição intersticial.

Os cristais de rutilo geralmente estão associados aos opacos resultam da liberação de Ti durante a uralitização dos piroxênios pré-existentes e aparecem com formas anédricas e possuindo uma forte coloração amarelada.

O carbonato se encontra disperso e se apresenta na forma de cristais anédricos e irregulares, atestando liberação de Ca dos anfibólios durante passagem de fluidos aquosos ricos n: Anfibólio xisto com rutilo.

**Classificação da Rocha:** Anfibólio xisto.

**AM – 16**

**Textura e Granulação:** A estrutura é anisotrópica e a textura é lepidonematoblástica, os maiores cristais ultrapassam 3mm de comprimento.

**Composição modal estimada visualmente:** Clorita 80%, Minerais Opacos (tr), Anfibólio 20%.

**Descrições e relações dos minerais.**

A clorita é o principal constituinte da rocha, aparece como palhetas pequenas a médias dispostas segundo orientação preferencial. A coloração é transparente com fraco pleocroísmo, verde pálido a transparente.

O anfibólio ocorre como cristais ripiformes de granulação pequena a grande, dispostos segundo orientação preferencial. O pleocroísmo é leve a ausente de coloração verde pálido a amarelo pálido, trata-se de tremolita-actinolita.

Os minerais opacos apresentam formas irregulares, pequenas dimensões, e estão dispersos pela lâmina nos interstícios da clorita e do anfibólio.

**Classificação da rocha:** Tremolita-actinolita clorita xisto.

**AM-27**

**Textura e Estrutura:** Estrutura anisotrópica pouco pronunciada, marcada pela orientação dos anfibólios, e textura nematoblástica, inequigranular serial, com granulação média de 800  $\mu\text{m}$ , sendo que os maiores cristais atingem até 1,8 mm. Pode ser observado a presença de um veio de quartzo, na qual os cristais possuem dimensão média da ordem de 500  $\mu\text{m}$ .

**Composicional modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 84\%$ ), Epidoto ( $\pm 10\%$ ), Quartzo ( $\pm 5\%$ ), Titanita ( $\pm 1\%$ ), Plagioclásio ( $< 1\%$ ) e Carbonato (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio é representado predominantemente por ferroactinolita geralmente aparecendo com hábito prismático a subtabular, subédrico a anédricos, com geminação polissintética segundo  $\{100\}$ , exibindo pleocroísmo (verde-verde amarelado), possuindo inclusões de quartzo (atestando que o clinopiroxênio era mais rico em sílica), de acículas de rutilo ou titanita (resultante de exsolução tardia) e de epidoto. Em um processo mais tardio ocorreu nova geração de actinolita, na forma de cristais prismáticos subédrico com pleocroísmo amarelo claro a verde.

O epidoto geralmente está incluso nos anfibólios, sugerindo que houve liberação de Ca durante a uralitização dos piroxênios, e se apresenta como cristais equidimensionais a irregulares, predominantemente anédricos, exibindo leve pleocroísmo incolor a amarelo claro e uma birrefringência anômala.

O quartzo ocorre como inclusões nos anfibólios, com dimensão média de 100  $\mu\text{m}$  e formas anédricas e equidimensionais. O aspecto textural de intercrescimento com o anfibólio sugere que o quartzo resultou de reações metamórficas.

A titanita ocorre como cristais aciculares inclusos nos anfibólios (exsolução) e como cristais anédricos, de cor amarronzada a incolor, dispersos na lâmina.

O plagioclásio tende a composição da albita e forma cristais anédricos com disposição intersticial, sendo que alguns cristais exibem geminação polissintética.

O carbonato constitui raros cristais anédricos e irregulares dispersos na lâmina.

O veio de quartzo que corta a lâmina é composto de cristais anédricos, de granulação mais grossa, contornos lobulados a engrenados, com nítida orientação cristalográfica e os grãos exibem extinção ondulante.

**Classificação da rocha:** Anfibolito com veio de quartzo.



**AM-34**

**Textura e Estrutura:** A rocha apresenta estrutura anisotrópica e foliada, textura decussada inequigranular com granulação média de 700  $\mu\text{m}$ , onde os maiores cristais atingem até 3,0 mm.

**Composicional modal estimada visualmente:** Hornblenda ( $\pm 34\%$ ), Bronzita ( $\pm 30\%$ ), Olivina ( $\pm 15\%$ ), Clorita ( $\pm 10$ ), Serpentina ( $\pm 8\%$ ), Opacos ( $\pm 3\%$ ) e Carbonato (tr)

**Descrições e relações dos minerais:**

Os cristais de anfibólio (hornblenda magnésiana) são prismáticos subédricos a anédricos, com dimensões média de 1,5 mm, apresentam-se bastante fraturados e exibem leve pleocroísmo (verde pálido-incolor). Nas bordas dos cristais há cristais de clorita se formando a partir da hornblenda. As fraturas são preenchidas por clorita e carbonato.

O piroxênio (bronzita) ocorre como cristais tabulares anédricos a subédricos, de coloração levemente acastanhada, com dimensões da ordem de 400  $\mu\text{m}$  e exibindo contornos corroídos.

A olivina ocorre como ilhas arredondadas e alongadas envoltas principalmente por serpentina, sendo corroída pelo ortopiroxênio e, por vezes, aparecendo preservada no núcleo desse mineral. São anédricas, de hábito granular e com dimensões em torno de 1,0 mm.

A clorita ocorre sob a forma de cristais tabulares curtos a lamelares, gerando agregados intersticiais, sendo que alguns cristais estão deformados, mostrando extinção ondulante e arqueamento.

A serpentina é representada pelas variedades antigorita e crisotilo. A antigorita aparece como cristais lamelares com aspecto de “placas” de cor amarelada. O crisotilo ocorre como cristais fibrosos/aciculares de cor esverdeada e, geralmente, associada com a olivina.

Os opacos são anédricos, com formas arredondadas, irregulares a alongadas e se encontram distribuídos homoganeamente pela lâmina.

O carbonato é raro e surge como minúsculos cristais anédricos e com formas irregulares que formam pequenos agregados ou aparecem no preenchimento de fraturas nos anfibólios.

**Classificação da rocha:** Metaperidotito.

**AM-40**

**Textura e Estrutura:** A rocha apresenta nítida anisotropia configurando estrutura xistosa e textura nematolepidoblástica inequigranular com granulação média de 130  $\mu\text{m}$ , onde os maiores cristais atingem até 4,0 mm.

**Composicional modal estimada visualmente:** Clorita ( $\pm 65\%$ ), Tremolita/Actinolita ( $\pm 33\%$ ), Biotita/Estilpnomelano (?) ( $\pm 1\%$ ) e Titanita/Leucóxênio ( $< 1\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

A clorita constitui cristais lamelares a irregulares de cor clara, quase incolores, e praticamente sem extinção anômala, evidenciando ser de uma variedade magnésiana. Predomina em grandes porções da lâmina, sendo que em outros locais aparece disposta intersticialmente aos cristais de anfibólio. Possui uma disposição caótica e exibe uma orientação estatística que é cortada por superfícies de crenulação, ao longo dos quais ocorre rotação mecânica, arqueamento e fragmentação dos cristais.

O anfibólio (tremolita/actinolita) aparece como cristais alongados, de hábito prismático a acicular, de cor clara (quase incolores) e com dimensões variadas chegando até a 4,0 mm. Encontram-se bastante fraturados e/ou alterados.

A biotita ocorre como cristais subédrico ripiformes a tabulares, com débil pleocroísmo (marrom-amarelo amarronzado) e dimensão média de 300  $\mu\text{m}$ , que atestam uma contribuição de K no sistema. Também pode ser observada a presença de um filossilicato (estilpnomelano?) que surge como cristais subédricos de hábito tabular bastante similares a biotita, embora com birrefringência menor.

A titanita apresenta minúsculos cristais anédricos fortemente amarronzados, com dimensão média de 20  $\mu\text{m}$ , que formam agregados intersticiais dispersos pela seção delgada. Tais agregados receberam contribuição de massas intersticiais de leucóxênio microcristalino.

**Classificação da rocha:** Tremolita/actinolita-clorita xisto.

**AM-44**

**Textura e Estrutura:** A rocha apresenta nítida anisotropia, configurando estrutura xistosa e textura nematoblástica inequigranular com granulação média de 500  $\mu\text{m}$ , onde os maiores cristais atingem até 3,5 mm.

**Composicional modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 97\%$ ), Talco ( $\pm 2\%$ ), Óxidos e Hidróxidos ( $\pm 1\%$ ) e Clorita (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio é representado predominantemente por tremolita/cummingtonita, sendo que alguns cristais apresentam intercrescimento lamelar aparentemente resultante de desmisturação (exsolução). Os cristais são subédricos de hábito prismático a subtabular, em alguns casos são aciculares, e de cor levemente esverdeada, quase incolor.

O talco surge como pequenas palhetas anédricas, com dimensão média de 40  $\mu\text{m}$ , dispersas pela seção delgada ou formando aglomerados que preenchem as fraturas dos anfibólios.

Os opacos são anédricos e se encontram homogeneamente dispersos, com dimensões variadas em torno de 50  $\mu\text{m}$ , e localmente sofrem alteração para películas amareladas e avermelhadas de goethita e/ou hematita.

A clorita aparece como cristais intersticiais, subédrico e de hábito lamelar, dispersa pela seção delgada.

**Classificação da rocha:** Anfibólio xisto.

**FM/1/69**

**Textura e estrutura:** Textura lepidoblástica. Os maiores cristais são de clorita e chega a 3mm e a massa é fina.

**Composição modal estimada visualmente:** Serpentina ( $\pm 80\%$ ), Opacos ( $\pm 10\%$ ), Clorita ( $\pm 4\%$ ), Tremolita-Actinolita ( $\pm 4\%$ ), Carbonato ( $\pm 2\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

Rocha constituída predominantemente por uma massa finíssima de serpentina, que envolve cristais irregulares corroídos de tremolita e cristais irregulares de clorita e opacos.

A clorita exhibe extinção ondulante e frequente “*kink bands*” e formas tabulares a irregulares.

O carbonato constitui alguns cristais submilimétricos a milimétricos irregulares e pontuações localizadas dispersas por entre a serpentina.

Os opacos são finos a médios, irregulares, preenche fraturas, ocorre como lentes nos planos de clivagem de clorita e localmente constituem trilhas e filetes irregulares em máculas, sugerindo pseudomorfos de olivina (serpentinização).

**Classificação da rocha:** Serpentinito com restos de tremolita-actinolita.

**FM/1/81**

**Textura e estrutura:** Textura lepidoblástica porfiroblástica com cristais isolados ou em lentes de anfibólio e clorita de granulação média (até 5mm de comprimento) em matriz fina de serpentina.

**Composição modal estimada visualmente:** Serpentina ( $\pm 80\%$ ) Anfibólio ( $\pm 10\%$ ), Clorita ( $\pm 7\%$ ), Opacos ( $\pm 3\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

A serpentina apreze granular fina substituindo anfibólio e clorita.

O anfibólio (tremolita) ocorre sob a forma de cristais isolados corroídos em lentes ou faixas descontínuas, onde está bem orientada.

A clorita constitui cristais irregulares a tabulares, orientados, comumente com intenso “*kink band*”.

Os opacos são irregulares constituindo faixas e trilhas difusas.

**Classificação da rocha:** Clorita-Tremolita Serpentinito.

**FM/1/86**

**Textura e estrutura:** A textura é nematoblástica. Os maiores cristais raramente atingem 1mm e a média está próxima de 0,1mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 70\%$ ), Plagioclásio ( $\pm 10\%$ ), Feldspato Potássico ( $\pm 5\%$ ), Opacos e Titanita ( $\pm 3\%$ ), Epidoto ( $\pm 1\%$ ), Clorita ( $\pm 1\%$ ), Quartzo (tr), Apatita (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

Rocha fortemente deformada com caráter não coaxial, apresentando frequentes dobras assimétricas, micro zonas de cisalhamento com epidoto ou cordões de opacos e titanita.

Paralela à foliação principal ocorre uma banda com cerca de 2 a 2,5mm de espessura composta basicamente por feldspato potássico sem geminação e com fragmentação, sugerindo ser ortoclásio parcialmente triclinizado.

Esse ortoclásio está salpicado por inúmeras acículas de anfibólio, e chega a substituir parcialmente o plagioclásio nas proximidades do veio. Esse feldspato exibe extinção ondulante, que se recupera em “geminação difusa”, leva a triclinização (catalisa).

O anfibólio ocorre sob a forma de lentes assimétricas a com bordas fragmentadas e neomineralizada (recrescida) com composição algo diferente da inicial. Exibe pleocroísmo moderado amarelo esverdeado claro a verde azulado moderado.

O plagioclásio ocorre sob a forma de pequenos cristais isolados e dispersos entre os anfibólios, sugere ser oligoclásio e/ou albita.

Os opacos e titanita se associam com o segundo bordejando o primeiro e constituem grãos irregulares ou filitos, dispostos em trilhas orientadas paralelas a foliação.

A clorita ocorre sob a forma de algumas palhetas intersticiais.

O quartzo é raro como a apatita.

**Classificação da rocha:** Hornblenda Xisto.



**FM/2/61**

**Textura e estrutura:** Porfiroblástica foliada. Cristais com até 1mm de comprimento envolto por massa fina.

**Composição modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 65\%$ ), Plagioclásio ( $\pm 20\%$ ), Epidoto ( $\pm 10\%$ ), Clorita ( $\pm 3\%$ ), Opacos ( $\pm 4\%$ ), Titanita ( $\pm 2\%$ ), Apatita (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

A rocha exibe forte deformação frágil dúctil com intensa neomineralização. Dessa maneira aparece fenocristais de anfibólio com núcleos de cor acastanhada e forte pleocroísmo, passando nas borda para composições de cores mais fracas, verde clara a verde azulada, com pleocroísmo menos intenso. Outro aspecto interessante do anfibólio é a fragmentação e recrescimento nas bordas, gerando agregados fibrosos, às vezes com aspecto de pena. Hornblenda passando para ferroactinolita e actinolita.

Envolvendo os agregados fibrosos de anfibólio aparece produto de saussuritização e moagem do plagioclásio, gerando sericita fina, albita e principalmente epidoto finamente granulado e anédrico.

Intersticialmente também ocorrem palhetas de clorita, ocorrendo da alteração do anfibólio.

Os opacos constituem cristais esqueletiforme, irregulares a sub octaédricos e estão sempre envolvidos por cordões de titanita.

**Classificação da rocha:** Milonitos de Anfibólio.

**FM/2/119**

**Textura e estrutura:** Nematoblástica. O maior cristal possui cerca de 1mm de comprimento e a média da ordem de 0,1mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Tremolita-Actinolita ( $\pm 97\%$ ), Titanita ( $\pm 1\%$ ), Clinozoisita ( $\pm 1\%$ ), Restos de Feldspatos ( $\pm 1\%$ ), Opacos e Leucoxênio (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

Rocha composta basicamente de anfibólio verde claro, onde o maior cristal apresenta cores mais fortes (ferroactinolita a hornblenda). Sugerindo forte deformação e fragmentação com neomineralização (recrescimento) sin-tectônico, a partir de anfibólios de maior temperatura e possivelmente piroxênios (clinopiroxênios).

Nesse contexto dá-se a formação como subproduto da titanita que constitui agregados microcristalinos (dispostos como manchas) e cristais irregulares.

A clinozoisita constitui poucos e pequenos cristais anédricos relativamente equidimensionais dispersos entre os anfibólios.

Os feldspatos (plagioclásio?) ocorre intersticialmente aos anfibólios e são pequenos e parcialmente alterados.

Os opacos e leucoxênio e (hidróxidos) ocorrem como pontuações esparsas e minúsculas.

**Classificação da rocha:** Tremolita/Actinolita Xisto fino.

**FM/2/146a**

**Textura e estrutura:** Lepidoblástica. Os maiores cristais que aparecem na lâmina são de clorita e opacos e raramente ultrapassam 0,2mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Serpentina ( $\pm 90\%$ ), Opacos ( $\pm 8\%$ ), Clorita ( $\pm 2\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

Lâmina exibindo massa de serpentina fina, com porções concentrando fibras, sugerindo ser representada basicamente por antigorita e crisólita. Está relativamente bem orientada.

Quebrando a monotonia ocorrem opacos na forma de pequenos cristais irregulares e agregados pulverulentos, arranjados em cordões e listras descontínuas de espessura milimétrica a até pouco mais de 2mm.

Juntamente com os opacos ocorrem cloritas magnesianas recristalizadas, com orientação de “veio”.

A disposição da serpentina e da clorita sugere a disposição de opacos ao longo de fraturas e zonas de cisalhamento antes da serpentinização, talvez em fácies anfíbolito.

**Classificação da rocha:** Serpentinito.

**JA-1/112**

**Textura e estrutura:** Lâmina com domínios de granonematoblásticos e domínios granoblásticos poligonal. Os maiores cristais raramente atingem 1mm e a granulação média posiciona-se ao redor de 2mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Hornblenda ( $\pm 45\%$ ), Plagioclásio ( $\pm 35\%$ ), Clinopiroxênio ( $\pm 5\%$ ), Granada ( $\pm 5\%$ ), Titanita ( $\pm 5\%$ ), Quartzo ( $\pm 2\%$ ), Escapolita ( $\pm 2\%$ ), Opacos ( $\pm 1\%$ ), Apatita (tr), Rutilo (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

A rocha é marcada por uma laminação compostas por leitos submilimétricos a milimétricos (até cerca de 3mm) compostos por máficos e leitos granoblásticos poligonal (mosaico) de plagioclásio, sendo estes últimos mais descontínuos lenticulares e em menor quantidade.

O anfibólio é fortemente pleocróico e substitui clinopiroxênio. É tabular a equidimensional e exibe forte pleocroísmo, verde amarelado claro a verde oliva com tonalidade acastanhada em  $\beta$ .

O clinopiroxênio constitui os maiores cristais da lâmina, coloração levemente esverdeada que é ressaltada pela uralitização. São anédricos.

O plagioclásio (andesina) exibe zoneamento difuso e contínuo e formas poligonais com perfeita textura de equilíbrio entre si. Localmente exibe leve saussuritização (carbonato, epidoto, sericita).

A granada é pequena euédrica a subédrica e ocorre normalmente na interface plagioclásio-anfibólio.

A titanita constitui ninhos alongados granulares nos leitos ricos em máficos, e frequentemente envolve opacos (ilmenita) e rutilo.

O quartzo ocorre localmente como cristais anédricos mais ricos em minúsculas inclusões fluidas com o plagioclásio.

A escapolita ocorre sob a forma de alguns cristais anédricos em equilíbrio com o plagioclásio em um leito. Esta parcialmente alterado, exibindo aspecto fibroso.

Os opacos são anédricos e normalmente associados à titanita.

Os aspectos texturais e mineralógicos não evidenciam origem quer sedimentar ou magmática, todavia está mais para ortoderivado.

**Classificação da rocha:** Granada anfibolito fitado ou gnaiss anfibolítico.

**JA-1/129**

**Textura e estrutura:** Blastofítica, com cristais maiores de olivina, piroxênio e plagioclásio em matriz neomineralizada fina. Os maiores cristais raramente atingem 5mm e é bimodal devido à recristalização e principalmente intensa neomineralização

**Composição modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 45\%$ ), Clinopiroxênio ( $\pm 17\%$ ), Plagioclásio ( $\pm 17\%$ ), Ortopiroxênio ( $\pm 7\%$ ), Granada ( $\pm 5\%$ ), Opacos ( $\pm 5\%$ ), Biotita/ Flogopita ( $\pm 2\%$ ), Olivina ( $\pm 2\%$ ), Carbonato (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

A rocha exibe nítida textura magmática fortemente modificada onde se percebe cristais primários de plagioclásio, olivina, augita e hiperstênio sendo substituídos por anfibólio, biotita, granada e carbonatos.

O anfibólio ocorre sob a forma de pequenos cristais em agregados policristalinos sacaroidais, levemente pleocróicos verde claro a verde acastanhado claro. Substitui os piroxênios usando o plagioclásio, sendo mais colorido nas proximidades de opacos. Frequente distribuição granulo-radial.

O clinopiroxênio é levemente esverdeado e encontra-se substituído parcial a totalmente por anfibólio, gerando pseudomorfos com contornos pouco modificados. Possuem cores acastanhadas.

O plagioclásio exibe extinção ondulante, arqueamento das lamelas e plano de rompimento onde ocorre neomineralização ou recristalização. Nos planos de rompimento cicatrizados frequentemente aparece minúsculos cristais de carbonato.

O ortopiroxênio ocorre sob a forma de cristais tabulares corroídos gerando formas ovaladas e constitui agregados policristalinos sacaroidais arredondados a irregulares, aparentando constituir pseudomorfos de olivina.

A olivina somente foi observada na forma de um cristal irregular com cerca de 2mm de comprimento substituído radialmente (granularmente) por hiperstênio nas bordas.

A granada é subédrica, normalmente poiquilítica e sugere nos antigos limites plagioclásio piroxênio, sendo formada a custo do excesso de alumínio do plagioclásio, na reação de uralitização.

A biotita/ flogopita associa-se ao anfibólio é normalmente anédrico e possui cores laranja avermelhado.

Metamorfismo de fácies anfibolito médio a baixo sugerindo intrusão tardi-ápice metamórfico.

**Classificação da rocha:** Meta gabro.

**JA-3-111**

**Textura estrutura:** Nematoblástica e os maiores cristais atingem na seção de corte, cerca de 3mm e a média é submilimétrica.

**Composição modal estimada visualmente:** Anfibólio ( $\pm 70$ ), Clorita ( $\pm 29$ ), Opacos ( $\pm 1\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio ocorre basicamente sob a forma de seção basal de prismas com apenas alguns cristais desorientados. Exibe na maioria dos casos extinção reta sugerindo ser antofilita-gedrita, com geminação ou exsolução de cummingtonita. Esta deformado com *kink band*, arqueamento e extinção ondulante.

A clorita ocorre sob a forma de palhetas intersticiais, normalmente bem formadas, localmente apresentam-se dobradas.

Os opacos constituem pontuações terrosas e pequenos cristais irregulares dispersos.

**Classificação da rocha:** Clorita-antofilita xisto.



**JA 3/149**

**Textura estrutura:** nematoblástica e a granulação: os maiores cristais raramente atingem 2 mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Actinolita – Ferro actinolita ou Cummingtonita ( $\pm 89\%$ ), Clorita ( $\pm 8\%$ ), Opacos ( $\pm 3\%$ ), Apatita (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio exibe pleocroísmo leve, cor esverdeada e em alguns casos têm o núcleo salpicado por minúsculas inclusões de opacos pulverulentos ou em bastonetes.

A clorita ocorre intersticialmente e também é esverdeada.

Os opacos normalmente são anédricos e alongados e como os anfibólios e clorita, estão orientados.

Intercrescido com actinolita ou como cristais individuais aparenta ter cummingtonita.

**Classificação da rocha:** Clorita actinolita xisto.

**JA/5/151**

**Textura e estrutura:** Granolepblástica inequigranular e fenoblástica de estrutura maciça. A granulação varia de microcristalina (agregados microcristalinos configurando pseudomorfos) e restos de cristais primários com até 1,5mm de comprimento.

**Composição modal estimada visualmente:** Difícil de estimar devido à trama de granulação: Talco ( $\pm 35\%$ ), Antigorita ( $\pm 35\%$ ), Clorita ( $\pm 20\%$ ), Olivina ( $\pm 2\%$ ), Tremolita ( $\pm 2\%$ ), Carbonato ( $\pm 4\%$ ), Opacos ( $\pm 2\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

O talco constitui massas finas de cristais anédricos fibrosos e normalmente são bordejados por antigorita na forma de filetes aparentando ter uma substituição do talco por antigorita. O talco aparenta provir principalmente do anfíbólio (tremolita e ou antofilita)

A antigorita aparece na forma de pequenos a minúsculos cristais anédricos, em massas engrenadas dispostas em manchas ou domínios retilados irregulares. Localmente aparece substituindo olivina.

A clorita constitui cristais placóides normalmente submilimétricos, retangulares curtos, concentrados em difusos domínios. Exibe extinção ondulante e kink.

A olivina (forsterita) ocorre como restos de cristais anédricos fraturados como ilhas na serpentina.

O anfíbólio (tremolita) ocorre de maneira semelhante à olivina, todavia, mas ligado à alteração para talco, e alguns cristais possuem extinção reta, sugerindo a possibilidade de ter também antofilita.

O carbonato é magnésiano e constitui cristais anédricos e aparenta ser tardio ao processo de geração da rocha.

Os opacos são cristais irregulares, dispersos pela lâmina, irregularmente.

Rocha ortoderivada que aparenta ter atingido fácies anfibolito (com geração de olivina metamórfica) e retrometamorfismo com talcificação e serpentinização.

**Classificação da rocha:** Metaultramafito

**Ja.E – 7**

**Textura/Estrutura:** Rocha com nítida anisotrópica e uma foliação marcada pela orientação preferencial dos minerais prismáticos. A textura é granonematoblástica, com granulação variando de submilimétrica a até 2,5 milímetros, predominando os tamanhos submilimétricos e de um milímetro.

**Composição modal estimada visualmente:** Hornblenda 61%, Plagioclásio + Quartzo (+ 35%), Titanita (+ 1-2%), Epidoto (tr), Opacos (tr), Rutilo (tr), Carbonato (tr), Apatita (tr) e Clorita (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

Os cristais de hornblenda tem hábitos prismáticos/tabulares subédricos e granulares/irregulares anédricos. Possuem coloração verde claro a verde pálido com pleocroísmo de tonalidade verde piscina ou verde vivo e, em poucos casos, possuem geminação. Seus contornos/contatos são retos a lobulados. Alguns cristais encontram-se corroídos nas bordas ou no interior, havendo passagem para clorita, carbonato, titanita, epidoto e actinolita (?).

O plagioclásio se apresenta como cristais de hábitos granular e tabular anédricos, e às vezes sem geminação polissintética. Seus contornos/contatos são predominantemente retos. Estão dispostos entre os anfíbios ou formando agregados milimétricos acompanhando a foliação. Encontram-se em alguns casos saussuritizados, com epidoto, carbonato, clorita e mais raramente, titanita associados.

As titanitas apresenta-se de duas formas: cristais prismáticos losangulares euédricos; e cristais granulares euédricos a anédricos. Possuem coloração acastanhada e tamanhos submilimétrico. Encontram-se isoladas ou formando pequenos agregados de aproximadamente um milímetro. Estão associadas às hornblendas com ou sem carbonato e, mais raramente, aos plagioclásios.

Os cristais de carbonato apresentam formatos irregulares e estão associados às hornblendas e plagioclásios em processo de alteração, juntamente com epidoto, titanita ou clorita.

Os cristais de epidoto possuem granular subédrico a anédrico, sendo anédricos a subédricos. São incolores e podem apresentar pleocroísmo para amarelo pálido. Estão associados às hornblendas e plagioclásios alterados, juntamente com carbonato. Os cristais de clorita são anédricos, com aspecto fibroso e apresentam extinção ondulante. São incolores com discreto pleocroísmo para tons de verde. Estão associados às hornblendas em processo de alteração e em apenas um caso, aos plagioclásios alterados. Os opacos se apresentam com formato granular ou irregular. Estão dispersos pela lâmina, às vezes associados aos minerais em processo de alteração. O rutilo tem formato granular ou irregular e colorações amarelo

caramelo ou castanho amarelado. As apatitas estão dispersas pela lâmina com hábito granular, prismático ou irregular.

**Classificação da rocha:** Anfibolito.

**Ja.E – 8**

**Textura/Estrutura:** Rocha com fraca anisotropia e uma foliação de xistosidade marcada pela orientação preferencial de minerais prismáticos (anfíbólios e piroxênios) e cloritas. A textura é nematolepidoblástica e a granulação varia de submilimétrica a aproximadamente três milímetros, com predomínio de cristais submilimétricos a pouco mais de um milímetro.

**Composição modal estimada visualmente:** Clorita (27%), Opacos (5%), Tremolita (+ 24%), Carbonato (+ 1%), Ortopiroxênio (+ 20%), Olivina (+ 15%), Serpentina (+ 7%),

**Descrição e relações dos minerais:**

Os cristais de clorita ocorrem como palhetas retangulares euédricos a subédricos, apresentando geminação e extinção ondulante. São incolores, às vezes com discreto pleocroísmo verde pálido, tratando-se da variedade magnesiana. Formam agregados milimétricos alongados, normalmente associados aos ortopiroxênios, mostrando uma anisotropia pouco marcante. Também são vistas no interior de piroxênios e próximas aos fantasmas de olivina. Em alguns casos há pequenos filetes de carbonato paralelos à maior direção das palhetas.

Os cristais de tremolitas são prismáticos, tabulares e irregulares, sendo subédricos a anédricos. São incolores, porém mostram em alguns casos pleocroísmo discreto de coloração verde/amarelo pálido. Estão dispostos na lâmina de maneira semelhante às cloritas. Suas fraturas podem estar preenchidas por carbonato e/ou serpentina e estão passando para clorita.

Os cristais de ortopiroxênio são prismáticos, tabular ou irregulares fortemente corroídos, apresentando aspecto fibroso e coloração marrom escuro a preto. A granulação varia de três milímetros a submilimétrica. Estão alterando para clorita magnesiana, tremolita e serpentina, esta última preenchendo fraturas. Na passagem para anfíbólio, é comum a associação com minerais opacos e hidróxido de ferro.

Os cristais de olivina são granulares e de dimensões submilimétricas, apresentando textura de fantasmas. Estima-se que seus antigos prismas alcançariam tamanhos de aproximadamente três milímetros. Há alteração para clorita, serpentina e possivelmente tremolita. Sempre há minerais opacos associados às essas transformações mineralógicas.

Os cristais de serpentina ocorrem como produto de alteração das olivinas, tremolitas e ortopiroxênios, formando massas com cristais minúsculos que envolvem quase totalmente alguns minerais, como as olivinas, e preenchendo fraturas de piroxênios e anfíbólios. Apresentam coloração verde oliva, amarelada e podem estar incolores.

Os opacos são anédricos, com hábitos granular, irregular e alongado e de tamanho submilimétrico. Estão associados às olivinas e ortopiroxênios alterados. Os carbonatos estão

associados às cloritas e aos anfíbios, formando filetes ou pequenos agregados submilimétricos.

**Classificação da rocha:** Meta Peridotito.

**Ja.E-12A**

**Textura e estrutura:** Rocha com textura blasto sub ofítica marcada por cristais de plagioclásio e pelos cristais de anfibólio e piroxênio. Os minerais não apresentam um orientação preferencial dos cristais.

**Composição modal estimada visualmente:** Hornblenda  $\pm 55\%$ , Plagioclásio  $\pm 25\%$ , Granada  $\pm 15\%$ , Piroxênio  $\pm 5\%$ , Rutilo (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

A hornblenda ocorre na forma de agregados com cristais com dimensões médias inferiores a 0,002mm. Esses agregados podem ocorrer como pseudomorfos de cristais de piroxênio e bordejando os cristais de piroxênio. A coloração dos cristais é predominantemente marrom, mas também apresenta coloração esverdeada. A hornblenda de coloração marrom se situa entre os cristais de plagioclásio e piroxênio e a de coloração verde comumente forma os pseudomorfos.

Os piroxênios apresentam-se na forma de cristais subédricos com dimensões médias de 1,0x0,6mm, e a coloração dos cristais é castanho pálido a incolor, com leve pleocroísmo. No contato com os cristais de plagioclásio comumente há a presença da hornblenda marrom, e o contato mostra claramente que ocorreu reação/consumo dos cristais de piroxênio e plagioclásio para a formação do anfibólio. São poucos os cristais de piroxênio que foram afetados pela reação descrita acima, mas ocorrem graus variados de reação na rocha, podendo ser parcial ou total.

O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais tabulares subédricos, alguns anédricos, com dimensões, médias de 1,0x0,2mm. O contato com outras fases minerais comumente é lobulada, provavelmente ligada a reações com essas mesmas fases minerais.

As granadas são cristais subédricos a euédricos, associada aos cristais de plagioclásio, a dimensão média dos cristais é de 0,2mm. O rutilo ocorre sob a forma de agregados formados por cristais com dimensões inferiores a 0,08mm.

**Classificação da rocha:** Meta diabásio, ou, piroxênio-plagioclásio-granada-hornblenda fels.



**Ja.E-13**

**Estrutura e textura:** Descrição microscópica: Rocha com estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos cristais de actinolita. A textura é nematoblástica.

**Composição modal estimada visualmente:** Actinolita  $\pm 97\%$ , Quartzo  $\pm 3\%$ .

**Descrições e relações dos minerais:**

A actinolita se apresenta na forma de cristais prismáticos, orientados segundo uma mesma orientação, com dimensões médias de 2,0x0,6mm. Mostra fraco pleocroísmo verde pálido/incolor. Nas fraturas dos cristais normalmente se observa a presença de cristais fibrosos de coloração castanha.

O quartzo ocorre com cristais anédricos no contato entre os cristais de actinolita.

**Classificação da rocha:** Actinolita xistos com quartzo.

**Ja.E-15B**

**Textura e estrutura:** A estrutura da rocha é anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos cristais de anfibólio, é comum observar esses mesmos cristais com foliação oblíqua à foliação. A textura é predominantemente nematoblástica formada por grandes cristais de anfibólio intercrescidos, com matriz formada por placas de clorita.

**Composição modal estimada visualmente:** Tremolita/Antofilita  $\pm 50\%$ , Clorita  $\pm 45\%$ , Talco  $\pm 5\%$ , Opacos  $\pm 3\%$ .

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio se apresenta na forma de cristais prismáticos bem desenvolvidos, com cristais maiores que 5mm de comprimento e 0,22, de largura, o tamanho médio dos cristais é na ordem de 3,5mm de comprimento, por 0,2mm de largura. A maioria dos cristais está alterando para talco, essa alteração aparece em taxas variadas, podendo ser insipiente a quase total. Normalmente na as bordas dos cristais estão manchadas por coloração alaranjada a ocre, provavelmente devido ao intemperismo que forma hidróxidos de ferro.

A clorita ocorre sob a forma de placas intercrescidas, podendo estar, ou não, orientadas segundo a foliação da rocha. Os cristais apresentam leve pleocroísmo verde pálido/incolor. A dimensão dos cristais varia de submilimétricos a milimétricos, sendo que o maior cristal possui dimensões na ordem de 1,3x0,05mm, as placas podem ser curtas ou alongadas.

O talco se apresenta na forma de massas de cristais anédricos de dimensões submilimétricas. Ocorre associado aos anfibólios, normalmente nas discontinuidades dos cristais (fraturas, clivagens, etc). Aparentemente o talco é produto da alteração dos cristais de anfibólio.

**Classificação da rocha:** Talco-clorita-anfibólio xisto.

**Ja.E-16**

**Textura e estrutura:** A lâmina possui textura lepidonematoblástica com evidente anisotropia e estrutura xistosa. A granulação relativa é inequigranular bimodal com predomínio de tamanhos submilimétricos a pouco mais de 1 milímetro e havendo cristais com até 2,5 milímetros.

**Composição modal estimada visualmente:** Clorita ( $\pm 70\%$ ), Anfibólio (Tremolita-Actinolita), ( $\pm 30\%$ ), Goethita o + Estilpnomelano (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

**Clorita:** Estão na forma de palhetas e filetes com aspecto fibroso, geralmente subédricos e com tamanho submilimétrico. São incolores, apresentando leve pleocroísmo de coloração verde pálido. Observam-se cloritas preenchendo fraturas de alguns anfibólios, possivelmente como resultado da alteração dos mesmos. Também são vistas sendo circundadas por hidróxido de ferro, às vezes aparentando se tratar de alteração para outro filossilicato (estilpnomelano?). Por fim, é comum observar extinção ondulante.

**Anfibólio:** Predominam os cristais subédricos com formatos prismático e losangular, quando vistos em seção basal. São encontrados tamanhos variando de submilimétrico a até aproximadamente 2,5 milímetros. A coloração é predominantemente incolor, havendo discreto pleocroísmo de cor verde a amarelo pálido. Alguns anfibólios estão deformados e apresentam extinção ondulante, enquanto outros se encontram fraturados e um pouco fragmentados. Algumas fraturas perpendiculares à maior direção do prisma podem estar preenchidas por clorita e/ou hidróxido de ferro. Também não é raro este material circundar ou encontrar-se no interior de anfibólios.

**Hidróxido de ferro:** Encontram-se preenchendo fraturas, no interior ou circundando anfibólios e cloritas, nesse último caso podendo formar linhas finas e orientadas de acordo com a disposição dos minerais. Possuem coloração laranja amarelada e marrom escuro. Quando é notado um pleocroísmo discreto de tom amarronzado claro, aparenta se tratar de estilpnomelano.

**Classificação da rocha:** Anfibólio Clorita Xisto.

**Ja.E – 26**

**Textura/Estrutura:** Seção com marcante anisotropia, tendo foliação destacada por um bandamento composicional, às vezes descontínuo, de serpentina + opacos e clorita + talco + anfibólio + opacos. A textura é predominantemente lepidoblástica e sua granulação varia de submilimétrica a 1,5 milímetros, com predomínio de cristais submilimétricos.

**Composição modal estimada visualmente:** Serpentina (+ 43%), Opacos + Hidróxido de ferro (18%), Clorita (+ 17%), Tremolita (+ 7-8%).

**Descrição e relações dos minerais:**

As serpentinas formam palhetas mais ou menos retangulares subédricos, com aspecto fibroso e granulação muito fina. São incolores e exibem extinção ondulante. Compõem bandas em associação com opacos e hidróxidos de ferro e são vistas, em menores quantidades, nas bandas de talco, clorita e anfibólio, às vezes preenchendo fraturas e limites deste último mineral.

Os opacos tem formatos alongados, granulares, irregulares e até retangular, com granulação alcançando 1,5 milímetros. São componentes das duas bandas, formando trilhas orientadas de acordo com a foliação e tendo maior quantidade e granulação nas bandas de clorita, talco e anfibólio. Os hidróxidos de ferro tem coloração amarelada a castanho, ocorrem associados aos opacos e tingem os minerais de ambas as bandas.

As cloritas estão na forma de palhetas submilimétricas, predominantemente subédricos. São incolores com ausência de pleocroísmo e exibem extinção ondulante. Estão presentes em maior quantidade nas bandas de talco e anfibólio, porém também são vistas, em poucos casos, nas bandas de serpentina. Às vezes envolvem os anfibólios e opacos, preenchendo os espaços nos primeiros.

Os talcos são palhetas/tábuas retangulares a irregulares, variando de subédricos a anédricos. São incolores e podem exibir extinção ondulante. Estão presentes em apenas uma banda e às vezes ocorrem como produto de alteração de anfibólios corroídos.

As tremolitas tem formatos tabulares, prismáticos e irregulares, sendo anédricos a subédricos e podendo atingir 1,5 milímetro. Encontram-se fortemente corroídos, fragmentados e/ou fraturados em ambas as bandas. Há passagem para clorita, talco e serpentina, vistos em fraturas, espaços corroídos e nos limites das tremolitas.

**Classificação da rocha:** Anfibólio Talco Clorita Serpentinito.

**SSP/1/4B**

**Textura e estrutura:** Textura lepidoblástica com disposição relativamente caótica dos minerais lepidoblásticos, neste corte. A granulação é média a fina entre 0,1 e 0,3 mm e os maiores cristais raramente alcançam 0,5mm, a não serem alguns agregados de quartzo “remobilizados” que atingem 1mm de comprimento.

**Composição modal estimada visualmente:** Clorita ( $\pm 79\%$ ), Quartzo ( $\pm 8\%$ ), Talco ( $\pm 6\%$ ), Rutilo ( $\pm 5\%$ ), Apatita ( $\pm 1\%$ ), Opacos ( $< 1\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

A lâmina, na seção cortada, não exibe forte foliação, mostra cristais de clorita tabulares curtos a irregulares em disposição caótica, com palhetas de talco intersticiais também relativamente caóticos. Esse material exibe uma orientação estática que é cortada por superfícies de crenulação quase ortogonais. Ao longo dessas superfícies ocorrem rotação mecânica de clorita e talco e fragmentação e/ou recristalização e ou neomineralização, na mesma direção.

A clorita exibe arqueamento, kink band e fragmentação ou neomineralização.

O quartzo ocorre como cristais arredondados isolados como agregados policristalinos de arredondadas a ovaladas e exibe nítida extinção ondulante. Exibe aspecto de ter entrado no sistema e está salpicado por minúsculas inclusões fluídas.

O talco constitui palhetas “ripiformes” dispersa intersticialmente com clorita, e com mesma deformação da clorita.

O rutilo constitui cristais irregulares a prismáticos curtos e arredondados, exibe forte coloração aparentado ser opacos em observações menos cuidadosas.

A apatita constitui cristais subédricos a anédricos e estão fraturados.

Os opacos constituem lâminas e filetes sugerindo ser hematita.

**Classificação da rocha:** Clorita xisto com talco e quartzo.

**SSP/1/74**

**Textura e estrutura:** Textura nematoblástica, com faixas lepidoblásticas. A granulação da rocha é fina.

**Composição modal estimada visualmente:** Albita-Oligoclásio Na (+) ( $\pm 50\%$ ), Actinolita ( $\pm 30\%$ ), Epidoto (Zoisita-clinozoisita) ( $\pm 15\%$ ), Talco ( $\pm 5\%$ ), Titanita (tr), Quartzo (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

O plagioclásio é albita ou oligoclásio sódico com relevo idêntico ao do bálsamo ( $\pm 1,555$ ) maior e menor. Mostra-se raramente com geminações, sendo os bem geminados tabulares a subtabulares, e os demais se mostram deformados com extinção ondulante e com extinção semelhante ao que ocorre com grão de quartzo.

O anfibólio é levemente pleocróico, verde-incolor, com hábito tabular a prismático, mais ou menos bem orientados, e possuem núcleos acastanhados, e nítida geminação.

O epidoto se apresenta na forma de cristais subédricos a euédricos, pequenos a médios, com birrefringência anormalmente anômala (zoisita a clinozoisita).

O talco aparece concentrado em uma faixa lâmina gerando textura lepidoblástica, aparentando ter se formado a partir do anfibólio. Mostra-se deformado, dobrado, com os demais minerais.

A titanita ocorre como pequenos cristais associado ao anfibólio com leucoxênio ou límpida.

Todos os minerais são anteriores a uma forte deformação que gerou dobra isoclinal com grande espessamento apical, desenhada por anfibólios deformados quebrados e recristalizados.

Pode ser material básico intrusivo em zona de falha, com possíveis restos de textura subofítica de diabásio.

**Classificação da rochas:** Epidoto-Actinolita Xisto.

**SSP/4/8d**

**Textura e estrutura:** Textura lepidoblástica em feltro, a granulação é fina sobre rocha de granulação média.

**Composição modal estimada visualmente:** Serpentina ( $\pm 97\%$ ), Opacos ( $\pm 1\%$ ), Clorita ( $\pm 1\%$ ), Restos de Olivina? (tr), Carbonato (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

Rocha de granulação média e aspecto granoblástico plutônico (possível textura em mosaico) que serpentizado de maneira mais ou menos estática, permanecendo difíceis fantasmas da textura anterior.

A clorita ocorre como palhetas dispersas e pequenas. Os opacos ocorrem como minúsculos cristais e pontuações pulverulentas dispersas.

A textura é em rede ou feltro ligeiramente orientada por incipiente cisalhamento com pseudomorfos arredondados de olivina, com raros restos.

**Classificação da rocha:** Serpentinito.



**SSP/4/14**

**Textura e estrutura:** Textura nematoblástica a decussada poligonal. Os maiores cristais se aproximam de 1mm de comprimento e a média está ao redor de 0,15mm.

**Composição modal estimada visualmente:** Actinolita/Ferroactinolita ( $\pm 90\%$ ), Quartzo ( $\pm 8\%$ ), Opacos ( $\pm 2\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

O anfibólio exibe cores esverdeadas e leve pleocroísmo, evidenciando ser actinolita/ferroactinolita e se arranja de maneira a constituir prismas curtos isorientados.

A rocha está fraturada com fraturas preenchidas por quartzo de granulação fina e aspecto de “*chert*” (calcedônia), rico em acículas de anfibólio e pontuações de opaco.

**Classificação da rocha:** Actinolita Xisto Fino.

**SSP/4/16**

**Textura e estrutura:** Nematoblástica com distribuição caótica das fibras orientadas em matriz granular lepidoblástica de clorita, gerando aspecto de feltro. As fibras maiores atingem mais de 5mm de comprimento.

**Composição modal estimada visualmente:** Antofilita ( $\pm 50\%$ ), Clorita ( $\pm 47\%$ ), Opacos ( $\pm 3\%$ ).

**Descrições e relações dos minerais:**

As fibras de antofilita estão dispostas caoticamente em matriz de clorita e estão bem fraturadas e parcialmente oxidadas.

A clorita exibe agregado entrelaçado intersticialmente de granulação fina.

Os opacos são pequenos e anédricos.

**Classificação da rocha:** Clorita-Antofilita Xisto Fino.

**SSP/4/73**

**Textura e estrutura:** Nematoblástica com domínios granoblásticos orientados. Os maiores cristais chegam a 2mm de comprimento.

**Composição modal estimada visualmente:** Actinolita/Ferroactinolita ( $\pm 58\%$ ), Quartzo ( $\pm 25\%$ ), Epidoto ( $\pm 7\%$ ), Plagioclásio Saussuritizado ( $\pm 7\%$ ), Titanita ( $\pm 1\%$ ), Feldspato Potássico ( $\pm 1\%$ ), Opacos (tr).

**Descrições e relações dos minerais:**

Os cristais de anfibólio são anédricos de granulação variada, podendo ocorrer como diminutos cristais colunares em agregados orientados formando difusas faixas. Exibe leve pleocroísmo, com manchas de maior pleocroísmo no centro, sugerindo ser hornblenda ou mesmo ferroactinolita passando por retrometamorfismo para actinolita/tremolita.

O quartzo ocorre predominantemente sob a forma de agregados policristalinos orientados em difusas bandas, sugerindo ser veios deformados e estão salpicados por minúsculas inclusões fluídas.

O epidoto se apresenta sob a forma de pequenos cristais que preenchem fraturas e intersticialmente anfibólios ou sobre plagioclásio.

A titanita constitui pequenos cristais anédricos dispostos sobre os anfibólios.

Na rocha existem fraturas, onde o quartzo está recrescido ou esta é preenchida por feldspato potássico (adulária?) em agregado granular. Em uma fratura com este feldspato potássico aparece cristal de sulfeto que está com as bordas limonitizadas.

O metamorfismo pode ter atingido fácies anfibolito, sendo que plagioclásio, anédrico saussuritizado, pode ter alcançado a composição de oligoclásio.

Classificação: Actinolita Xisto Feldspático Rico em Infiltrações de Quartzo.