

RESSALVA

O Capítulo 6, Referências e Anexos não foram incluídos pelo(a) autor(a) no arquivo original.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
"Campus" de Rio Claro

**Caracterização Metamórfica das Rochas do Grupo Araxá
na Região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de
Minas Gerais**

George Luiz Luvizotto

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio A. Simões

Rio Claro
Nov / 2003

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
"Campus" de Rio Claro

**Caracterização Metamórfica das Rochas do Grupo Araxá
na Região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de
Minas Gerais**

George Luiz Luvizotto

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio A. Simões

Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de Concentração em
Geologia Regional, para a obtenção do
Título de Mestre em Geociências

Rio Claro
Novembro / 2003

À minha Família (Ismael, Ângela e André) e à minha namorada Paulinha.

Comissão Examinadora

Luiz Sérgio Amarante Simões

Norberto Morales

Renato de Moraes

George Luiz Luvizotto

Rio Claro, 11 de Novembro de 2003

Resultado: Aprovado

AGRADECIMENTOS

A muitas pessoas devo meus sinceros agradecimentos. São tantas que seria impossível lembrar-me de todas neste momento. Em especial quero agradecer:

Ao Prof. Dr Luiz Sérgio Amarante Simões pela orientação, pela paciência e pela maravilhosa amizade;

Aos Profs. Renato de Moraes, Norberto Morales e Antenor Zanardo pelas discussões geológicas;

Ao pessoal da "Sala do Luiz" (Carlos e Ana, Amarildo, Samuel, Frederico, Paulo e tantos outros mais) pela ajuda prestada nas mais inusitadas situações;

Ao Marcos, do laboratório de Microsonda Eletrônica da USP;

Aos amigos da pós-graduação Tomas, Alex, Maximilian, Guilherme, Ana Paula, Larissa, Ivaldo, Zé Reinaldo;

Ao meu grande amigo Caetano Dallora;

Aos Prof. Leandro Cerri e José Eduardo Zaine;

Ao Mauly pela super ajuda no Inglês;

John, George, Paul e Ringo e ao mestre Stevie Ray Vaughan pela trilha sonora daquelas noites intermináveis na frente do computador;

À FAPESP pelo apoio financeiro através da bolsa (Proc. 01/01842-8) e do projeto de pesquisa (proc. 01/08456-6); e

À minha família, minha mãe meu pai e meu irmão, pelo constante incentivo e apoio a mim dedicado. Amo todos vocês.

A minha maravilhosa namorada, Paulinha, por toda ajuda (inclusive pelo empréstimo do Mac!!) e principalmente por todo amor e carinho dedicado nestes anos de namoro (os melhores de minha vida). Te amo muito.

SUMÁRIO

ÍNDICE	VI
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE FOTOS	XII
ÍNDICE DE TABELAS	XIII
LISTA DE ANEXOS	XV
RESUMO	XVI
ABSTRACT	XVII
1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2. GEOLOGIA REGIONAL	12
3. ESTRATIGRAFIA	59
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	78
5. METAMORFISMO DO DOMÍNIO INTERNO	98
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	175
REFERÊNCIAS	178

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 – Introdução e Objetivos	1
1.1. INTRODUÇÃO	1
1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.3. OBJETIVOS	3
1.4. MÉTODOS DE TRABALHO	3
1.4.1. Revisão Bibliográfica	3
1.4.2. Organização e Integração dos Dados Geológicos Referentes à Folha São Sebastião do Paraíso	3
1.4.3. Levantamento e Análise de Fotografias Aéreas.....	5
1.4.4. Trabalhos de Campo	6
1.4.5. Estudos Petrográficos.....	6
1.4.6. Confeção dos Mapas	7
1.4.6.1. Estudo e Aplicação do Programa FieldLog	7
1.4.7. Análise de Química Mineral	11
CAPÍTULO 2 – Geologia Regional	12
2.1. CONTEXTO TECTÔNICO.....	12
2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	18
2.2.1. Unidades Litoestratigráficas do Domínio Cratônico.....	20
2.2.1.1. Complexo Barbacena.....	20
2.2.1.2. Greenstone Belt Morro do Ferro	22
2.2.1.3. Grupo Bambuí.....	24
2.2.2. Unidades Litoestratigráficas do Domínio Interno.....	26
2.2.2.1. Grupo Araxá	26
2.2.3. Formação Aquidauana.....	32
2.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL	33
2.3.1. Domínio Cratônico	33
2.3.2. Domínio Interno	36
2.4. METAMORFISMO.....	42
2.4.1. Domínio Cratônico	42
2.4.2. Domínio Interno	43
2.4.2.1. Metamorfismo Principal (MP)	48
2.4.2.2. Efeitos Retrometamórficos sin-D2	54
2.4.2.3. Retrometamorfismo (RM)	55

2.5. GEOCRONOLOGIA	56
2.5.1. Domínio Cratônico	56
2.5.2. Domínio Interno	57
 CAPÍTULO 3 – Estratigrafia	 59
3.1. DOMÍNIO CRATÔNICO	59
3.1.1. Complexo Barbacena	59
3.1.2. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro	61
3.1.3. Grupo Bambuí	62
3.2. DOMÍNIO INTERNO.....	64
3.2.1. Unidade A.....	67
3.2.2. Unidade B.....	67
3.2.3. Unidade C	69
3.2.4. Unidade D	71
3.2.5. Unidade E.....	71
3.2.6. Unidade F.....	72
3.2.7. Unidade G	74
3.2.8. Unidade H	74
3.3. FORMAÇÃO AQUIDAUANA	76
3.4. COBERTURAS DETRÍTICAS E ALUVIÕES	76
 CAPÍTULO 4 – Geologia Estrutural.....	 78
4.1. ESTRUTURAS DO DOMÍNIO CRATÔNICO.....	78
4.2. ESTRUTURAS DO DOMÍNIO INTERNO	84
4.2.1. FASE D1	84
4.2.2. FASE D2	87
4.2.3. FASES PÓS-D2.....	92
 CAPÍTULO 5 – Metamorfismo do Domínio Interno.....	 98
5.1. METAMORFISMO PRINCIPAL (MP)	99
5.1.1. Metamorfismo dos Metapelitos.....	100
5.1.2. Metamorfismo dos Gnaisses	105
5.1.3. Metamorfismo das Rochas Metabásicas	109
5.1.4. Efeitos Retrometamórficos Sin-D2	111
5.1.5. Ocorrências de Retroeclogitos	112
5.2. RETROMETAMORFISMO (RM)	120

5.3. QUÍMICA MINERAL	124
5.3.1. Química Mineral das Rochas Metabásicas	127
5.3.1.1. Plagioclásio	127
5.3.1.2. Granada	130
5.3.1.3. Anfibólio	134
5.3.1.4. Clinopiroxênio	140
5.3.2. Química Mineral dos Gnaisses	142
5.3.2.1. Feldspato	142
5.3.2.2. Micas	146
5.3.2.3. Granada	147
5.3.3. Química Mineral dos Metapelitos	150
5.3.3.1. Plagioclásio	150
5.3.3.2. Granada	151
5.4. GEOTERMOBAROMETRIA	153
5.4.1. Rochas Metabásicas	159
5.4.2. Rochas Metapelíticas e Gnáissicas	168
5.5. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ZONAS METAMÓRFICAS	173
CAPÍTULO 6 - Considerações Finais	175
REFERÊNCIAS	178

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo (retângulo preenchido com linhas inclinadas) e principais vias de acesso.....	2
Figura 1.2: Tabela de entrada de dados estruturais do programa <i>Fieldlog</i>	9
Figura 1.3: Exemplo de alguns símbolos estruturais presentes na biblioteca de símbolos do programa <i>FiedLog</i>	9
Figura 2.1: Localização da Província Tocantins.....	13
Figura 2.2: Compartimentação estrutural da porção sudoeste do Estado de Minas Gerais / nordeste do Estado de São Paulo.	14
Figura 2.3: Compartimentação da Faixa Brasília em três domínios tectônicos.....	17
Figura 2.4: Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, apresentando detalhe da área de estudo.....	19
Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Araxá.....	28
Figura 2.6: Mapa geológico estrutural simplificado da região de Fortaleza de Minas – Alpinópolis, sul de Minas Gerais.....	33
Figura 2.7: Orientação das lineações mineral e de estiramento (paralelas entre si) na Nappe de Passos.	39
Figura 2.8: Modelo esquemático proposto por Simões (1995) para mostrar as conseqüências da atuação de um cisalhamento simples, subparalelo a estratificação primária (S0), sobre isógradas oblíquas ao plano de cisalhamento.	45
Figura 2.9: Modelo proposto por Simões (1995), mostrando a possível configuração das isotermas durante o auge do metamorfismo da Nappe de Passos.	47
Figura 2.10: Mapa tectônico esquemático do sudeste do Brasil.	53
Figura 2.11: Distribuição das determinações K-Ar no segmento da Represa de Furnas.	57
Figura 3.1: Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na área estudada.	66
Figura 4.1: Mapa geológico estrutural da região da Serra do Chapadão, apresentado por Morales <i>et al.</i> (1996).....	81
Figura 4.2: Estereogramas referentes à foliação principal presente nas rochas do Domínio Cratônico.	82
Figura 4.3: Estereogramas das lineações presentes nas rochas do Domínio Cratônico.....	83
Figura 4.4: Estereograma indicando as orientações dos pólos dos planos de S2.....	87
Figura 4.5: A) Lineação mineral (Lm) da fase D2. B) Eixos das dobras D2.	91

Figura 4.6: Estereograma indicando orientação dos pólos das estruturas planares pós-D2 presentes na área.	93
Figura 4.7: Estereograma mostrando as orientações dos eixos das dobras pós-D2.	93
Figura 5.1: Classificação dos feldspatos presentes nas rochas metabásicas analisadas na microssonda.	128
Figura 5.2: Diagrama mostrando a variação da media dos teores de Ab- albita, An – anortita e Or – ortoclásio das rochas metabásicas ao longo das unidades E/F, F, G e H.	129
Figura 5.3: Perfis mostrando a variação química no interior dos cristais de granada dos anfibolitos.	132
Figura 5.4: Classificação dos anfibólios quanto aos quatro principais grupos.	136
Figura 5.5: Classificação dos anfibólios segundo.	137
Figura 5.6: Diagramas de classificação composicional dos anfibólios, nos quais é possível observar predomínio de composições tschermakíticas e pargasíticas em direção ao topo da seqüência.	139
Figura 5.7: Gráfico mostrando a variação da média dos teores dos óxidos presente nos clinopiroxênios (Cpx1 e o Cpx2) da lâmina SF4-1.	140
Figura 5.8: Classificação dos plagioclásios presentes nas lâminas de gnaissé analisadas. ...	142
Figura 5.9: Classificação dos feldspatos potássicos presentes nas lâminas de gnaissé analisadas.	143
Figura 5.10: Diagrama de classificação da biotita. Observar o aumento da quantidade de Mg em direção ao topo da seqüência.	145
Figura 5.11: Perfis (borda a borda) mostrando a variação interna nos cristais de granada dos gnaisses analisados.	147
Figura 5.12: Classificação do feldspato presente na lâmina SF3-41 (xisto Unidade G).	148
Figura 5.13: Perfis (borda a borda) mostrando a variação interna nos cristais de granada dos xistos analisados.	151

- Figura 5.14:** Diagrama $P \times T$ mostrando a faixa de variação (retângulos) e a média (pontos) dos valores de pressão e temperatura obtidas para as rochas metabásicas analisadas.... 158
- Figura 5.15:** Trajetória P-T com sentido horário obtida para a lâmina SF4-1 (amostra de retroeclogito localizadas no topo da Unidade E. 164
- Figura 5.16:** Diagrama $P \times T$ mostrando a faixa de variação (retângulos) e a média (pontos) dos valores de pressão e temperatura obtidos para as rochas pelíticas e gnáissicas analisadas..... 166

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 4.1: Fotomicrografias onde é possível reconhecer a presença da foliação S1.....	86
Foto 4.2: Exemplo de indicador cinemático do tipo <i>mica-fish</i> freqüentemente observado nas rochas do Grupo Araxá na área de estudo.....	91
Foto 4.3: Plano de falha D4 ao qual ocorre associada uma dobra de arrasto.....	95
Foto 4.4: Crenulações associadas à fase D4. Muscovita quartzito, Unidade B.....	96
Foto 5.1: Variação do tamanho dos cristais de granada em um mesmo afloramento.....	104
Foto 5.2: Relação textural entre a muscovita e a biotita em gnaisse de Unidade D.	106
Foto 5.3: Veios quartzo-feldspáticos em gnaisse da Unidade F.....	107
Foto 5.4: Caráter migmatítico das rochas da Unidade F, caracterizado pela presença de bandas quartzo-feldspáticas, interpretadas como produto de anatexia <i>in situ</i>	108
Foto 5.5: Veio quartzo-feldspático presente em biotita gnaisse da Unidade H.....	108
Foto 5.6: Cristal de cianita parcialmente alterado para muscovita.	112
Foto 5.7: Afloramento de retroeclogito em forma de crista ressaltada na topografia.....	116
Foto 5.8: Afloramento de retroeclogito em forma de blocos.	116
Foto 5.9: Textura simplectítica, tipicamente presente nas lâminas de retroeclogito.	117
Foto 5.10: Outro exemplo de textura simplectítica (intercrescimento de lamelas ou “vermes” de plagioclásio no Cpx ₂).....	118
Foto 5.11: Fotomicrografia mostrando a típica textura em corona presente nas lâminas de retroeclogito.....	119
Foto 5.12: Inclusão de coesita descrita por Chopin (1984) em granada de piropo quartzito de Dora Mara (Alpes Orientais Italianos).....	118
Foto 5.13: Fotomicrografia mostrando a alteração retrometamórfica da granada para clorita (cristal verde na porção superior esquerda da foto).....	120
Foto 5.14: Forte saussuritização do plagioclásio, presente na Lâmina MG-143. Biotita-muscovita gnaisse.	121
Foto 5.15: Fotomicrografia mostrando a alteração retrometamórfica de ilmenita para titanita.	121
Foto 5.16: Fratura pós-D2 preenchida por finos cristais de epidoto, exemplificando a relação das reações retrometamórficas com as fases tardias.	122

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1: Ano, sigla das amostras, número total de pontos, de amostras e de lâminas dos projetos integrados.	5
Tabela 2.1: Correlação entre as fases de deformação presente nos Domínios Cratônico e Externo da Faixa Brasília.	35
Tabela 2.2: Resumo das fases de deformação presentes no Domínio Interno da Faixa Brasília, segundo Heilbron <i>et al.</i> (1987) e Valeriano (1999).	37
Tabela 2.3: Síntese das Idades Potássio – argônio para as rochas do Domínio Cratônico (embasamento no segmento da Represa de Furnas). Extraído de Valeriano (1999).	56
Tabela 2.4: Síntese das idades potássio – argônio para as rochas da Nappe de Passos (Domínio Interno). Extraído de Valeriano (1999).	58
Tabela 4.1: Resumo das principais características das fases D3 e D4, segundo Heilbron <i>et al.</i> (1987)	92
Tabela 5.1: Associações minerais diagnósticas do auge do Metamorfismo Principal (MP) para cada unidade litoestratigráfica do Domínio Interno presente na área de estudo.	102
Tabela 5.2: Perfil, unidade e tipo de rocha das amostras analisadas na microsonda.	124
Tabela 5.3: Parâmetros utilizados para o cálculo da fórmula estrutural dos minerais apresentados no anexo 7.	125
Tabela 5.4: Resumo da composição mineralógica das rochas metabásicas analisadas na microsonda.	126
Tabela 5.5: Valores da média e do desvio padrão (sd) dos teores de ab- albita, an – anortita e or – ortoclásio utilizados na figura 5.2.	129
Tabela 5.6: Limites estequiométricos e os tipos de correção (estimativas mínimas e máximas) que podem ser obtidos utilizando estes limites	135
Tabela 5.7: Valores das médias dos teores utilizados na figura 5.7 e seus respectivos desvios padrão.	140
Tabela 5.8: Resumo da petrografia das lâminas de gnaiss analisadas na microsonda.	141
Tabela 5.9: Teores médios de albita (ab), anortita (an) e ortoclásio (or) presentes nos feldspatos potássicos perfiticos analisados na microsonda.	144

Tabela 5.10: Resumo da petrografia e unidade a que pertencem as lâminas de xisto analisadas na microsonda..	148
Tabela 5.11: Valores da média e do desvio padrão (sd) dos teores de almandina, grossulária, piropo e espessartita nas granadas dos xistos analisados..	149
Tabela 5.12: Resumo das principais características dos geotermômetros estudados no presente trabalho.....	153
Tabela 5.13: Resumo das principais características dos geobarômetros estudados no presente trabalho.....	155
Tabela 5.14: Valores de pressão (kbar) e temperatura (°C) obtidos para as rochas metabásicas. Todas referentes ao perfil norte..	157
Tabela 5.15: Valores de pressão (Kbar) e temperatura (°C) calculados para os diferentes estágios da evolução <i>P-T-t</i> da amostra SF4-1..	163
Tabela 5.16: Valores de temperatura e pressão calculados para as amostras de gnaisses e xistos analisadas na microsonda.....	165

Lista de Anexos

- Anexo 1:** Mapa de Pontos, incluindo a localização dos pontos realizados no presente trabalho, das lâminas dos projetos SSP e SSPRE e das lâminas analisadas na microsonda.
- Anexo 1A:** Mapa de Pontos referente ao trabalho de mapeamento curricular realizado pelos alunos do Curso de Geologia da UNESP – Rio Claro no ano de 1986 (Cópia digital em CD).
- Anexo 1B:** Mapa de Pontos referente ao trabalho de mapeamento curricular realizado pelos alunos do Curso de Geologia da UNESP Rio Claro no ano de 1987, Projeto Serra do Chapadão – SC (Cópia digital em CD).
- Anexo 1C:** Mapa de Pontos referente ao trabalho de mapeamento curricular realizado pelos alunos do Curso de Geologia da UNESP Rio Claro no ano de 1993, Projeto Serra da Fábrica – SF (Cópia digital em CD).
- Anexo 2:** Tabela contendo amostras, lâminas e tipo de rocha dos projetos integrados.
- Anexo 3:** Resumo da petrografia das lâminas descritas no presente trabalho.
- Anexo 4:** Mapa Geológico da Folha São Sebastião do Paraíso.
- Anexo 5A:** Mapa Estrutural das estruturas D2, Domínio interno, e da foliação principal e lineação mineral / estiramento do Domínio Cratônico.
- Anexo 5B:** Mapa estrutural das estruturas pós-D2 presentes no Domínio Interno.
- Anexo 6:** Mapa Metamórfico referente ao metamorfismo principal do Domínio Interno.
- Anexo 7:** Dados químicos das lâminas analisadas na microsonda
- Anexo 8:** Seções Geológicas (A e B).

Resumo

A área de estudo do presente trabalho está localizada no sudoeste do Estado de Minas Gerais e abrange a Folha Topográfica São Sebastião do Paraíso (SF-23-V-A-VI-3). Geologicamente, encontra-se inserida na porção meridional da Faixa Brasília.

As rochas presentes na área de estudo associam-se aos domínios **Cratônico** e **Interno** da Faixa Brasília. Excluem-se desta divisão as rochas sedimentares Fanerozóicas, também presentes na área.

Apresenta-se aqui um novo mapa geológico para a Folha São Sebastião do Paraíso, com maior nível de detalhe que o anterior. O mapa destaca a divisão do Grupo Araxá em 7 unidades, denominadas da base para o topo de A a H.

O presente trabalho tem como objetivo principal estudar as rochas do Domínio Interno (Grupo Araxá), representado na região pela Nappe de Passos uma unidade alóctone, caracterizada por seqüência essencialmente metassedimentar, com pequena contribuição de rochas metabásicas/metaultrabásicas.

A partir do desenvolvimento do trabalho foi possível confirmar o gradiente metamórfico inverso presente nas rochas da Nappe de Passos, descrito anteriormente por vários autores. Os valores de *P* e *T* aqui obtidos são superiores aos apresentados na literatura que caracterizaram um gradiente metamórfico inverso variando de 450°C e 6 Kbar na base a 750° 11kbar no topo. Vários dados obtidos no presente trabalho sugerem temperaturas superiores a 750°C, que indicam condições de fácies granulito, e pressões que podem atingir valores mais elevados que 14 Kbar.

Um fato que se destaca na área de estudo é a presença de retroeclogitos. A partir de análises de química mineral foi possível estabelecer uma trajetória P-T para esta rocha, que apresenta caminamento horário caracterizado por uma fase inicial marcada por soterramento, seguida de descompressão associada a aumento da temperatura. O último trecho da trajetória sugere um resfriamento com pressão aproximadamente constante (*near isobaric cooling*).

Palavras Chave:

1. Metamorfismo. 2. Geotermobarometria. 3. Química mineral. 4. Geologia estrutural. 5. Retroeclogitos.

Abstract

The area of this study is located at the southwest of the State of Minas Gerais and it encompasses the topographical map of São Sebastião do Paraíso (SF-23-V-A-VI-3). It is, geologically, inserted in the Southern portion of the Brasília Belt.

The rocks found in the area are related to the Cratonic and Internal Dominion of the Brasília Belt. The Phanerozoic sedimentary rocks are excluded from this study.

A new geological map is presented for the region of São Sebastião do Paraíso. This is much more detailed than the previous one, featuring the division of the Araxá Group into 7 units, denominated from bottom to top, from A to H.

The main focus of this study is the Internal Domain rocks (Araxá Group), which are represented in the region by the Passos Nappe, an alloctone unit characterized by an essentially metasedimentary sequence with a small contribution of metabasic/metaultrabasic rocks.

During the development of this study, it was possible to confirm the inverted metamorphic gradient, present in the Passos Nappe, previously described by several authors. The P and T values obtained here are higher than the ones presented previously, that characterized an inverted metamorphic gradient ranging from 450°C and 6 kbar at the base to 750°C and 11 Kbar at the top. Some data obtained in this study suggests temperatures higher than 750°C, which indicates conditions of granulite facies, and pressures that can reach numbers above 14 Kbar.

A remarkable fact is the presence of retroeclogites. With the mineral chemistry analyses it was possible to determine a P - T path for one sample of this rock which presents a clockwise P - T path characterized by an initial phase, marked by a near isothermal loading, followed by a decompression associated to an increase of temperature. The last part of the path suggests a near isobaric cooling.

Key Words

1. Metamorphism.
2. Geothermobarometry.
3. Mineral Chemistry.
4. Structural Geology.
5. Eclogites.

1.1. Introdução

Situada na porção meridional da Faixa Brasília, a região de São Sebastião do Paraíso (MG) encontra-se inserida no contexto geológico da Nappe de Passos, uma unidade alóctone, caracterizada por uma seqüência essencialmente metassedimentar (Simões, 1995), com pequena contribuição de rochas metabásicas/metaultrabásicas (Valeriano *et al.* 1997).

Teixeira & Danni (1978) foram os primeiros a destacar a presença de gradiente metamórfico invertido nas rochas associadas a Nappe de Passos. Estudos metamórficos posteriores, realizados na região de Passos (MG), caracterizaram a presença de um gradiente metamórfico invertido com temperatura variando entre 450° e 750° e pressões da ordem de 6 a 11 Kbar (Zanardo, 1992 e Simões, 1995).

A área de estudo destaca-se também pela ocorrência de retroeclogitos, a qual foi descrita originalmente por Hoppe *et al.* (1985). Estas rochas representam, provavelmente, as mais elevadas condições de pressão da Nappe de Passos.

O presente trabalho apresenta, através de estudos petrográficos e geotermobarométricos, o padrão metamórfico das rochas da Nappe de Passos na região de São Sebastião do Paraíso, destacando as ocorrências de retroeclogitos presentes na área.

É apresentado ainda, com base na integração dos dados geológicos existentes e de novos dados levantados no presente trabalho, um novo mapa geológico para a Folha São Sebastião do Paraíso.

1.2. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se no sudoeste do estado de Minas Gerais, entre as latitudes 21°00' e 20°45' e as longitudes 46°45' e 47°00' (figura 1.1). Mais precisamente corresponde à área delimitada pela folha topográfica de São Sebastião do Paraíso (1:50.000).

O acesso à área pode ser feito pela SP-330, seguindo-se até Ribeirão Preto, onde se tem acesso a SP-351 / MG – 050 que liga a região de Nordeste do estado de São Paulo a Belo Horizonte, passando por São Sebastião do Paraíso e Passos (figura 1.1).

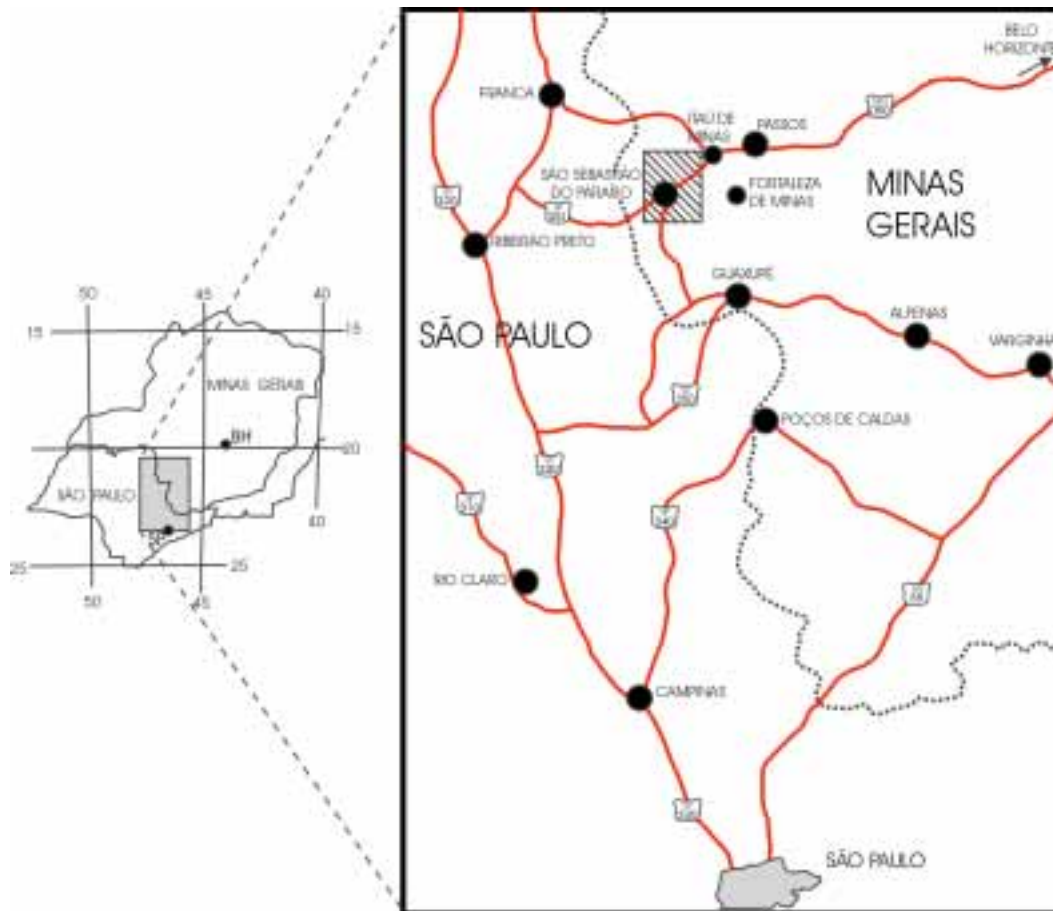


Figura 1.1: Localização da área de estudo (retângulo preenchido com linhas inclinadas) e principais vias de acesso.

1.3. Objetivos

Os objetivos do presente trabalho são:

- Elaborar novo mapa geológico da folha São Sebastião do Paraíso, em escala 1:50 000 a partir da carta geológica já existente (Oliveira *et al.*, 1983), através da integração de dados apresentados por Morales *et al.* (1996) para a porção leste da folha, e dados resultantes de mapeamentos curriculares realizados pelos alunos do curso de geologia da UNESP - Rio Claro, nos anos de 1986, 1987 e 1993.
- Caracterizar as condições de metamorfismo das rochas da Nappe de Passos na região de São Sebastião do Paraíso, dando atenção às ocorrências de retroeclogito.

1.4. Métodos de Trabalho

1.4.1. Revisão Bibliográfica

Durante esta etapa foram levantados dados sobre a geologia da área e temas de interesse para o desenvolvimento do trabalho, nos quais se inclui:

- os aspectos estratigráficos, estruturais, metamórficos e geocronológicos apresentados no Capítulo 2 (Geologia Regional) e utilizados nas discussões da geologia local;
- o estudo e a aplicação de geotermômetros e geobarômetros; apresentado no capítulo 5.4., e
- o aprendizado e a utilização do programa *Fieldlog* como ferramenta auxiliar no mapeamento geológico.

1.4.2. Organização e Integração dos Dados Geológicos Referentes à Folha São Sebastião do Paraíso

Durante esta etapa foram organizados e integrados dados geológicos referentes a três mapeamentos curriculares, realizados pelos alunos do curso de geologia da UNESP – Rio Claro nos anos de 1986, 1987 e 1993. Estes trabalhos foram realizados em escala 1:25 000, abrangendo, respectivamente, a porção

nordeste da Folha São Sebastião do Paraíso, a região da Serra do Chapadão e a região da Serra da Fábrica. A área ocupada por estes projetos pode ser observada no Mapa de Pontos (Anexo 1). Além destes trabalhos foram integrados, ainda, dados referentes ao Projeto Cássia (Oliveira *et al.*, 1984) realizado através do convênio DNPM / UNESP e a um trabalho de iniciação científica realizado ao longo da Folha São Sebastião do Paraíso durante os anos de 1987 e 1988 (Moraes, 1988), sob orientação do Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões.

Durante o trabalho de iniciação científica (Moraes, 1988) foram realizados pontos ao longo de toda a porção centro norte do mapa, não apresentando uma área bem definida.

O projeto Cássia abrangeu as folhas Cássia e São Sebastião do Paraíso. Os resultados deste projeto foram apresentados em relatórios que estão disponíveis para consulta na biblioteca do câmpus de Rio Claro (Oliveira *et al.* 1984) e parte dos dados foi publicada por Oliveira *et al.* (1983). Portanto serão apresentadas neste trabalho apenas as informações julgadas interessantes para o seu desenvolvimento.

O trabalho de organização e integração dos dados foi realizado conforme as atividades listadas abaixo:

- Aquisição da folha topográfica São Sebastião do Paraíso junto ao IBGE;
- obtenção de imagem digital, e fotocópias da folha topográfica para que se pudesse realizar a integração preliminar dos dados;
- localização dos relatórios referentes aos mapeamentos curriculares realizados em 1986, em 1987 (Projeto Serra do Chapadão--SC) e 1993 (Projeto Serra da Fábrica-SF) junto ao DPM (Departamento de Petrologia e Metalogenia) do IGCE (Instituto de Geociências e Ciências Exatas) da Unesp – Rio Claro;
- localização das amostras existentes na litoteca do IGCE, incluindo as amostras referentes ao Projeto Cássia (Oliveira *et al.* 1984) a ao trabalho de iniciação científica (Moraes, 1988);
- localização das lâminas de todos os projetos descritos acima, junto ao DPM;

- elaboração dos mapas de pontos, estrutural e geológico, integrando todos os dados presentes nos projetos, e
- confecção de tabela contendo amostra, lâmina e descrição das rochas de cada ponto.

A relação completa das amostras, lâminas e tipo de rocha de cada ponto dos projetos integrados é apresentada na tabela do anexo 2. A tabela 1.1 apresenta um resumo do número de pontos, de amostras e de lâminas presentes em cada um dos projetos integrados. Cabe ressaltar que algumas amostras e lâminas listadas nos relatórios originais não puderam ser localizadas, sendo julgadas como extraviadas.

Como o trabalho de mapeamento curricular realizado em 1986 abrangeu principalmente as rochas do embasamento (Domínio Cratônico), que não representam o principal objeto de estudo do presente trabalho, as amostras e as lâminas referentes a este mapeamento não foram descritas. Desta forma, extraiu-se deste trabalho apenas os pontos, os contatos geológicos e as medidas estruturais.

Os pontos referentes aos mapeamentos curriculares realizados nos anos de 1986, 1987 (Projeto SC) e 1993 (Projeto SF) podem ser observados nos anexos 1A, 1B e 1C. No Mapa de Pontos do anexo 1 são apresentados além dos pontos referentes ao presente trabalho (MG), os pontos do projeto Cássia (SSP) e do trabalho de iniciação científica (SSPRE) que apresentam lâmina delgada.

Tabela 1.1: ano, sigla das amostras, número total de pontos, de amostras e de lâminas dos projetos integrados. * apenas os dados referentes à folha São Sebastião do Paraíso.

PROJETO	ANO	SIGLA	Nº PONTOS	Nº AMOSTRAS	Nº LÂMINAS
Cássia*	1984	SSP	912	119	65
Serra do Chapadão	1987	SC	757	251	49
Iniciação Científica	1988	SSPRE	173	77	13
Serra da Fábrica	1993	SF	581	148	62

1.4.3. Levantamento e Análise de Fotografias Aéreas

Durante esta etapa foram levantadas, junto ao DPM, as fotografias aéreas utilizadas durante os projetos descritos no capítulo 1.4.2.

As áreas onde foram realizados os projetos de mapeamento curricular (1986, 1987 e 1993) são cobertas por fotografias aéreas na escala 1:25 000. O restante da

área da folha São Sebastião do Paraíso é coberto apenas por fotografias na escala 1:60 000.

As fotografias aéreas foram utilizadas tanto na integração do mapa geológico quanto durante os trabalhos de campo onde serviram para a localização e definição dos contatos geológicos.

1.4.4. Trabalhos de Campo

O levantamento de campo representou uma das etapas mais importantes durante a realização deste trabalho. O trabalho de campo foi utilizado para:

- auxiliar na integração dos dados geológicos;
- o mapeamento de áreas com escassez ou ausência de dados;
- levantar novos dados geológicos;
- buscar ocorrências de retroeclogitos, e;
- coletar amostras de interesse específico para o estudo do metamorfismo.

Tendo em vista que o objetivo do presente trabalho é estudar o metamorfismo do Grupo Araxá, os trabalhos de campo foram realizados apenas nas áreas de ocorrência destas rochas.

1.4.5. Estudos Petrográficos

Os trabalhos de petrografia visam caracterizar os diferentes tipos de rochas, as paragêneses metamórficas (relações texturas entre os minerais metamórficos), a relação deformação x metamorfismo e a cinemática das fases de deformação. Inclui-se também nos trabalhos de petrografia um estudo detalhado das ocorrências de retroeclogitos presentes na área de estudo.

Os estudos petrográficos foram realizados através das lâminas existentes nos projetos integrados, de novas lâminas confeccionadas a partir das amostras presentes na litoteca e de novas amostras coletadas durante os trabalhos de campo.

Cabe ressaltar que as lâminas referentes às rochas do embasamento (Domínio Cratônico) não foram descritas neste trabalho, pois excluem-se do objetivo principal do trabalho.

O anexo 3 apresenta um resumo da petrografia das lâminas descritas no presente trabalho.

1.4.6. Confecção dos Mapas

A partir do trabalho de integração, apresentado no item 1.4.2 do presente capítulo, foi possível a elaboração de um novo Mapa Geológico para a Folha São Sebastião do Paraíso, apresentado no anexo 4. Foram elaborados ainda mapas de pontos (anexos 1, 1A, 1B e 1C), mapas estruturais (anexos 5A e 5B) e um mapa metamórfico, referente ao metamorfismo principal do Grupo Araxá (anexo 6).

Como base topográfica foi utilizada a folha São Sebastião do Paraíso (IBGE, 1971), digitalizada (vetorizada). O processo de digitalização foi realizado a partir de uma imagem do tipo *Raster* obtida através de um *scanner* compatível com o formato A0 da folha. A digitalização da base topográfica foi realizada através do programa R2V, que é capaz de produzir um arquivo vetor (linhas orientadas no espaço) onde as distorções presentes na imagem *Raster* são eliminadas, através da calibração de pontos de controle (geo-referenciados) sobre a imagem.

Para a elaboração dos mapas foi utilizado o programa *Field Log*, desenvolvido pelo Serviço Geológico Canadense (GSC). Apresenta-se a seguir uma sucinta descrição deste programa e algumas vantagens da sua utilização.

1.4.6.1. Estudo e Aplicação do Programa *FieldLog*

O *FieldLog* é um módulo de programa desenvolvido pelo Serviço Geológico Canadense (GSC) para auxiliar os geólogos durante o manejo digital dos dados de campo. Trabalhando em conjunto com o *AutoCad* (Versão 14), proporciona, de maneira digital, a gravação, recuperação, exibição e análise dos dados geológicos levantados durante os trabalhos de campo (Brodaric, 2001).

Os dados geológicos obtidos durante os trabalhos de campo são armazenados em tabelas (banco de dados digital) podendo ser acessados a qualquer momento dentro do ambiente de trabalho do programa *AutoCad*. Através destes bancos de dados é possível realizar pesquisas, onde os resultados podem ser facilmente visualizados (em forma de texto ou gráfica), lançados em mapas, estereogramas, diagramas de roseta e gráficos de variação química (quando houver dados químicos).

Dentre as principais vantagens na utilização do *FieldLog* pode-se destacar:

- a dinamização do processo de entrada dos dados geológicos, tendo em vista que o programa apresenta tabelas específicas para cada tipo de dado (estruturas, pontos, mineralogia, etc.). A figura 1.2 apresenta um exemplo da tabela de entrada de dados estruturais. Nesta figura é possível observar que, para se entrar com os dados estruturais, basta preencher os campos presentes na tabela, o que torna o trabalho muito mais rápido e dinâmico;
- a presença de uma ampla biblioteca de símbolos (foliações, lineações, pontos, etc.) que facilita muito a representação gráfica dos dados geológicos. A figura 1.3 apresenta alguns dos símbolos que podem ser utilizados para a representação dos dados estruturais;
- a capacidade de realizar pesquisas utilizando-se os dados presentes nas tabelas (banco de dados). Esta é sem dúvida a ferramenta mais poderosa deste programa. Através do comando *QUERY* é possível realizar pesquisas combinando os dados presentes em uma ou mais tabelas. Os dados obtidos podem ser lançados no mapa ou até mesmo exportados em forma de texto e tabela. Foi através desta ferramenta que foram lançados os dados estruturais, os pontos e os minerais metamórficos apresentados nos mapas do presente trabalho. Destaca-se ainda a possibilidade de se realizar pesquisas em uma área definida pelo usuário;
- a opção de personalização das tabelas e das bibliotecas de símbolos, que podem ser totalmente modificadas pelo usuário;
- o fato do programa ser gratuito e estar disponível na *internet*. Para ter acesso ao programa basta acessar o *site* do Serviço Geológico Canadense, no endereço www.gis.nrcan.gc.ca/fieldlog;
- a possibilidade de visualizar todos os dados geológicos associados a uma determinada entidade de desenho presente no mapa. Por exemplo, ao clicar sobre uma medida estrutural, é possível saber a que ponto ela se refere, se este ponto apresenta amostra e/ou lâmina, qual o tipo de rocha, etc;

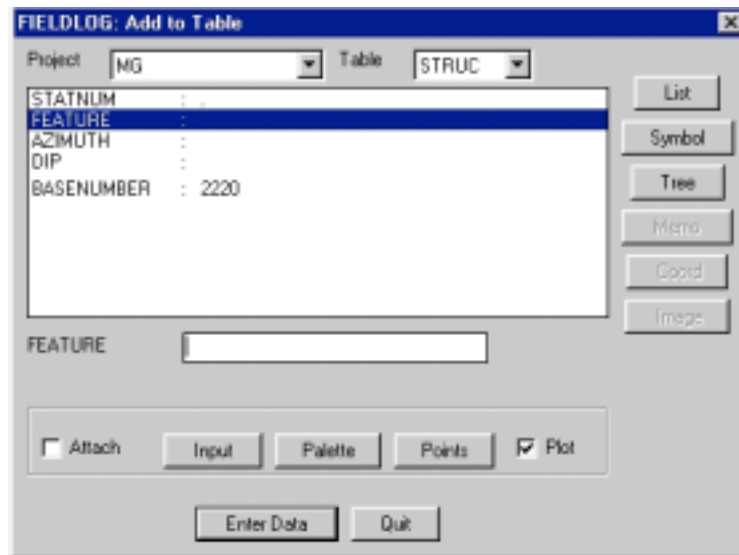


Figura 1.2: Tabela de entrada de dados estruturais do programa *Fieldlog*. STATNUM – número do ponto a que a estrutura se refere, FEATURE – símbolo que representa a estrutura, AZIMUTH – ângulo do azimute, DIP – ângulo de mergulho, BASENUMBER – número de correlação entre as tabelas, não editável pelo usuário.

- a capacidade que o programa apresenta de converter os dados de um determinado projeto em diferentes sistemas de coordenadas e escalas, o que facilita, por exemplo, a integração de trabalhos realizados em diferentes escalas e/ou sistemas de coordenadas;
- a possibilidade de utilizar o programa *Microsoft Access* para editar as tabelas do banco de dados.

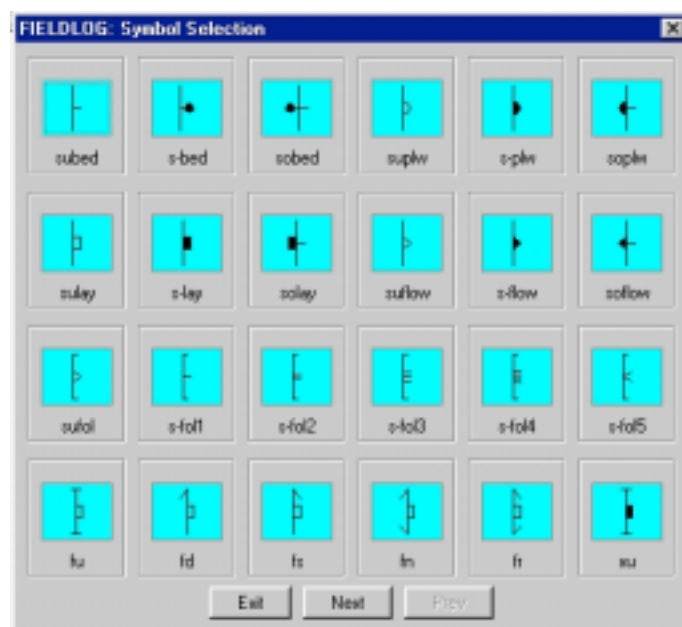


Figura 1.3: Exemplo de alguns símbolos estruturais presentes na biblioteca de símbolos do programa *FiedLog*.

Através da utilização do *FieldLog* foi possível concluir que este programa representa uma poderosa ferramenta no trabalho de mapeamento geológico, facilitando a entrada, a manipulação e a análise dos dados geológicos.

Todos os dados geológicos do presente trabalho foram inseridos no programa *FieldLog*, o qual foi utilizado para:

- lançar os pontos, as estruturas e os minerais metamórficos, nos mapas de pontos, estrutural e metamórfico;
- elaborar a tabela do anexo 3 (Resumo da petrografia das lâminas estudadas); e
- exportar os dados estruturais (foliação, lineação, fraturas) para a elaboração dos estereogramas apresentados no Capítulo 4. Destaca-se aqui a utilização da ferramenta de pesquisa espacial (*Spatial Query*), utilizada para estudar a influência da superfície de cavalgamento sobre as estruturas do Domínio Cratônico (ver discussão no capítulo 4.1).

1.4.7. Análise de Química Mineral

As análises químicas pontuais foram realizadas no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Petrologia–IG/USP, utilizando-se uma microsonda eletrônica Jeol modelo JXA-8600 Superprobe, equipada com sistema detector WDS, e operada sob condições de 20,05 a 20,20 nA de corrente e 15,0 KV de potencial de aceleração.

As análises foram realizadas em duas etapas, totalizando 58 horas de utilização. Sempre que possível analisou-se a borda e o núcleo dos minerais. Os minerais foram selecionados com base na petrografia, através da qual foi possível identificar os minerais que melhor representavam as condições de metamorfismo da rocha.

A fórmula estrutural dos minerais foi calculada através do programa *MinPet 2.0*. Para a realização dos cálculos geotermobarométricos foram utilizados, no cálculo das fórmulas estruturais, os parâmetros estabelecidos nas diferentes calibrações empregadas.

2.1. Contexto Tectônico

A área de estudo encontra-se inserida na Província Estrutural Tocantins de Almeida *et al.* (1981), que é limitada a norte pela Província São Francisco e a sul pela Província Mantiqueira (figura 2.1). A Província Estrutural Tocantins, segundo os autores citados acima, representa o domínio orogênico decorrente da aproximação e colisão dos crátons Amazônico e São Francisco. A presença de um terceiro bloco, que atualmente estaria encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná, é postulada por alguns autores, como por exemplo Brito Neves & Cordani (1991).

A Província Tocantins constitui-se de três faixas orogênicas, com evolução provavelmente diacrônica: as faixas Araguaia e Alto Paraguai, que bordejam o Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília, que bordeja o Cráton São Francisco (Almeida & Hasui, 1984 e Trompete, 1994).

Na porção nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais, região onde se insere a área de estudo, é reconhecida, por vários autores (Almeida *et al.* 1980, Hasui 1982, Halaryi & Hasui 1982, Halaryi *et al.* 1985, Almeida *et al.* 1992, Ebert, *et al.* 1993, Morales *et al.* 1996) uma complexa compartimentação de blocos crustais vinculada a processos colisionais, complicados por transcorrências sinistrais. Neste contexto, os blocos Brasília a norte e São Paulo a sul, são separados pela Sutura de Alterosa, que representa um expressivo limite entre dois domínios litológicos e estruturais distintos (figura 2.2). O Bloco São Paulo, cavalgante, expõe rochas de alto grau da crosta inferior (cinturão granulítico) representadas pelo Complexo Varginha (no sentido de Cavalcante *et al.* 1979). O Bloco Brasília, onde se insere a área de estudo, representa o bloco cavalgado e é caracterizado por uma complexa associação litológica, incluindo terrenos migmatíticos e granito-gnaiss-*greenstone* (Complexo Barbacena e seqüências metavulcano-sedimentares) além de rochas supracrustais alóctones (seqüências

metassedimentares) representadas pelos Grupos Araxá, São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia.

A Sutura de Alterosa, localizada ao sul da área de estudo, corresponde a uma anomalia gravimétrica linear com forte gradiente gravimétrico. Caracteriza-se como uma importante anomalia, classificada por Haralyi & Hasui (1982) como tipo 1. Segundo os autores, este tipo de anomalia indica a compartimentação do embasamento pré-cambriano em blocos, delimitados por descontinuidades profundas. Os autores ressaltam que na zona de contato entre os blocos, um se mostra adelgado, inclusive exibindo níveis crustais profundos (cinturões granulíticos), e o outro apresenta forte espessamento crustal. No sudoeste do Estado de Minas Gerais a Sutura de Alterosa apresenta direção NW/SE. Exibe continuidade para norte, em direção ao Estado de Goiás, todavia, com direção NNW/SSE.

As rochas do entorno da área de estudo estão inseridas no contexto geotectônico Faixa Brasília. Atualmente a Faixa Brasília é caracterizada como um cinturão de dobras e cisalhamento neoproterozóico (790-600 Ma.) desenvolvido à margem ocidental do Cráton do São Francisco (Valeriano *et al.*, 1995). O contexto geotectônico mais aceito para Faixa Brasília atribui as estruturas a um único ciclo tectônico, correspondente ao Brasileiro.

Vários autores (por exemplo: Teixeira & Danni, 1978; Schimidt & Fleischer, 1978; Simões, 1995, Valeriano *et al.*, 1995, Seer, 1999) reconhecem que as unidades associadas à porção meridional da Faixa Brasília foram envolvidas em um complexo sistema de *nappes* e cavalgamentos, indicando transporte de grandes magnitudes (maiores que cem quilômetros), onde os contatos são marcados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e freqüentemente arqueados pelo desenvolvimento rampas laterais.

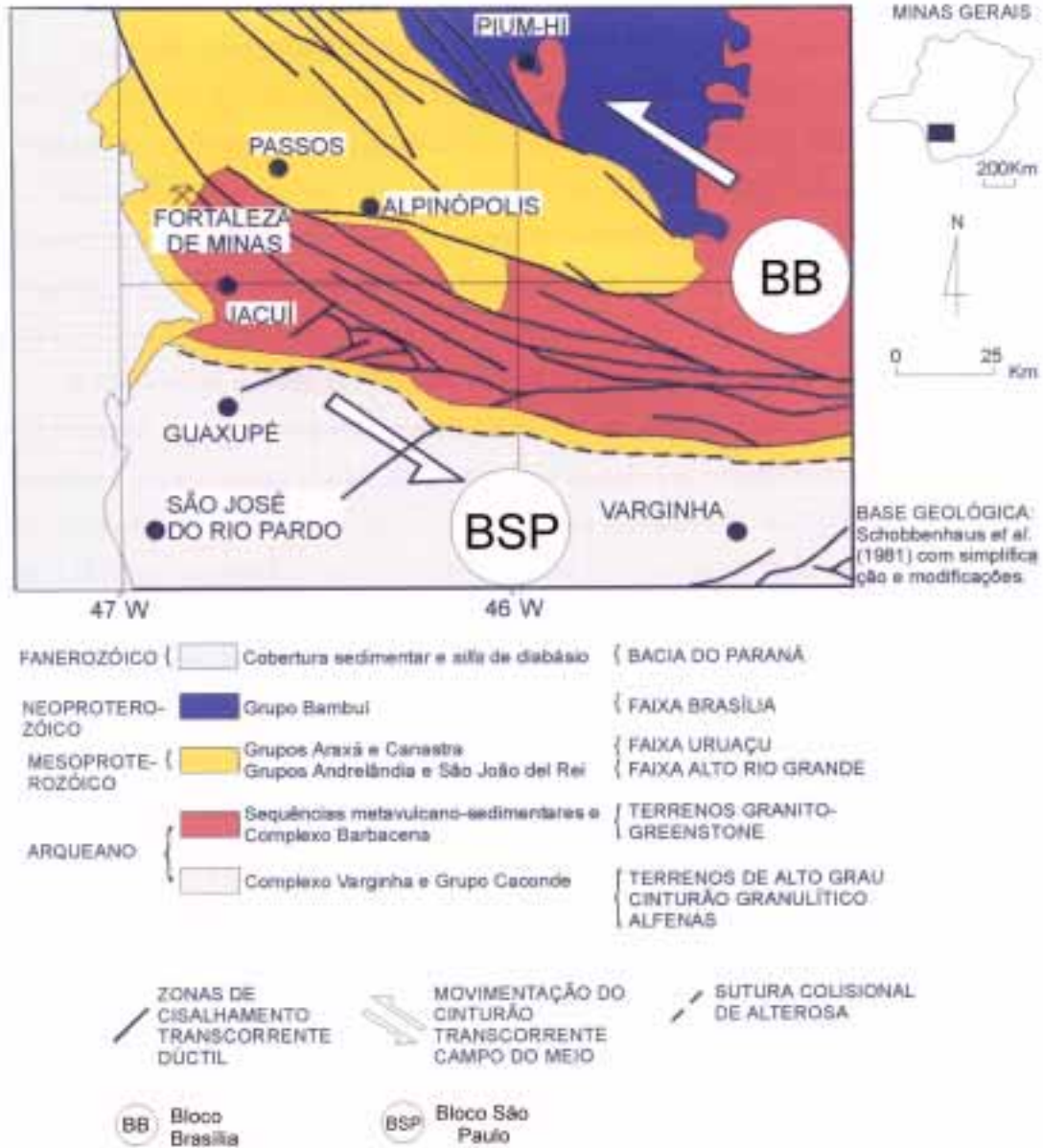


Figura 2.2: Compartimentação estrutural da porção sudoeste do Estado de Minas Gerais / nordeste do Estado de São Paulo. Fonte: Carvalho *et al.* 1999 *in*: Feola, 1999.

A Faixa Brasília faz limite, ao sul, com a Faixa Ribeira. A zona de interferência entre as faixas foi inicialmente considerada uma faixa independente (Faixa Alto Rio Grande), definida por Hasui & Oliveira (1984) como a extensão regional dos grupos São João e Andrelândia. Estudos posteriores, realizados por Trouw *et al* (1994) e Ribeiro (1996) levaram a redefinição da Faixa Alto Rio Grande como a zona de interferência ente as faixas Brasília e Ribeira, a qual inclui unidades associadas ao

embasamento e seqüências deposicionais proterozóicas (São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia).

Segundo Del Lama *et al.* (2000), as rochas de fácies granulito que ocorrem ao sul da área estudada vem sendo descrita, na literatura, através de várias denominações: Maciço Guaxupé (Almeida *et al.* 1976), Complexo Varginha (Cavalcante *et al.* 1979), Complexo Varginha-Guaxupé (Fonseca *et al.* 1979), Cunha de Guaxupé (Wernick *et al.* 1981), Bloco São Paulo (Haralyi & Hasui, 1982), Associação Guaxupé (Wernick & Arthur 1983), Sintaxe de Guaxupé (Ebert & Hasui, 1998), Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 1999) dentre outras.

Entre o Grupo Barbacena e a Nappe de Socorro-Guaxupé (no sentido de Campos Neto & Caby, 1999), ocorrem rochas que apresentam evolução tectono-metamórfica similar às porções médias e superiores do Grupo Araxá, sendo correlacionadas, por vários autores (por exemplo: Trouw *et al.* 1984, Del Lama *et al.* 1994, Zanardo *et al.* 1996, Campos Neto & Caby, 1999, Valeriano, 1999, Del Lama *et al.* 2000), a este grupo (figuras 2.2 e 2.3).

Simões & Valeriano (1990), Valeriano *et al.* (1989), Valeriano (1993) e Valeriano *et al.* (1995) reconheceram na porção meridional da Faixa Brasília três domínios tectônicos, separados por superfícies de cavalgamento denominados de Domínio Alóctone Interno, Domínio Alóctone Externo e Domínio Autóctone. Mais recentemente estes domínios estruturais passaram a ser denominados de **Domínio Interno**, **Domínio Externo** e **Domínio Cratônico** (por exemplo: Valeriano, 1999 e Valeriano *et al.*, 2000). Esta nomenclatura, mais recente, será utilizada no presente trabalho (figura 2.3).

Domínio Interno: segundo Valeriano *et al.* (1995) é o domínio tectônico estruturalmente superior, com graus mais intensos de metamorfismo e deformação. Este domínio cavalga todas as unidades pré-cambrianas adjacentes, incluindo o Grupo Bambuí autóctone. Representa o último episódio de empilhamento tectônico (ca. 600 Ma.). Na região próxima a área de estudo, este domínio corresponde à unidade tectônica denominada de Nappe de Passos, um conjunto de metassedimentos de baixo a alto grau metamórfico pertencentes ao Grupo Araxá.

Domínio Externo: estruturalmente sotoposto ao Domínio Alóctone Interno, distribui-se ao redor desta unidade tectônica, cavalgando o Domínio Autóctone

(Parte do Grupo Bambuí e seu embasamento). As rochas associadas ao Domínio Alóctone Externo, na região de Passos, variam bastante, incluindo rochas arqueanas, pertencentes ao Greenstone-belt de Piumhi, rochas do Grupo Canastra e metassedimentos de baixo grau metamórfico de idade e posição estratigráfica duvidosas, que podem incluir parte do Grupo Bambuí (Valeriano *et al.* 1995).

Domínio Cratônico: segundo Valeriano *et al.* (1995), inclui parte do Grupo Bambuí e seu embasamento que, a leste tem continuidade com a infra-estrutura do Cráton do São Francisco (Figueiredo, 1991 in Valeriano *et al.* 1995) e a sul com o Complexo Barbacena (Cavalcante *et al.* 1979 in Valeriano *et al.* 1995).

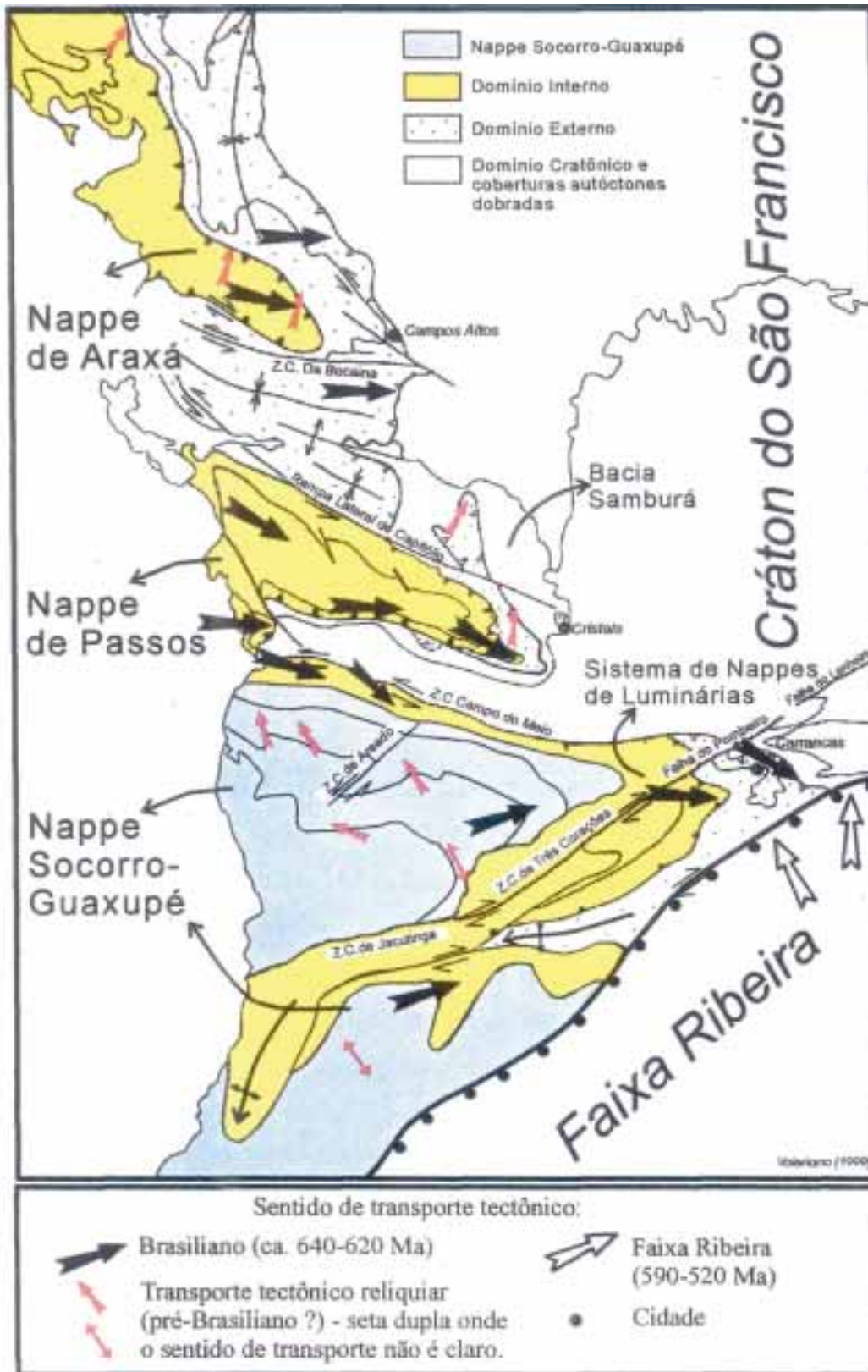


Figura 2.3: Compartimentação da Faixa Brasília em três domínios tectônicos. Extraído de Valeriano (1999).

2.2. Unidades Litoestratigráficas

As rochas da região associam-se ao embasamento paleoproterozóico a arqueano (Complexo Barbacena e seqüências metavulcano-sedimentares associadas), à coberturas metassedimentares neoproterozóicas (Grupo Bambuí, Grupo Araxá), à depósitos sedimentares paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná e depósitos sedimentares mais recentes (aluvionares, coluvionares e eluvionares), de idades terciárias a quaternárias.

Mais especificamente, a região está inserida no contexto geológico da Nappe de Passos (figura 2.4), uma importante unidade tectônica localizada no sudoeste do Estado de Minas Gerais.

A importância da Nappe de Passos como uma unidade tectônica foi destacada inicialmente por Teixeira & Danni (1978) e Schimidt & Fleischer (1978). Trabalhos posteriores (Morales *et al.*, 1983, Oliveira *et al.*, 1983, Heilbron *et al.*, 1987, Simões *et al.*, 1988, Valeriano *et al.* 1989, Simões, 1995) delimitaram melhor os contornos da nappe, mostrando que sua superfície de cavalgamento apresenta um contato sinuoso, que define uma estrutura alongada na direção NW-SE (figura 2.4).

Segundo Simões (1995) a Nappe de Passos é limitada a norte por uma zona de cisalhamento subvertical sinistral, a qual provavelmente corresponde a uma rampa lateral, e a sul, próximo a cidade de São Sebastião do Paraíso, por zonas de cisalhamento verticais com direção aproximada E-W relacionadas ao Cinturão de Cavalgamento de Campo do Meio (Morales, 1993).

Simões (1995) descreve a Nappe de Passos como um pacote essencialmente metassedimentar, com algumas intercalações de rochas metabásicas, apresentando maior abundância de metapsamitos quartzosos na porção inferior.

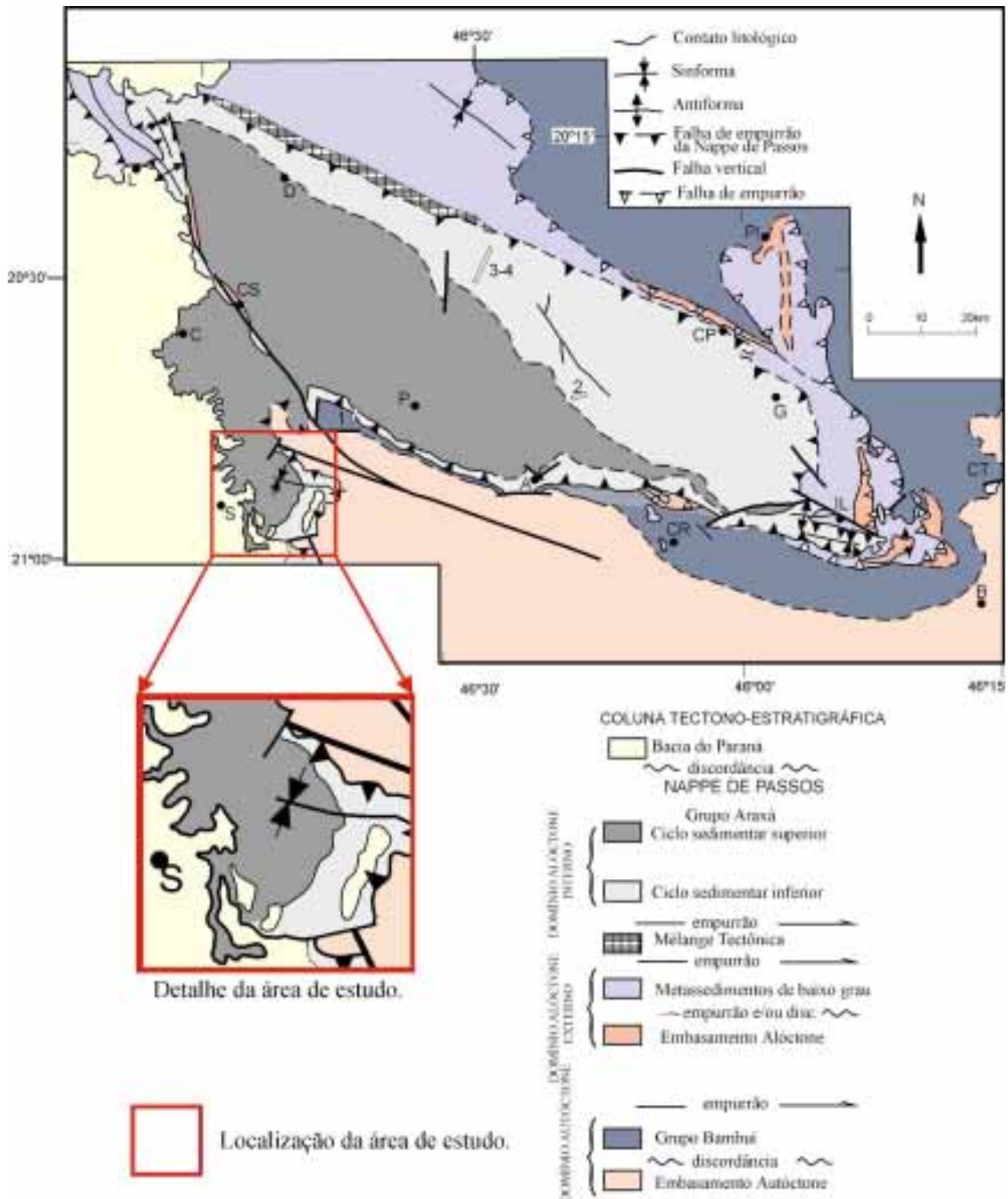


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, apresentando detalhe da área de estudo. Localidades: L – Laje. C – Capetinga. CS – Cássia. S – São Sebastião do Paraíso. D – Delfinópolis. P – Passos. V – Vargem Bonita. A – Alpinópolis. CR – Carmo do Rio Claro. G – Guapé. CT – Cristais. B – Boa Esperança. IL – Illicinea. PI – Pium-i. CP – Capitólio. Modificado de Simões & Valeriano (1990).

As rochas associadas ao Domínio Externo não ocorrem na área de estudo. Desta forma serão apresentadas apenas as descrições das unidades que compõem os domínios Interno e Cratônico da Faixa Brasília Meridional. Serão excluídas também as descrições dos depósitos sedimentares recentes, tendo em vista que fogem do enfoque do presente trabalho.

2.2.1. Unidades Litoestratigráficas do Domínio Cratônico

2.2.1.1. Complexo Barbacena

As rochas associadas ao embasamento, na região da área de estudo, foram inicialmente incluídas no Complexo Campos Gerais definido por Cavalcante *et al.* (1979). Segundo os autores, este complexo é representado por biotita xistos, quartzitos, mica xistos, biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, metaultrabasitas, anfibolitos e migmatitos. Incluem-se ainda, em diversas situações, seqüências metavulcano-sedimentares. Segundo Zanardo *et al.* (1996) o Complexo Campos Gerais é constituído por rochas de diferentes idades, intercaladas por tectônica direcional dúctil a ruptil-dúctil.

Estudos realizados por Zanardo *et al.* (1996) permitiram aos autores a separação do Complexo Campos Gerais em duas unidades distintas.

A unidade posicionada ao norte é representada por terrenos do tipo granito-*greenstone* de idade arqueana e corresponde ao prolongamento oeste da unidade denominada Complexo Barbacena (Barbosa, 1954). Com base nestes critérios, Zanardo *et al.* (1996) julgam mais adequado preservar a designação Complexo Barbacena para as rochas desta porção.

As rochas da porção sul ocorrem tectonicamente embutidas entre o Complexo Barbacena e o Complexo Varginha-Guaxupé (Del Lama, 1993). Segundo Zanardo *et al.* (1996) estas rochas estão associadas a uma seqüência metavulcano-sedimentar correlacionável ao Grupo Araxá.

O Complexo Barbacena foi definido por Barbosa (1954), sendo constituído de xistos (mica xistos, clorita xistos, anfibólio xistos, talco xistos, etc.) e granitos,

bastante diferentes das rochas associadas ao que na época era denominado de Série Mantiqueira (Barbosa, 1954) e Série Minas (Derby, 1906).

Segundo Hasui *et al.* (1988) o Complexo Barbacena constitui-se de:

- granitóides homogêneos ou foliados;
- biotita e/ou anfibólio gnaisses, que podem apresentar estruturas bandada, facoidal e laminada;
- migmatitos, predominantemente os do tipo estromático, ocorrendo também *schileren*, *shöllen*, nebulítico e dobrado. Estes migmatitos apresentam leucossoma granítico a diorítico e melanossoma variando de gnáissico, anfibolítico a ultramáfico (principalmente hornblendíticos e actinolíticos); e
- seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone-belt* (Morro do Ferro).

Morales *et al.* (1996) citam que nas porções a sudeste e a nordeste da Serra do Chapadão, o Complexo Barbacena é constituído por rochas gnáissicas e migmatíticas, ocorrendo a alternância de trechos de gnaisses homogêneos e gnaisses bandados. As composições químicas variam de sienogranítica até tonalítica sendo a última predominante. Aos termos tonalíticos associam-se diversas estruturas migmatíticas.

Feola (1999) reconhece a presença de anfibolitos associados a esta unidade. Segundo o autor, estas rochas ocorrem como corpos lenticulares que, frequentemente, intercalam-se às rochas gnaissicas. Apresentam estrutura predominantemente foliada, porém rochas com estrutura maciça também ocorrem.

Segundo Morales (1993) a distribuição regional das rochas associadas ao Complexo Barbacena é condicionada pelo padrão anastomosado de zonas de cisalhamento, ocorrendo porções lenticulares menos deformadas onde predominam as estruturas mais antigas (como feições migmatíticas, bandamentos e dobras). Estas porções são separadas por faixas onde estruturas citadas acima foram fortemente distorcidas pela deformação, originando gnaisses bandados, nos quais ocorrem intercalações lenticulares de metabasitos / metaultrabasitos e metassedimentos.

2.2.1.2. *Greenstone Belt* Morro do Ferro

Inserida no Complexo Barbacena, esta seqüência metavulcano-sedimentar foi definida por Teixeira (1978) e Teixeira & Danni (1979). Posteriormente vários trabalhos sobre esta seqüência foram realizados (Choudhuri 1979, Oliveira 1980, Carvalho *et al.* 1982, Carvalho 1983, Morales 1983, Marcheto 1984, Crosta *et al.* 1986, Teixeira *et al.* 1987, Szabó 1989, Carvalho 1990, entre outros).

Carvalho *et al.* (1982) consideram que a associação metavulcano-sedimentar é representada por rochas metavulcânicas básicas a ultrabásicas, onde os litotipos mais comuns são serpentinitos, clorita-actinolita /tremolita xistos e talco xistos, e rochas metassedimentares representada por *metacherts* ferríferos, grafitosos e esferulíticos, quartzitos, fosforitos, metacalcários e metatufos. Oliveira *et al.* (1983) completam que as rochas metabásicas/metaultrabásicas predominam e que os metassedimentos são também representados por itabiritos, mica-quartzo xistos e filonitos.

Segundo Teixeira *et al.* (1987), o *Greenstone Belt* Morro do Ferro ocorre como unidades estreitas (+/- 3 km) e descontínuas, aflorando ao longo de uma faixa de 60 km, entre as cidades de Fortaleza de Minas (MG) e Bom Jesus da Penha (MG). Já Fernandes (2002) expõe que esta unidade constitui um segmento linear, com largura média de 30 km, estendendo-se por mais de 180 km, desde as proximidades da Cidade de Cássia (MG) até Lavras (MG)

Conforme Teixeira *et al.* (1987), as seqüências metavulcano-sedimentares associadas ao *greenstone belt* correspondem a raízes de estruturas sinformais, ou ainda, fatias tectônicas, sendo as faixas Fortaleza de Minas e Alpinópolis as mais representativas. Segundo os autores, entre estas localidades vários segmentos do *greenstone belt* ocorrem envolvidos ou associados intimamente a rochas plutônicas siálicas (Fazenda Mombuca e Fazenda Vira). Estes segmentos apresentam alto grau metamórfico, porém não apresentam efeitos causados pela intrusão dos corpos siálicos.

O *Greenstone Belt* Morro do Ferro, próximo a Serra do Chapadão, é caracterizado por faixas ou lentes subverticais de dimensões variadas (Morales *et al.* 1996, Fernandes 2002) compostas por intercalações de rochas metabásicas/metaultrabásicas e metassedimentos.

Características comuns aos *Greenstone Belts* arqueanos como a presença de komatiítos com textura *spinifex* (Choudhuri *et al.* 1983) e depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos de Ni-Cu (Breenner *et al.* 1990) têm sido descritos para esta unidade.

Teixeira *et al.* (1987), subdividiram a seqüência em três faixas principais: Fortaleza de Minas, Alpinópolis e Bom Jesus da Penha –Jacuí. No segmento Fortaleza de Minas, reconheceram duas unidades litoestratigráficas: **Unidade Morro do Níquel** (base), composta por uma sucessão de derrames komatiíticos maciços e diferenciados, com zonas cumuláticas na base e textura do tipo *spinifex* no topo, além de almofadadas e brechas de fluxo e; **Unidade Morro do Ferro** (topo) composta por sedimentos químicos (formação ferrífera abandonada), clásticos e tufáceos, com rochas metavulcânicas subordinadas (komatiítos e toleítos).

Carvalho *et al.* (1993) estudaram a geologia da Seqüência Metavulcano-Sedimentar de Alpinópolis, uma das seqüências que integram o *Greenstone-belt* Morro do Ferro. Segundo os autores as rochas que compõem esta seqüência podem ser divididas em quatro suítes, denominadas de unidades Metaultramáfica, Metamáfica, Metassedimentar e Intrusivas Ácidas. A Unidade Metaultrabásica é constituída por clorita-actinolita/tremolita xistos, que podem apresentar textura *spinifex*, serpentinitos, talco xistos e hornblenda xistos. São caracterizados como komatiítos de composição peridotítica a piroxenítica. A Unidade Metabásica é representada por plagioclásio-hornblenda-tremolita/actinolita xistos e anfíbolitos, que quimicamente correlacionam-se a rochas basálticas com afinidades toleíticas. A Unidade Metassedimentar é formada por granada-biotita-xistos, granada-antofilita xistos, quartzitos, formações ferríferas bandadas, alguns corpos de actinolita/tremolita-biotita xistos e clinozoizita-actinolita/tremolita *fels*. Os autores interpretam a origem destes litotipos como sedimentos tufáceos, pelítico-aluminosos, margosos, *cherts*, e formações ferríferas. A Unidade Intrusiva Ácida é caracterizada pela presença de rochas de composição essencialmente trondjemíticas a monzograníticas, cuja mineralogia essencial é dada por quartzo, plagioclásio e biotita. Apesar de apresentar-se deformada, seu contato com as demais unidades é discordante, mostrando que a intrusão é tardia em relação à primeira fase de deformação.

2.2.1.3. Grupo Bambuí

Esta unidade foi inicialmente definida como Série Bambuí por Rimann *et al* (1917) *in* Baptista *et al.* (1984) e compreendia o que na época foi denominado de xistos argilosos e argilas xistosas.

Segundo Barbosæ *et al.* (1970), este grupo é constituído de rochas incipientemente metamórficas, representadas por metacalcários, metarenitos (quartzíticos), metarcóseos, metaconglomerados, metasiltitos, metamargas e metafilitos ardoseanos, sendo as três últimas rochas as predominantes. Corresponde à cobertura cratônica, em geral autóctone, e representa o Domínio Cratônico definido por Fuck *et al.* (1993). Por vezes rochas do Grupo Bambuí ocorrem associadas ao Domínio Externo da Faixa Brasília.

Barbosa (1965) já ressaltava que a divisão do Grupo Bambuí é complicada e válida apenas para uma área restrita, tendo em vista sua vasta extensão em área e a extrema variação faciológica. Este problema foi enfrentado pelo autor quando ele separou o Grupo Bambuí nas formações Samburá, Paranoá, Sete Lagoas, Sela Gineta, Lagoa Jacaré e Três Marias.

Segundo Dardenne *et al.* (1978), a base do grupo é formada por ocorrências esporádicas de tilitos, diamictitos e varvitos (Fm. Jequitaí), as quais representam eventos de glaciação continental. Em direção topo ao segue-se uma seqüência argilocarbonatada (Sub-grupo Paranopeba) de ambiente marinho raso, sub a supralitorâneo, constituída por pelitos e margas, com lentes de calcário e dolomito (Fm. Sete Lagoas), folhelhos e siltitos, com intercalação de arenito e calcário (Fm. Serra de Santa Helena), siltitos margas e calcários pretos (Fm. Lagoa do Jacaré) e siltitos, argilitos e folhelhos (Fm. Serra da Saudade). O topo da seqüência compõe-se de arcóseos e siltitos marinhos (Fm. Três Marias).

Na região próxima a área de estudo, esta unidade, é representada por ardósias e metassiltitos, por vezes carbonáticos, contendo localmente lentes de mármore (Formação Paranopeba). Intercalados nas rochas pelíticas ocorrem metaconglomerados polimíticos suportados pela matriz, designados como Grupo Samburá. Estes diamictitos afloram extensivamente nos arredores da cidade de Carmo do Rio Claro (Simões & Valeriano, 1990).

Segundo Morales *et al.* (1996) na região de São Sebastião do Paraíso – MG o conjunto de metassedimentos de baixo grau metamórfico que ocorre sotoposto aos quartzitos da Serra do Chapadão e recobrimdo rochas do Complexo Barbacena representa a Seqüência Carmo do Rio Claro (ver discussão no tem 2.2.2.1) deinida por Heilbron *et al.* (1987). Todavia, baseado no que foi apresentado anteriormente, e segundo Morales *et al.* (1996) estas rochas podem ser correlacionadas ao Grupo Bambuí (Seqüência Itaú). Correspondem a filitos que ocorrem em poucos afloramentos em áreas de relevo suave, onde são freqüentemente cobertos por solo e/ou material detrítico. Apresentam laminação bem marcada e bandamento dado por faixa de cores alternadas predominantemente avermelhadas, alaranjadas e até ocres. Ocorrem ainda porções ricas em carbonatos, chegando a ocorrer lentes de mármore (Morales *et al.*,1996).

2.2.2. Unidades Litoestratigráficas do Domínio Interno

2.2.2.1. Grupo Araxá

O Grupo Araxá foi inicialmente denominado de Formação Araxá por Barbosa (1955), sendo composto por mica xistos, quartzitos e migmatitos. A partir de 1970 Barbosa *et al.* (1970) passaram a usar o termo Grupo, restringindo o Grupo Araxá aos xistos e quartzitos, considerando as rochas gnáissicas pertencentes a um conjunto mais antigo.

A presença de intercalações ocasionais de anfíbolitos, nas rochas do Grupo Araxá, é ressaltada por vários autores. Na região da Nappe de Passos pode-se destacar os trabalhos de Correa (1984), Valeriano (1993), Morales *et al.* (1996), e Valeriano & Simões (1997).

Valeriano *et al.* (1997) comenta que os metabasitos ocorrem como lentes e *boudins*, de dimensões centimétricas e decimétricas. A composição mineralógica é essencialmente função da fácies metamórfica, variando de xisto verde (albita-epidoto-clorita filitos) a anfíbolito superior (granada-clinopiroxênio anfíbolitos). Com base em dados químicos de elementos maiores e traços, Valeriano *et al.* (1997) identificou dois grupos de basaltos: os continentais e os do tipo E-MORB.

Desde a definição apresentada por Barbosa (1955) a utilização do termo Grupo Araxá vem sendo constantemente revista (por exemplo: Barbosa *et al.* 1970, Braun 1970, Marini *et al.* 1979, Braun & Baptista 1977, Teixeira 1978, Teixeira & Danni, 1978, Heilbron *et al.* 1987, Valeriano *et al.* 1989, Simões 1995, Seer 1999, dentre muitos outros). Tal fato pode ser explicado pela dificuldade de se obter colunas estratigráficas guias, que tenham valor regional, decorrentes da ampla distribuição do grupo e suas variações faciológicas, tanto de origem sedimentar quanto metamórfica.

Na região de Itaú de Minas, Passos e Fortaleza de Minas, Teixeira (1978) e Teixeira & Danni (1978) subdividiram o Grupo Araxá, com base em critérios estruturais e metamórficos, em Seqüência Passos (xistos e gnaisses) e Formação Canastra (Seqüência Itaú na base e Ventania no topo). Segundo os autores acima citados, estas unidades representavam uma seqüência metassedimentar contínua e invertida, pertencentes ao flanco inverso de uma mega dobra recumbente associada a uma *Nappe de Charriage*. Esta estrutura também era utilizada pelos autores para explicar o gradiente metamórfico inverso observado nas rochas desta seqüência.

Próximo à cidade de Carmo do Rio Claro, Heilbron *et al.* (1987) identificaram uma seqüência metassedimentar constituída por quartzitos, filitos/ardósias (com intercalações de mármore) e paraconglomerados, com grau metamórfico caracteristicamente inferior ao das rochas da Nappe de Passos. Os autores propuseram que estas rochas, anteriormente inseridas no Grupo Araxá, fossem individualizadas como uma outra seqüência, informalmente denominada de Seqüência Carmo do Rio Claro. Heilbron *et al.* (1987) incluíram nesta unidade os filitos da parte inferior da Seqüência Itaú, definida por Teixeira & Danni (1978).

Valeriano *et al.* (1989) mantiveram a denominação Seqüência Carmo do Rio Claro, porém aplicaram esta classificação apenas às rochas metareníticas denominadas pelos autores de infra-Araxá-Canastra (Nappe de Passos no presente trabalho). As associações de metadiamictitos polimíticos, ardósias, metassiltitos e *wackes* foram posicionadas no Grupo Bambuí. Desta forma, segundo os autores citados acima, tanto a unidade que predomina nos arredores da Cidade de Carmo do Rio Claro quanto as ardósias/filitos com intercalações de calcário que ocorrem na base da Nappe de Passos (base da Seqüência Itaú - Teixeira & Danni, 1978) correspondem ao Grupo Bambuí. Valeriano *et al.* (1989) ressaltam ainda, que a

Seqüência Metassedimentar Carmo do Rio Claro apresenta caráter alóctone, cavalgando o Grupo Bambuí, sendo representada, próximo a cidade homônima, apenas por pequenos *klippen*.

Valeriano (1993) propõe a denominação de Seqüência Serra da Boa Esperança para as rochas da Seqüência Metassedimentar Carmo do Rio Claro, tendo em vista a ampla exposição das rochas associadas a esta seqüência na Serra da Boa Esperança (Boa Esperança – MG).

Simões (1995), baseado em correlações estratigráficas com as áreas tipo dos grupos Araxá e Canastra, formula uma nova proposta e sugere a seguinte denominação estratigráfica:

Grupo Canastra: para as rochas incluídas na Seqüência Metassedimentar Carmo do Rio Claro (Valeriano *et al.*, 1989) ou Seqüência Serra da Boa Esperança (Valeriano, 1993);

Grupo Bambuí: para os metassedimentos de baixo grau metamórfico que ocorrem caracteristicamente associados ao domínio autóctone.

Simões e Valeriano (1990) ressaltaram o fato da porção inferior da Nappe de Passos ser representada por uma sedimentação essencialmente matura, contrapondo-se com à porção superior caracterizada pela freqüente ocorrência de sedimentos imaturos. Estes autores utilizaram a denominação Ciclo Deposicional Canastra, para a porção basal, e Ciclo Deposicional Araxá para a porção superior da nappe. Estes ciclos foram denominados posteriormente de Ciclo Deposicional Inferior e Ciclo Deposicional Superior por Simões (1995).

Simões (1995) dividiu o Grupo Araxá na região de Passos em nove unidades denominadas, da base para o topo, de A a I (figura 2.5). Dentre as unidades definidas pelo autor as três primeiras (A, B e C) correspondem ao Ciclo Deposicional Inferior, caracterizado por uma sedimentação essencialmente matura, representada por abundantes metapsamitos (quartzitos associados a metapelitos). A partir da unidade D, torna-se comum a ocorrência de metassedimentos imaturos, representados por paragneisses. Desta forma as unidades D a I, definidas pelo autor, correspondem ao Ciclo Deposicional Superior da Nappe de Passos.



Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na Nappe de Passos. Os valores representados na porção esquerda da coluna correspondem a espessura de cada unidade. Extraído de Simões (1995).

Com base em estudos petrográficos, estratigráficos e microestruturais realizados nas rochas da Nappe de Passos, Zanardo (1992), também propôs uma subdivisão do Grupo Araxá. Diferentemente de Simões (1995), Zanardo (1992) estendeu os estudos até a Folha São Sebastião do Paraíso, área de estudo do presente trabalho. As unidades definidas por Zanardo (1992), da base para o topo foram:

- Unidade XA – ocorrem filitos e/ou clorita-sericita xistos, com presença de grãos de carbonato e fragmentos de feldspato. Ocorrem também lentes de mármore finos;
- Unidade XQ - é representada por intercalações de xistos e mica xistos. Associados a esta unidade ocorrem corpos de metagrauvaca, mármore e fosforitas silicificadas. Faz contato transicional com a Unidade Q;
- Unidade Q – é marcada pelo aumento na espessura das camadas de quartzito, que chegam a mais de 15 m. Ocorrem intercalações de quartzo xisto e mica xisto;
- Unidade MXQ – é caracterizada por intercalações decimétricas a métricas de quartzitos, normalmente micáceos, quartzo xistos e mica xistos. A ocorrência de quartzitos diminui para o topo. Estão associados também níveis de quartzo xisto e mica xisto;
- Unidade AX – separa as unidades MXQ e GX. É caracterizada por delgados níveis lenticulares ricos em anfibólio (anfibólio xistos). Tem ocorrência mais expressiva no flanco norte da Antiforma de Itaú;
- Unidade GX – nesta unidade ocorrem gnaisses miloníticos ou blastomiloníticos, xistos feldspáticos, mica xistos, quartzo xistos, e subordinadamente quartzitos. Formam corpos lenticulares, as vezes bastante contínuos, que gradam para muscovita xistos feldspáticos;
- Unidade XQA – predominam xistos grossos com granada (algumas chegam a mais de 3 cm), cianita e raras estaurolitas, intercalados por quartzo xistos, quartzitos e anfibolitos. Ocorrem também lentes de rochas calciossilicatadas, raros mármore e rochas com feições de retroeclogito;
- Unidade Gnd – representa-se por estratos relativamente contínuos de gnaisses sienograníticos a tonalíticos, intercalados por mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos, normalmente com granada e cianita. Raramente ocorrem tochas metaultrabásicas e anfibolitos; e
- Unidade GQA – caracteriza-se pela presença de gnaisses e gnaisses graníticos com intercalações de gnaisses quartzosos, quartzitos, granada-cianita xistos feldspáticos, anfibolitos e rochas calciossilicatadas.

As subdivisões do Grupo Araxá, propostas por Zanardo (1992) e Simões (1995), apesar das diferentes denominações utilizadas, são semelhantes. As principais diferenças entre as propostas são:

- Parte dos filitos (xistos finos) com presença de lentes de mármore, interpretados por Zanardo (1992) como a base da Nappe de Passos (Unidade XA) foram mapeados por Simões (1995) como pertencentes ao Grupo Bambuí. Cabe ressaltar que a Unidade A de Simões (1995) inclui parte destes filitos, incluindo ainda algumas lentes de mármore;
- a unidade que representa o topo da seqüência, Unidade GQA, definida por Zanardo (1992) é aproximadamente semelhante a Unidade I de Simões (1995), todavia inclui também os gnaisses mapeados por Simões (1995) como pertencentes a Unidade H;
- as unidades E e G, definidas por Simões (1995) correspondem a uma subdivisão da Unidade XQA de Zanardo (1992); e
- a Unidade Gnq de Zanardo (1992) corresponde a Unidade H de Simões (1995), incluindo ainda parte da Unidade F.

Oliveira *et al.* (1983) realizaram o mapeamento da Folha São Sebastião do Paraíso e descreveram que o Grupo Araxá é representado por xistos, quartzitos, metacalcários e gnaisses diversos. Os xistos apresentam textura lepdoblástica e são representados por biotita xistos, quartzo-muscovita xistos, granada xistos e cianita-granada xistos, com ou sem feldspato. Os quartzitos podem constituir corpos relativamente espessos (dezenas a centenas de metros) facilmente delimitáveis por fotografias aéreas, ou pequenas intercalações lenticulares nos xistos e gnaisses (Oliveira *et al.* 1983). Segundo Oliveira *et al.* (1983) diferentes variedades de gnaisses diferem entre si pela maior ou menor riqueza em biotita, muscovita, quartzo, epidoto, cianita, granada e feldspato.

O Grupo Araxá, na Folha São Sebastião do Paraíso, foi dividido por Oliveira *et al.* (1983) em cinco unidades, sem conotação estratigráfica. Estas unidades são:

- Plaf: filitos com lentes de metacalcário;
- Plaq: quartzitos, muscovita quartzitos e granada-cianita quartzitos;
- Plax: mica xistos, granada-mica xistos, granada-cianita-mica xistos;

- Plag: granada gnaisses, granada-cianita gnaisses com intercalações quartzíticas e anfibolíticas; e
- Plav: biotita gnaisses com epidoto e/ou muscovita (metagrauvas) intercalado nos xistos e gnaisses.

2.2.3. Formação Aquidauana

A Formação Aquidauana foi denominada originalmente de Arenito Aquidauana por Lisboa (1909) *in* Baptista *et al.* (1984), sendo representado por arenitos vermelhos. Essa formação pertence ao Grupo Tubarão, denominado originalmente de Série Tubarão por White (1908) *in* Baptista *et al.* (1984) e apresenta idade permo-carbonífera.

Segundo Oliveira *et al.* (1984) na região de Cássia e São Sebastião do Paraíso, as rochas associadas a esta unidade ocorrem em toda a porção oeste da área. Ocorrem ainda como morros testemunhos, por exemplo, nas serras do Marzagão, Fortaleza e do Chapadão, nos morros do Baú, do lagarto e etc. Segundo os autores a espessura máxima é da ordem de 60m, ocorrendo ao sul da Cidade de São Sebastião do Paraíso.

Na região estudada Oliveira *et al.* (1984) agruparam as rochas da Formação Aquidauana em Lamitos, Diamictitos e Arenitos e Conglomerados.

Segundo Morales *et al.* (1996) a Formação Aquidauana recobre as Serras de Chapadão e da Fortaleza, (localizadas a oeste de São Sebastião do Paraíso) sendo representada por rochas sedimentares psamíticas avermelhadas, correspondentes a arenitos ou arenitos conglomeráticos, mal selecionados e mal arredondados, com aspecto maciço e espessura irregular.

2.3. Geologia Estrutural

2.3.1. Domínio Cratônico

Segundo Morales *et al.* (1991) na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, a estruturação do Domínio Cratônico é marcada pela ocorrência de porções lenticulares pouco deformadas, limitadas por zonas miloníticas. Segundo os autores, em direção ao sul as lentes diminuem de tamanho, aumentando a quantidade de rochas miloníticas. Nas porções menos deformadas as feições migmatíticas estão bem preservadas, sendo possível reconhecer a presença de um bandamento migmatítico, acompanhado de uma foliação (marcada por minerais de fácies anfíbolito) com orientação preferencial em torno de N40-50W e mergulhos variados, tanto para NE quanto SW, predominando os de médio ângulo. Os autores destacam ainda que as zonas miloníticas apresentam orientação preferencial N70W e alto ângulo de mergulho. Estas zonas ocorrem como faixas estreitas, contínuas e anastomosadas, que para sul adensam-se formando uma extensa faixa milonítica (figura 2.6). As associações minerais presentes nestas zonas é caracteristicamente de fácies xisto verde.

De acordo com Oliveita *et al.* (1984), as rochas granitóides associadas ao embasamento apresentam foliação cataclástica como feição característica e dominante. Segundo os autores, os corpos metamáficos e metaultramáficos, embutidos nas rochas granitóides, exibem xistosidade que se apresenta crenulada, sendo os plano da crenulação paralelos concordantes com a orientação da foliação cataclástica.

Morales *et al.* (1991) interpretam o quadro evolutivo geral como um regime compressivo EW, responsável pelo transporte das rochas da Nappe de Passos (Grupo Araxá-Canastra para os autores) sobre o embasamento. Neste modelo, as rochas do embasamento, responderam aos esforços compressivos através do desenvolvimento de zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo de mergulho, como por exemplo a Zona de Cisalhamento de Campo do Meio. Estas zonas de cisalhamento modificam a estruturação mais antiga, controlando a ocorrência de boa parte dos corpos associados a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro.

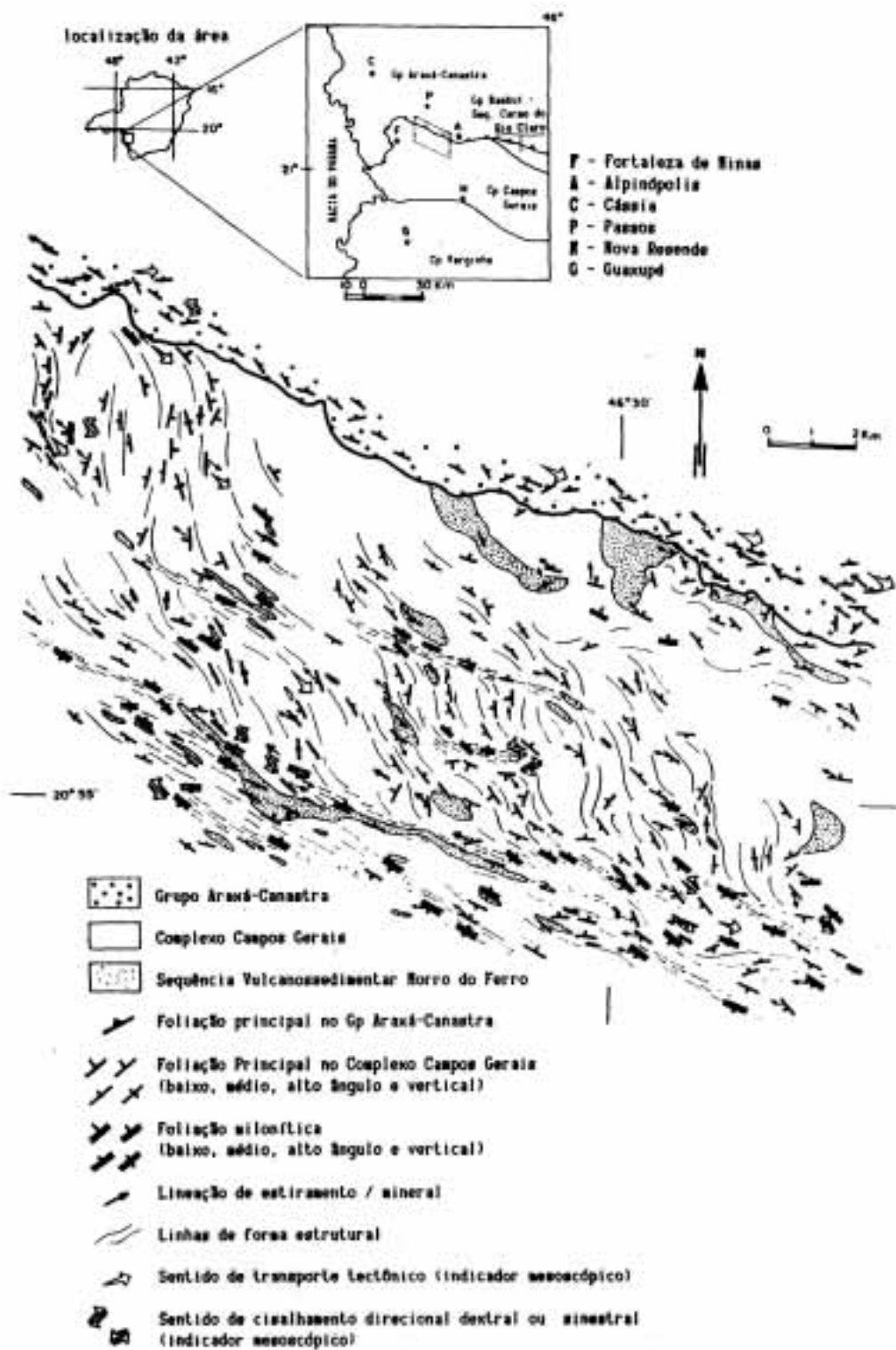


Figura 2.6: Mapa geológico estrutural simplificado da região de Fortaleza de Minas – Alpinópolis, sul de Minas Gerais. Extraído de Morales *et al.* (1991).

Morales *et al.* (1996) destacam que próximo a Serra do Chapadão a foliação presente nas rochas do embasamento sofre distorções a medida que se aproxima da superfície de cavalgamento, tendendo ao paralelismo com esta superfície e conseqüentemente com a foliação dos metassedimentos do conjunto alóctone.

Valeriano (1999) apresenta que, devido ao caráter policíclico das rochas do embasamento (conforme reconhecido por Teixeira *et al.*, 1989), a melhor maneira de monitorar as deformações neoproterozóicas é através do estudo de plútons não foliados, pós-tectônicos em relação ao evento Transamazônico que afetou as rochas do embasamento. Segundo o autor, na região da Represa de Furnas, as rochas gabróicas e graníticas que representam estes plútons, apresentam apenas registros de deformação rúptil, marcada por falhas sub-verticais ao longo das quais observam-se brechas com ou sem pseudotaclitos. Valeriano (1999) cita que a deformação dúctil, em meso escala é observada apenas nos metassedimentos da cobertura cratônica (Grupo Bambuí).

Alkmim *et al.* (1989) propuseram a subdivisão da porção central do Cráton do São Francisco em quatro domínios estruturais, onde os compartimentos W e E sofrem a influencia das faixas Brasília e Araçuaí, respectivamente e os domínios C1 e C2, centrais, encontram-se indeformados. Valeriano (1999) ressalta que a compartimentação proposta por Alkmim *et al.* (1989) evidencia a presença de um gradiente tectônico (deformacional) onde as rochas do Grupo Bambuí na porção central do cráton apresentam-se como camadas horizontais não perturbadas passando, em direção à Faixa Brasília (Compartimento W) para um domínio com dobras suaves (Domínio Cratônico) e em seguida para um domínio parautóctone de dobras e empurrões (Domínio Externo).

Valeriano (1999), com base em critérios de orientação, superposição e estilo propõe uma correlação entre as deformações presentes nos domínios Cratônico e Interno. Esta proposta de correlação é apresentada na tabela 2.1.

Tabela 2.1: Correlação entre as fases de deformação presente nos domínios Dratônico e Externo da Faixa Brasília. Valeriano (1999).

		DOMÍNIO INTERNO	DOMÍNIO CRATÔNICO	
F A S E D E D E F O R M A Ç Ã O	D1	Dobras isoclinais recumbentes, eixos NS, clivagem ardosiana S1 subhorizontal, lineação mineral NS.		
	Cedo D2	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbente, eixos E-W a NW-SE, clivagem de crenulação / xistosidade S2, lineação mineral/estiramento paralela ao eixo das dobras.		
	Tardi D2	Exumação e colocação da Nappe de Passos sobre o Domínio Externo. Retrometamorfismo.	D1	Flexura litosférica e sedimentação da Formação Samburá em bacias de antepaís, dobramento chevron empinado, eixos N-S, clivagem plano axial S1. Anquimetamorfismo.
	D3	Dobras Suaves com eixos WNW, falhas subverticais associadas.	D2	Dobras Suaves com eixos WNW, falhas subverticais associadas.
	D4	Dobras angulares empinadas, crenulações e <i>kink-bands</i> com eixo N-S, falhas associadas.	D3	Dobras angulares empinadas, crenulações e <i>kink-bands</i> com eixo N-S, falhas associadas.

2.3.2. Domínio Interno

Dentre os trabalhos pioneiros sobre a estruturação da Nappe de Passos pode-se destacar os realizados por Teixeira & Danni (1978), Schimidt & Fleisher (1978), Trouw *et al.* (1984) e Heilbron *et al.* (1987). A complexa estruturação da Nappe de Passos já era notada nestes trabalhos.

Teixeira & Danni (1978) descreveram, na região de Passos – MG, uma extensa *nappe de charriage* associada a um mega anticlinal recumbente com seu flanco inverso exposto regionalmente. Os autores afirmam ainda que “o flanco inverso da mega-anticlinal recumbente, que condiciona a disposição do pacote litológico, acha-se dobrado em três principais feições estruturais a sinclinal de Passos, a anticlinal de Itaú e a sinclinal do Chapadão”. Desta forma, para os autores, toda a estratigrafia da seqüência estaria invertida.

Oliveira *et al.* (1984) separaram as estruturas presentes na região de São Sebastião do Paraíso e Cássia em três blocos distintos, representados pelas rochas do embasamento (Domínio Cratônico no presente trabalho), pelos metassedimentos do Grupo Araxá (Domínio Interno no presente trabalho) e pelas rochas da Bacia do

Paraná. Segundo os autores os metassedimentos do Grupo Araxá (Domínio Interno) limitam-se das rochas do embasamento (Domínio Cratônico) por uma superfície de cavalgamento, evidenciada pela presença de uma foliação de baixo ângulo de rochas milonitizadas e filonitizadas. Tal fato, segundo os autores, ratifica a interpretação da estrutura como uma nappe, conforme proposto por Teixeira (1978). Morales *et al.* (1996) destacam que, próximo às serras do Chapadão e da Fortaleza, a zona de cavalgamento principal, que marca o contato do Grupo Araxá com o Complexo Barbacena, é destacada não só por representar uma discordância estrutural, mas principalmente por exibir rochas miloníticas associadas, as quais representam a deformação concentrada ao longo de uma zona de cavalgamento principal.

A inversão dos estratos, proposta por Teixeira & Danni (1978), foi contestada por Heilbron *et al.* (1987), que utilizaram como argumento incompatibilidade das dobras parasíticas da fase principal (em "Z" olhando para NW) com o modelo proposto. Posteriormente Simões *et al.* (1988), baseados na ocorrência de estratificações cruzadas em quartzitos da Serra do Chapadão, defenderam a posição normal dos estratos. Simões (1995) retoma o assunto e afirma que além do forte argumento proposto por Simões *et al.* (1988), as dobras pós-metamórficas presentes na Nappe de Passos são incongruentes com um flanco inverso.

Trouw *et al.* (1984) reconheceram, na região de Capitólio e Alpinópolis – MG, a presença de três fases de deformação, sendo as duas primeiras de caráter dúctil e a terceira rúptil.

Heilbron *et al.* (1987) propuseram, para a região entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, um modelo onde as estruturas foram agrupadas em quatro fases de deformação. Posteriormente Simões & Valeriano (1990) reconheceram que este modelo estrutural era válido para toda a Nappe de Passos. Até o presente momento este modelo é o mais aceito para explicar as estruturas presentes nas rochas associadas a nappe.

Valeriano (1999) manteve as quatro fases de deformação proposta por Heilbron *et al.* (1987), todavia, com base em critérios de orientação, superposição e estilo de deformação apresentados na literatura e observados por ele, detalhou um pouco mais a antiga proposta.

A tabela 2.2 apresenta um resumo das fases de deformação propostas por Heilbron *et al.*(1987) e Valeriano (1999).

Tabela 2.2: Resumo das fases de deformação presentes no Domínio Interno da Faixa Brasília, segundo Heilbron *et al.* (1987) e Valeriano (1999).

DOMÍNIO INTERNO					
Valeriano (1999)		Heilbron <i>et al.</i> (1987)			
		Estruturas	Atitudes		
F A S E S D E D E F O R M A Ç Ã O	D1	Dobras isoclinais recumbentes, eixos NS, clivagem ardósiana S1 subhorizontal, lineação mineral NS.	D1	Dobras isoclinais. Clivagem ardósiana S1. Lineação de interseção. Empurrões?	Eixos: N-S/subhoriz. - NW-SE/subhoriz Planos Axiais e clivagem: N/subhoriz.
	Cedo D2	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbente, eixos E-W a NW-SE, clivagem de crenulação / xistosidade S2, lineação mineral/estiramento paralela ao eixo das dobras.	D2	Dobras apertadas. Clivagem de crenulação S2. Lineação de interseção, lineação mineral, lineação de crenulação. Empurrões	Eixos, lineação de crenulação e interseção: NW/subhoriz. (330/05) Lineação mineral: W-NW/horiz.
	Tardi D2	Exumação e colocação da Nappe de Passos sobre o Domínio Externo. Retrometamorfismo.			
	D3	Dobras Suaves com eixos WNW, falhas subverticais associadas.	D3	Dobras e crenulações abertas. Clivagem de crenulação S3. Lineação de crenulação. Lineação de interseção. Falhas normais.	Planos axiais e S3: 220/80 Eixos e lineações: 310/10
	D4	Dobras angulares empinadas, crenulações e <i>kink-bands</i> com eixo N-S, falhas associadas.	D4	Megadobras suaves e crenulações abertas. Lineação de crenulação. Falhas e fraturamento	Eixos: NNE/subhoriz. vistos na foliação principal e S-SW/horiz. na clivagem S3. Planos axiais: subverticais.

Segundo Simões (1995) a fase D1 é representada essencialmente pela foliação S1, uma xistosidade marcada pela orientação preferencial de minerais metamórficos inequidimensionais (micas feldspato e anfibólio) e pela forma alongada dos cristais recristalizados de quartzo. De acordo com o autor essa foliação é encontrada paralela ao bandamento composicional (S0) e, na maioria das vezes, à foliação S2. O autor destaca ainda que o reconhecimento da fase D1 torna-se seguro nas charneiras das dobras D2 onde S1 faz ângulo alto com a foliação S2.

De acordo com Simões (1995), a fase D2 constitui um importante evento deformacional na evolução estrutural da Nappe de Passos, pois associam-se a esta fase a foliação principal da área (S2), a lineação mineral e a superfície de cavalgamento da nappe. Segundo o autor a foliação S2 ocorre em alguns

afloramentos como uma xistosidade e em outros como uma clivagem de crenulação, onde a superfície dobrada corresponde à foliação S1. As dobras associadas à fase D2 caracterizam-se como dobras intrafoliares, apertadas a isoclinais, com charneiras predominantemente arredondadas, apresentando a foliação S2 em posição plano axial.

Simões (1993) descreve, a norte da Cidade de Delfinópolis – MG, a ocorrência de dobras em bainha de escala meso e macroscópica. Nestas estruturas o eixo X apresenta-se na direção WNW-NW e a foliação S2 paralela ao plano XY da bainha, indicando que estas dobras são da fase D2.

Associa-se também à fase D2 a superfície de cavalgamento que separa as rochas da Nappe de Passos das unidades do Domínio Cratônico. Esta superfície apresenta-se aproximadamente paralela ao acamamento da nappe, sendo caracterizada por baixos valores de mergulho. Entre as cidades de Itaú de Minas e Delfinópolis – MG define uma estrutura sinformal com caimento para NW. Na porção norte, a nappe é limitada por uma zona de cisalhamento vertical, dúctil-rúptil, e de caráter sinistral, que pode ser interpretada como uma rampa lateral, ou ainda uma falha de rasgamento (Simões, 1993; Simões, 1995).

Associada à fase D2 ocorrem também lineações mineral e de estiramento. Segundo Valeriano (1999) a orientação destas lineações é sempre paralela à charneira das dobras D2. São marcadas pela orientação preferencial dos minerais inequidimensionais, agregados lenticulares estirados e minerais alongados (Simões, 1995; Morales *et al.* 1996). Valeriano (1999), baseado nos dados de Valeriano (1993), Simões (1995) e Morales *et al.*(1996) apresenta, de modo sintético, a orientação da lineações mineral e de estiramento na Nappe de Passos. Esta síntese é apresentada na figura 2.7.

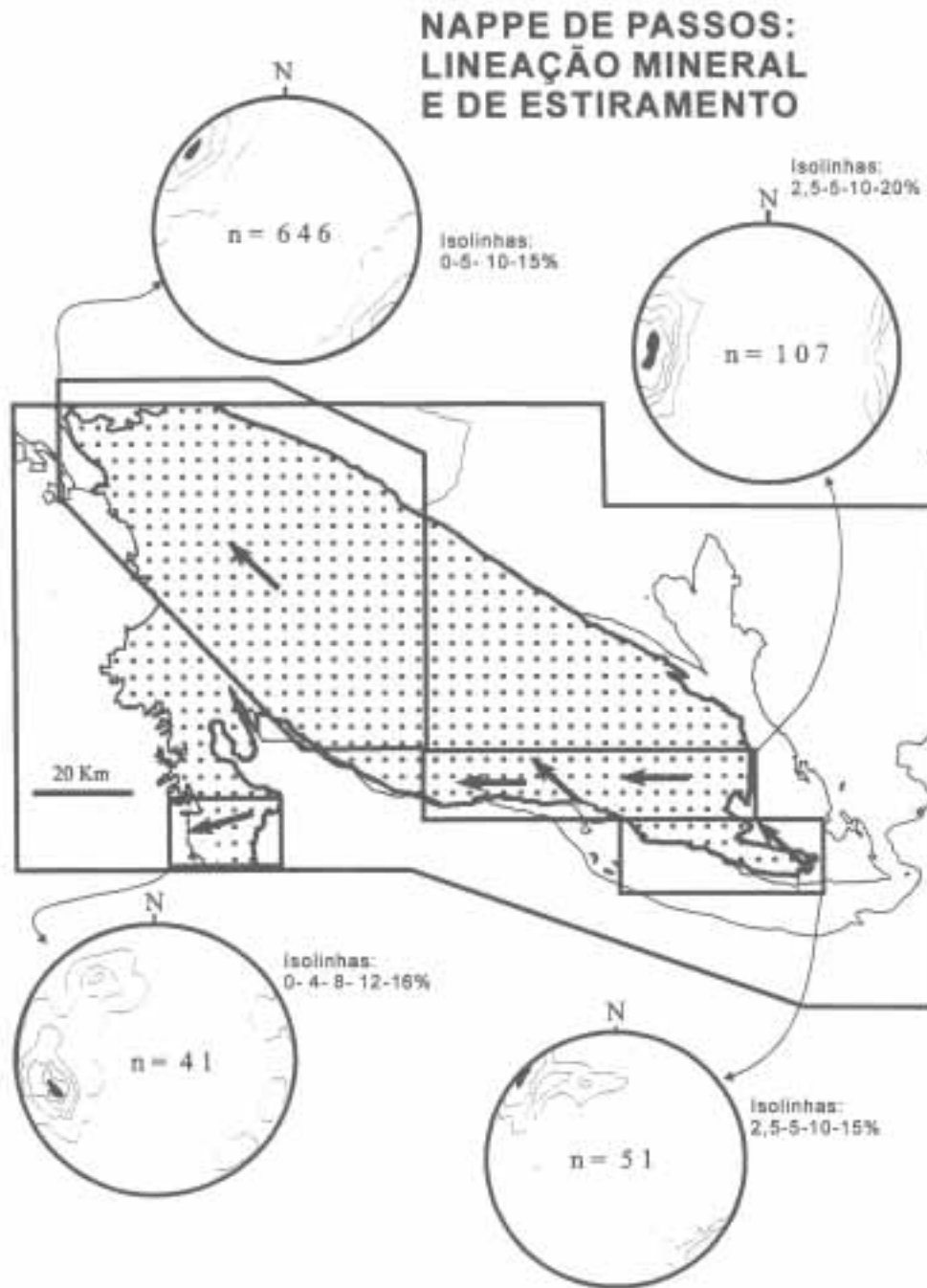


Figura 2.7: Orientação das lineações mineral e de estiramento (paralelas entre si) na Nappe de Passos. Extraído de Valeriano (1999) – dados de Valeriano (1993), Simões (1995) e Morales *et al.*(1996).

Indicadores cinemáticos (porfiroblastos tipo *sigma*, *mica-fish*, estruturas tipo S-C, recristalização oblíqua de grãos e quartzo, boudinagem assimétrica, etc.) observados paralelamente a lineação mineral associada a fase D2, indicam

transporte tectônico para direções entre ENE e SE (Simões & Valeriano, 1990; Simões, 1995; Morales *et. al.*, 1996).

A fase D3, segundo Simões (1995) gerou dobras suaves a abertas, apresentando planos axiais com direção NW, verticais a subverticais e eixos com mergulhos suaves para NW e minoritariamente para SE. Apresenta grande variação na frequência das suas estruturas ao longo da área, ressaltando o caráter heterogêneo desta fase de deformação. O autor destaca ainda que as dobras são aproximadamente isópacas, ocorrendo desde a escala microscópica até a macroscópica.

Em escala regional a fase D3 é representada pela estrutura sinformal de Passos, a zona de falha de Cássia e o antiformal de Itaú (Simões, 1995).

A fase D4 é representada por dobras abertas a suaves, que possuem plano axial vertical a subvertical e linha de charneira variando entre N e NNE, com caimentos suaves para SSW ou NNE. Geralmente apresentam-se como dobras isópacas, com charneira arredondada, sendo comum a ocorrência de falhas de pequeno rejeito associadas ao plano axial das dobras. Ocorrem ainda estruturas do tipo *kink-bands*. As dobras ocorrem desde a escala microscópica até a macroscópica, com dimensões máximas de 15km comprimento de onda e 700m de amplitude (Simões, 1995).

Morales *et al.* (1996) reconheceram na região das Serras do Chapadão e da Fortaleza uma estrutura em forma de "S invertido", cujas inflexões definem a Sinforma do Chapadão, ao norte e a Antiforma de Termópolis ao sul. Estas estruturas são limitadas por duas zonas transcorrentes sinistrais, a da Fábrica na porção norte e Riacho Fundo na porção sul (ver figura 4.1 – Capítulo 4). Os planos axiais destas estruturas apresentam direções próximas à E-W e alto ângulo de mergulho. Os eixos mostram-se próximo a E-W apresentando suave caimento para W. Em ambas as estruturas a superfície dobrada é a foliação principal (paralela ao bandamento composicional) mostrando o caráter tardio destas estruturas.

2.4. Metamorfismo

Assim como nos itens anteriores (2.2. Unidades Litoestratigráficas e 2.3. Geologia estrutural), será dada aqui maior atenção às feições referentes ao Domínio Interno, onde se inserem as rochas do Grupo Araxá, objeto de estudo do presente trabalho.

2.4.1. Domínio Cratônico

Vários autores, dentre eles Morales *et al.* (1991), Zanardo *et al.* (1996a) e Feola (1999), reconhecem que o metamorfismo principal das rochas do Complexo Barbacena, na região de Fortaleza de Minas (MG), ocorreu em fácies anfíbolito, apresentando evidências de retrometamorfismo em fácies xisto verde, zona da clorita. Segundo Feola (1999), nos gnaisses desta unidade o metamorfismo de fácies anfíbolito é caracterizado pela recristalização de oligoclásio e microclínio e pela paragênese andesina + hornblenda. Nestas rochas o evento retrometamórfico (fácies xisto verde zona da clorita) é evidenciado pela ocorrência de albita e pela cloritização da biotita.

As seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greens-tone-belt* associadas ao Complexo Barbacena (*Greenstone-Belt* Morro do Ferro), apresentam, de acordo com Feola (1999) associações minerais típicas de metamorfismo de fácies xisto verde, zona da clorita. Todavia ocorrem, localmente, cristais de hornblenda e diopsídio metamórficos, indicando a presença de um evento metamórfico ocorrido em condições de fácies anfíbolito. Estudos realizados por Carvalho *et al.* (1993) na Seqüência Metavulcano-sedimentar de Alpinópolis identificaram dois eventos metamórficos distintos. O primeiro, caracterizado pela associação granada+silimanita+estaurolita, alcançou temperaturas de pelo menos 600°C. O segundo foi retrometamórfico, ocorrendo em fácies xisto-verde zona da clorita, provocando cloritização, serpentinitização, carbonatação e silicificação das paragêneses do evento principal.

Apesar do Grupo Bambuí fazer parte do Domínio Cratônico, não serão aprofundadas as discussões sobre o metamorfismo deste conjunto, tendo em vista que, por apresentar rochas insipientemente metamórficas, as associações minerais presentes nestas rochas torna-se pouco interessante do ponto de vista metamórfico.

2.4.2. Domínio Interno

A feição metamórfica mais marcante das rochas associadas a Nappe de Passos é a presença de um gradiente metamórfico inverso. Este gradiente foi originalmente descrito por Teixeira & Danni (1978) e Schimidt & Fleischer (1978), que relacionaram o metamorfismo inverso à inversão dos estratos sedimentares. Nesta proposta, as rochas estariam associadas ao flanco inverso de uma megadobra anticlinal recumbente, o qual era exposto regionalmente.

Estudos mais recentes (por exemplo: Zanardo, 1992 e Simões, 1995) comprovaram a presença do gradiente metamórfico inverso nas rochas da Nappe de Passos, o qual varia desde a fácies xisto verde (zona da biotita), na base (450°C e 6 Kbar), até a fácies anfibolito superior (750°C e 11 Kbar) no topo.

Com relação a T das unidades basais da Nappe de Passos (Unidades A a C) duas propostas são apresentadas na literatura. A primeira é apresentada por Zanardo (1992) que interpretou, com base na determinação petrográfica de anfibólios do tipo hastingsita/ferro-hastingsita e nos estudos sobre a orientação do eixo cristalográfico c do quartzo, realizados por Zanardo et al. (1990), que as condições metamórficas de fácies xisto verde presentes nas rochas da base da Nappe de Passos (unidades A, B e C de Simões, 1995) eram decorrentes de um retrometamorfismo associado ao transporte da nappe, que teria obliterado completamente a associação do metamorfismo principal, de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior ($T > 700^{\circ} \text{C}$). Segundo esta proposta o gradiente metamórfico inverso existiria, porém variaria apenas de fácies anfibolito inferior a anfibolito superior. A segunda proposta, apresentada por Simões (1995), atribui T de aproximadamente 450°C para as rochas da Unidade C, com base na paragênese mineral, na geotermobarometria e na presença de anfibólios, em rochas metabásicas da Unidade C, com núcleos de actinolita e borda de hornblenda. Segundo Simões (1995) o padrão apresentados por estes anfibólios é totalmente oposto ao esperado para anfibólios retrometamórficos, que normalmente preservam no núcleo as condições mais elevadas de temperatura.

Desde a sua definição, o gradiente metamórfico inverso presente das rochas da Nappe de Passos passou a ser um assunto controverso entre os pesquisadores.

Heilbron *et al.* (1987) contestaram a proposta de Teixeira & Danni (1978), justificando que a assimetria das dobras associadas às fases principais de deformação (em "Z" olhando para NW), não é compatível com o flanco inverso de uma dobra. Os autores levantam a hipótese do gradiente inverso estar associado à presença de isógradas metamórficas obliquas (e com mergulhos íngremes) em relação à estratificação sedimentar. Neste modelo diferentes graus metamórficos poderiam ocorrer lado a lado, em um mesmo estrato sedimentar.

Simões *et al.* (1988) apresentaram uma discussão sobre as diversas condições geológicas que podem estabelecer a presença de um gradiente metamórfico inverso. Analisando a viabilidade de cada modelo, para as rochas da Nappe de Passos, Simões *et al.* (1988) concluem, que:

- o modelo proposto por Teixeira & Danni (1978) e Schmidt & Fleischer (1978) pode ser descartado, pois as dobras tardi a pós-metamórficas presentes na área não são coerentes com um flanco inverso de dobra, além disso, não existe nenhuma evidência regional da presença do flanco normal (sem metamorfismo invertido) correspondente a dobra proposta. Os autores descrevem ainda a presença de estratificações cruzadas nos quartzitos da Serra do Chapadão, outro forte argumento que comprova a posição normal dos estratos sedimentares;
- a proposta de Heilbron *et al.* (1987) também é incoerente, pois o traçado das isógradas nas grandes dobras pós metamórficas indica que as superfícies das isógradas apresentam mergulho paralelo (ou sub-paralelo) ao plano da foliação principal e conseqüentemente ao acamamento; e
- dentre todos os modelos abordados no trabalho, o que mais se adequa às condições geológicas da Nappe de Passos é o da rotação passiva das isógradas por cisalhamento dúctil sub-paralelo ao plano de acamamento, semelhante ao proposto por Arthaud *et al.* (1985) para a região de Independência (CE). Este modelo baseia-se no fato de que em uma zona de cisalhamento dúctil os elementos planares (ou superfícies), inicialmente inclinados em relação aos planos de cisalhamento, são passivamente rotacionados, tendendo ao paralelismo com o mesmo.

Simões (1995) retomou o trabalho de Simões *et al.* (1988) e colocou que o modelo de rotação passiva das isógradas por cisalhamento dúctil sub-paralelo ao plano de acamamento não explica totalmente as feições observadas na Nappe de Passos. Segundo o autor, apesar de tal modelo ser coerente com as características geológicas da Nappe de Passos, a avaliação das conseqüências impostas por este modelo o inviabiliza para a área em questão. Simões (1995) teceu uma discussão a respeito das implicações causadas pela variação no suposto ângulo entre as isothermas e o acamamento (figura 2.8) e conclui que:

- o resultado de um cisalhamento dúctil com $\Sigma=8$ ($\Sigma=83^\circ$), subparalelo ao acamamento (S_0) e com isógradas (simplificadamente adotadas como paralela às isothermas, com um gradiente geotérmico de $25^\circ/\text{Km}$) fazendo um ângulo de 15° com o plano de cisalhamento, é uma variação de 200°C a cada 32km (medidos ao longo do acamamento). Segundo o modelo de cisalhamento adotado acima, caminhando-se sobre uma camada e em direção ao gradiente metamórfico seriam esperadas variações de 200°C a cada de 32km (figura 2.8). Tal fato não é observado na Nappe de Passos; e
- somente um ângulo entre as isógradas e o S_0 inferior a 5° poderia resultar na configuração observada na Nappe de Passos. Para tal, a quantidade de deformação cisalhante necessária para girar as isógradas, deixando-as totalmente paralelas a S_0 , implicaria num valor de Σ muito elevado, próximo de 28, o que é incoerente para a área.

Desta forma, com base na relação angular inicial e na quantidade de deformação cisalhante, Simões (1995) coloca em dúvida a viabilidade deste modelo para as rochas da Nappe de Passos.

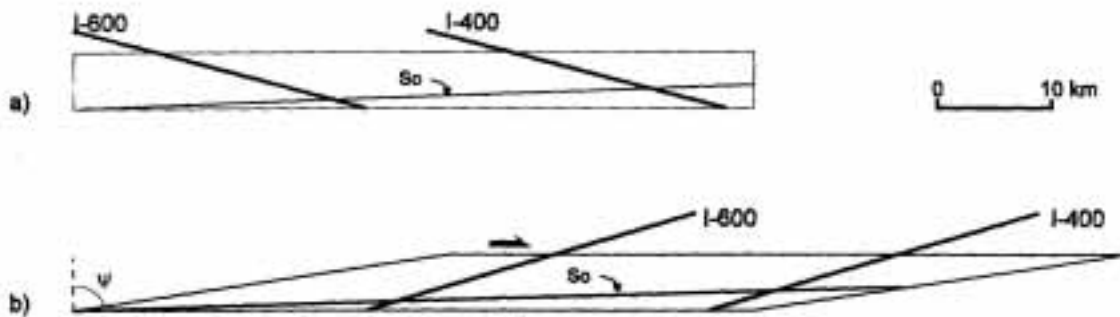


Figura 2.8: Modelo esquemático proposto por Simões (1995) para mostrar as conseqüências da atuação de um cisalhamento simples, subparalelo a estratificação primária (S_0), sobre isógradas oblíquas ao plano de cisalhamento. a) isógrada na posição inicial, logo após o auge metamórfico, fazendo um ângulo de 15° com o plano de cisalhamento. b) inversão das isógradas devido ao cisalhamento ($\Sigma = 83^\circ$, $\Sigma=8$). No modelo proposto, a distância entre as duas isógradas, medida ao longo de S_0 , é de aproximadamente 32km, implicando numa variação, ao longo do acamamento, de 200°C a cada 32km, o que não é observado nas rochas da Nappe de Passos. Extraído de Simões (1995).

Como alternativa, Simões (1995) propôs que o gradiente metamórfico inverso, presente nas rochas da Nappe de Passos, seja interpretado através do arrasto das isothermas promovido pelo afundamento de uma placa litosférica ao longo de uma zona de subducção (Banno *et al.*, 1986; Peacock & Norris, 1989). É importante ressaltar que esse mecanismo promove apenas a inversão das isothermas, a inversão do gradiente bórico está associada ao processo de transporte da nappe, onde rochas de maior pressão foram posicionadas sobre rochas de menor pressão através de um cisalhamento dúctil, subparalelo a S_0 .

Simões (1995), buscando testar a viabilidade do modelo de inversão das isothermas, modelou graficamente a reconstituição da posição das rochas no interior da crosta no auge do metamorfismo, com base nos valores de P e T por ele obtidos. A reconstituição decorrente da aplicação deste modelo pode ser observada na figura 2.9. Segundo ao autor, o tectonismo responsável pela inversão da bacia, o qual é associado a uma compressão aproximadamente E-W, promoveu a colisão dos blocos Paraná e Brasília (segundo a proposta de estruturação crustal do Estado de Minas Gerais, apresentada Haralyi *et al.*, 1985). Ainda segundo ao autor, durante este evento tectônico, as rochas da margem continental do Bloco Brasília, representadas em parte pelo Grupo Araxá, foram conduzidas à grandes profundidades, sendo colocadas, provavelmente, sob a placa litosférica do Bloco Paraná, configurando um processo semelhante a uma subducção do Tipo A.

Desta forma, a partir da análise dos principais mecanismos possíveis de promover um gradiente metamórfico inverso Simões (1995) conclui que o mais compatível com as rochas da Nappe de Passos é o modelo baseado no arrasto das isothermas promovido pelo afundamento de uma placa litosférica ao longo de uma zona de subducção proposto por Banno *et al.* 1986 e Peacock & Norris, 1989.

Simões *et al.* (1988), Zanardo (1992), Simões (1995) e Zanardo *et al.* (1996) baseado em várias relações texturais e microestruturais ressaltam que a o auge metamórfico das rochas da Nappe de Passos ocorreu antes do estabelecimento, parcial ou completo, da foliação principal. Desta forma, o metamorfismo principal, é caracterizado como pré a cedo D2 (conforme as fases de deformação definidas no item 2.3.2).

As associações minerais presentes nas rochas do Grupo Araxá, na região da Nappe de Passos, podem ser divididas em dois eventos metamórficos, provavelmente associados à uma evolução metamórfica contínua (Zanardo, 1992; Simões, 1995; e Zanardo *et al.*, 1996). Seguindo-se a proposta de Simões (1995), estes eventos metamórficos serão denominados, no presente trabalho, de metamorfismo principal (MP) e retrometamorfismo (RM). Simões (1995) destaca ainda, a presença de reações retrometamórficas sin-D2, interpretadas como um reequilíbrio devido à diminuição de temperatura que ocorreu logo após ao auge do metamorfismo principal.

Simões ressaltam que um metamorfismo anterior ao MP certamente ocorreu, sendo provável que algumas das inclusões observadas em porfiroblastos de granada (epidoto, cianita, rutilo, estaurolita) estejam associadas a este evento. Segundo o autor estas inclusões são interpretadas como marcadores de uma foliação (S1) sobrecrecida pela granada. O autor discute ainda que a foliação S1 deve representar um estágio precoce de S2, o que torna difícil a caracterização do metamorfismo pré-MP.

Serão apresentadas a seguir as associações mineralógicas que caracterizam as condições de metamorfismo das rochas presente na Nappe de Passos. Serão utilizadas nas descrições as unidades definidas por Simões (1995), conforme apresentado no item 2.2.2 (Unidades Litoestratigráficas do Domínio Interno).

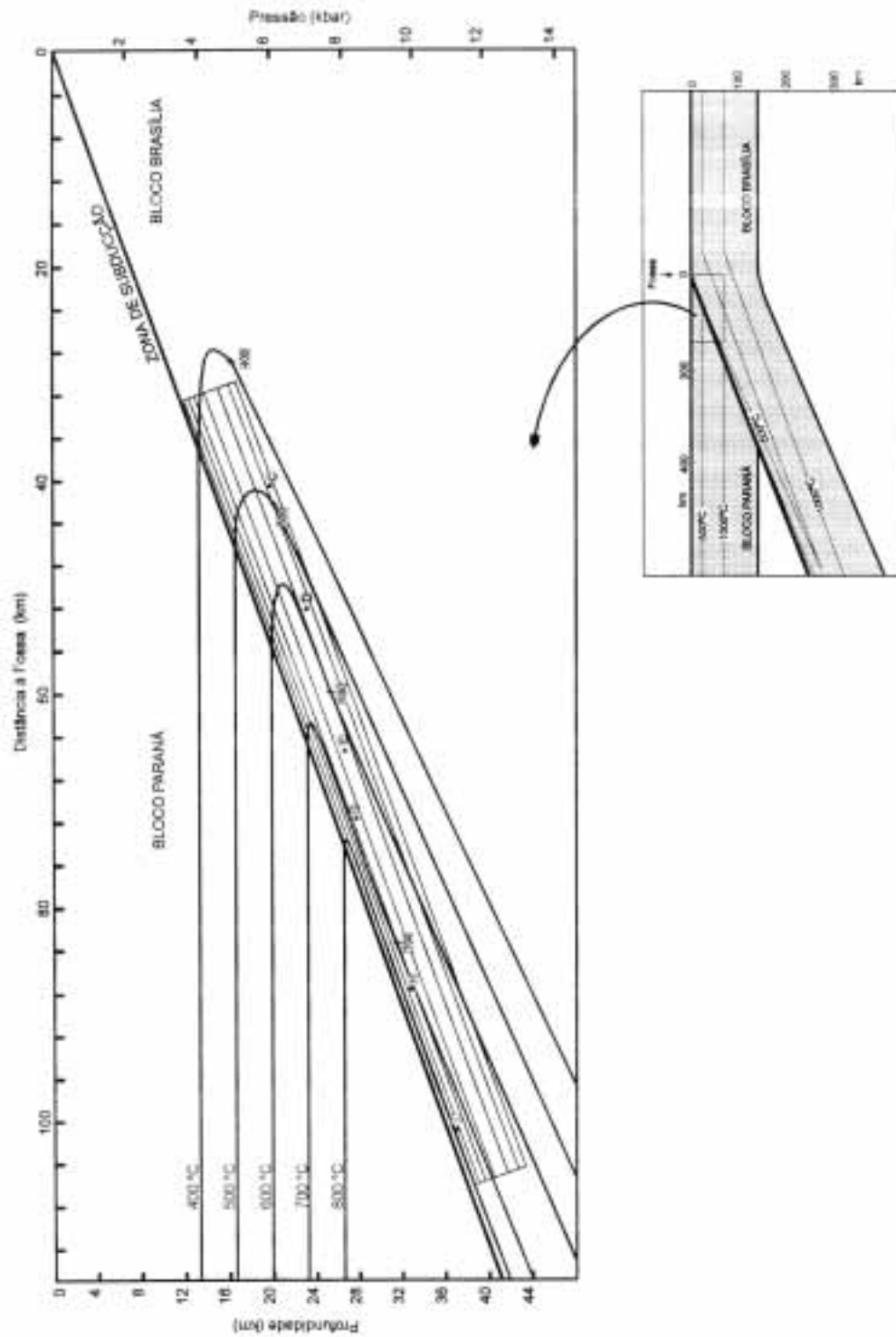


Figura 2.9: Modelo proposto por Simões (1995), mostrando a possível configuração das isothermas durante o auge do metamorfismo da Nappe de Passos, considerando-se o modelo de arrasto das isothermas promovido pelo afundamento de uma placa litosférica ao longo de uma zona de subducção. Para o posicionamento das isothermas Simões (1995) adotou um gradiente geotérmico de 30°C/km e um mergulho de 20° para a zona de cisalhamento. Os valores das isothermas foram interpolados a partir dos dados de temperatura obtidos pela aplicação do geotermômetro Spear (1981) para cada unidade. A figura representa um detalhe de uma zona de colisão de duas placas litosféricas, conforme ilustrado na figura menor, na porção superior direita. Extraído de Simões (1995).

2.4.2.1. Metamorfismo Principal (MP)

As associações metamórficas características das rochas pelíticas presentes na base da Nappe de Passos (unidades A, B e C) são muscovita+clorita+quartzo e biotita+clorita+muscovita+quartzo, indicando condições de fácies xisto verde, zona da biotita e/ou da granada (Simões, 1995). Zanardo (1992) comenta que muito raramente são observadas granadas nos xistos da Unidade C. Já Simões (1995) não descreve a ocorrência de granada nesta unidade.

Segundo Simões (1995) as rochas básicas associadas a Unidade C são representadas por xistos de coloração esverdeada e por vezes anfibolitos. São constituídas por clorita, magnésio hornblenda ou hornblenda edenítica, epidoto e plagioclásio (predominantemente albita).

A Unidade D, de acordo com Simões (1995), é representada por muscovita, biotita, plagioclásio, microclínio, quartzo e epidoto. Simões (1995) apresenta uma discussão sobre a associação muscovita/biotita. Segundo o autor é reconhecido nestas rochas que o crescimento de uma mica dependeu do consumo da outra, fato que levaria uma interpretação de desequilíbrio entre os minerais. Todavia, após o consumo de todo o reagente necessário para a formação da biotita, a reação cessou ficando a paragênese biotita+muscovita em equilíbrio. Uma característica comum aos gnaisses da Unidade D é a presença de uma forte saussuritização nos plagioclásios.

As rochas básicas associadas a Unidade D são raras, sendo constituídas por hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo, tendo rutilo, ilmenita e titanita como minerais acessórios (Simões, 1995).

Simões (1995) destaca a presença de granada em camadas de xistos presentes no topo da Unidade D, que a partir deste ponto, em direção ao topo da estratigrafia, passa a ser um mineral freqüente.

A Unidade E é caracterizada, segundo Simões (1995), por associações minerais com:

- granada (granada + muscovita + quartzo, granada + biotita + muscovita + quartzo);

- cianita (cianita + muscovita + quartzo, cianita + muscovita + biotita + quartzo, cianita + granada + muscovita + quartzo), e
- ocasionalmente com estaurolita, sendo este mineral pouco freqüente, impossibilitando sua utilização para a definição de isógradas metamórficas.

Associados a Unidade E ocorrem veios quartzo-feldspáticos (também com muscovita e turmalina) com espessura de 1 a 5cm e comprimento dicimétrico a métrico, interpretados por Simões (1995) como segregações pegmatíticas de origem metamórfica.

Diferentemente dos gnaisses da unidade D, os da Unidade F em geral não apresentam saussuritização dos cristais de plagioclásios, que geralmente é representado por oligoclásio. Ocorrem também cristais de microclínio, que podem aparecer como porfiroblastos ou cristais menores dispersos na matriz. A ocorrência freqüente de lentes e/ou veios de material quartzo feldspático define o caráter migmatítico desta unidade, indicando que estes gnaisses alcançaram condições de anatexia (Simões, 1995).

Os xistos da Unidade G apresentam, segundo Simões (1995) as mesmas paragêneses que àqueles da Unidade E, entretanto os veios pegmatíticos tornam-se maiores e mais freqüentes. De acordo com o autor os veios pegmatíticos apresentam preferencialmente espessura centimétrica e comprimento métrico, porém o mesmo autor descreve a ocorrência de um corpo pegmatítico com 12m de espessura e 100 de comprimento.

Zanardo *et al.* (1996) coloca que nos xistos aluminosos da unidade XQA (equivalente às unidades E e G de Simões, 1995) a granulação aumenta para o topo da seqüência, sendo acompanhada pelo aumento da granulometria metamórfica, pela diminuição da ocorrência de filossilicatos e aumento da ocorrência de aluminossilicatos e também pelo aumento das feições migmatíticas. O aumento da granulação metamórfica em relação ao topo da seqüência também foi observado por Simões (1995), que o atribui para toda a seqüência da Nappe de Passos, desde a base, até o topo.

Segundo Simões (1995) as camadas de xisto que ocorrem intercaladas nos gnaisses da Unidade H, bem como os xistos da Unidade I, apresentam grande

semelhança com aqueles das unidades E e G. Todavia, os xistos da Unidade I ocorrem freqüentemente associados a um cianita-biotita-quartzo gnaisses, que segundo o autor pode representar um maior consumo dos minerais muscovita e quartzo, gerando K-feldspato e cianita.

Os gnaisses da Unidade H são, de acordo com Simões (1995), petrograficamente mais diversificados que os gnaisses das unidades D e F. Segundo este autor a associação mineral mais característica nesta unidade é biotita+plagioclásio+K-feldspato+quartzo, sendo comum a ocorrência de granada e/ou cianita associada a estes minerais. Simões (1995) destaca ainda que veios anatéticos são abundantes nesta unidade, exibindo composição normalmente granítica, onde o feldspato potássico (ortoclásio microclinizado) é nitidamente mais abundante nos veios que na rocha.

As rochas metabásicas associadas às unidades E, G, H e I são representadas por anfibolitos, que apresentam como associação mineral principal anfibólio, plagioclásio, quartzo, rutilo, ilmenita e facultativamente granada. Ocorre ainda, no topo da Unidade E, e em alguns anfibolitos das unidades G, H e I clinopiroxênio associado aos minerais apresentados anteriormente. Os produtos retrometamórficos mais comuns são epidoto e titanita. A composição dos anfibólios varia de hornblenda edenítica a ferropargasita em anfibólios com $Na+K (A) > 0,50$ e hornblenda tchermakítica em anfibólios com $Na+K (A) < 0,50$ (Simões, 1995).

Simões (1995) destaca que o teor médio de anortita dos plagioclásios nos anfibolitos das unidades D, E, G, H e I varia de An 20 a An 55, mostrando um aumento progressivo para o topo da seqüência. O autor observou porém uma diminuição dos valores de anortita a partir do topo da Unidade E, que foi atribuída à entrada de piroxênio na paragênese metamórfica, promovendo um maior consumo de cálcio e favorecendo a diminuição do teor de anortita no plagioclásio.

Hoppe *et al.* (1985) descreveram a ocorrência de um pequeno corpo de retroeclogito a NE da Cidade de São Sebastião do Paraíso. Esta ocorrência associa-se às unidades superiores do Grupo Araxá, possivelmente equivalentes as unidades F a I definidas para a região de Passos. Tratam-se de granada anfibolitos com dois clinopiroxênios, um mais antigo (cpx1), rico na molécula jadeíta (2,4 a 3,4 % de Na_2O) e outro retrometamórfico (cpx2) com Na_2O variando entre 1,0 e 1,5%. Ocorrem ainda hornblenda e plagioclásio. O cpx1 (jadeítico) ocorre como grãos

relictos de coloração verde clara, apresentando-se corroído e com inclusões de agregados de simplectita (cpx2 e plagioclásio) e cristais de hornblenda em seu interior. A granada, poiquiloblástica, apresenta bordas corroídas que se transformam em coronas de hornblenda e plagioclásio. As bordas de reação mais próximas são de plagioclásio, enquanto as mais externas são formadas por hornblenda. Os cristais de granada apresentam-se fraturados e com inclusões de rutilo, hornblenda e quartzo. O fraturamento não ultrapassa o limite do grão. Estudos geotermobarométricos realizados por Hoppe *et al.* (1985) determinam condições de P e T em torno de 630°C e 7-8 kbar para estas rochas. Estes dados foram reavaliados por Hoppe *et al.* (1989) os quais obtiveram temperaturas entre 650 e 700°C e pressões de 12 a 14 kbar para o auge do metamorfismo destas rochas. Aplicando o geotermômetro hornblenda-plagioclásio sobre a reação retrograda Hoppe *et al.* (1989) obtiveram valores de temperatura de 490°C +/- 50° e pressões baixas, o que configura uma trajetória P - T - t horária.

Estudos geotermobarométricos realizados por Simões (1995), indicaram condições de 486°C e 6 kbar, próximo a base da nappe, que variam progressivamente em direção ao topo, até atingir 739°C e 11,2 kbar.

Zanardo (1992) estimou, com base nas associações mineralógicas e nos aspectos microestruturais, que a temperatura atingida pela base da seqüência foi da ordem de 500°C. Segundo o autor, no topo a temperatura foi superior a 700°C (possivelmente maior que 750°C) e a pressão da ordem de 12 kbar, podendo ter atingido valores mais elevados.

Zanardo (1992) e Simões (1995) afirmam que o metamorfismo principal da Nappe de Passos apresenta um regime de pressão superior ao do modelo Barrowiano típico, uma vez que não foi detectada a presença de silimanita, mesmo em condições de temperatura onde, no metamorfismo barrowiano, este mineral deveria ocorrer.

Ao sul da área estudada, margeando a borda sul do Cráton do São Francisco, ocorre um complexo sistema de nappes, o qual vem sendo correlacionado, por vários autores, às rochas da Faixa Brasília (Trouw *et al.* 1984; Trouw, 1992; Del Lama *et al.* 1993; Campos Neto & Caby, 1999, dentre outros). Segundo Campos Neto & Caby (1999) este sistema de nappes compreende um estreito e estirado pacote de nappes com vergência para leste, apresentando metamorfismo de alta

pressão, incluindo a presença de retroeclogitos. Estas nappes sobrepõem-se à unidades alóctones / parautóctones relacionadas a margem continental passiva (Ribeiro *et al.*, 1995 *in* Campos Neto & Caby, 1999).

De acordo com Campos Neto & Caby (1999) as nappes presentes na borda sul do Cráton do São Francisco compreendem, da base para o topo:

1. a Nappe Socorro-Guaxupé, representada por granulitos-migmatitos alóctones de alta temperatura e pressão, os quais fazem parte do Terreno Apiaí-Guaxupé (Campos Neto & Figueiredo, 1995, *in* Campos Neto & Caby, 1999);
2. a Nappe Cianita-Granulito com metamorfismo de pressão intermediária a alta (Vasconcelos *et al.*, 1991 *in* Campos Neto & Caby 1999, Trouw, 1992 *in* Campos Neto & Caby 1999, Campos Neto & Caby *in* Campos Neto & Caby 1999, Trouw *et al.* 1998 *in* Campos Neto & Caby 1999);
3. a Nappe Metapelito, com metamorfismo de média temperatura e alta pressão; e
4. uma nappe representada por quartzitos com afinidade à sedimentação do tipo margem continental passiva (Ribeiro *et al.*, 1995, *in* Campos Neto & Caby 1999).

A distribuição espacial destas nappes é apresentada na figura 2.10, um mapa geológico esquemático do sudeste brasileiro. Campos Neto & Caby (1999) complementam ainda, que as nappes que ocorrem sob a Nappe Socorro-Guaxupé são denominadas, por vários autores (Trouw *et al.*, 1984 *in* Campos Neto & Caby 1999, Trouw *et al.*, 1986 *in* Campos Neto & Caby 1999, Campos Neto *et al.*, 1990 *in* Campos Neto & Caby 1999, Ribeiro *et al.* 1995 *in* Campos Neto & Caby 1999) de Faixa Alto Rio Grande.

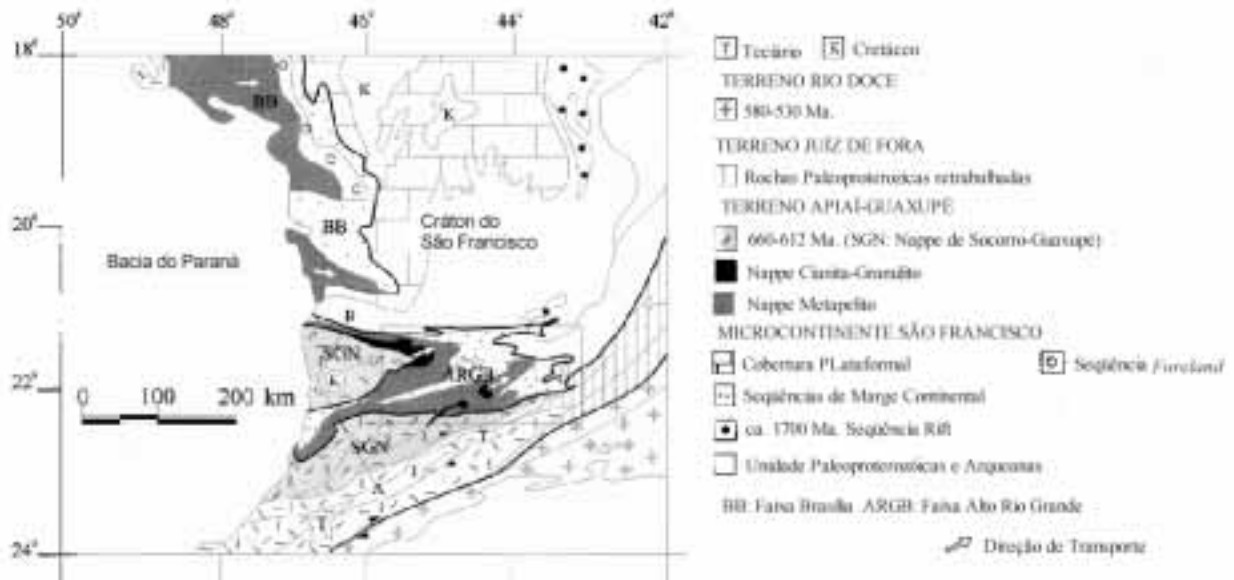


Figura 2.10: Mapa tectônico esquemático do sudeste do Brasil. Extraído de Campos Neto & Caby (1999).

Segundo Campos Neto & Caby (1999) os granulitos da Nappe Cianita-Granulito foram cristalizados a uma pressão aproximada de 13 kbar e temperaturas em torno de 750°C. A presença de silimanita foi descrita apenas no topo desta unidade, sendo o aumento de temperatura ($T=890^{\circ}\text{C}$) interpretado como decorrente do fluxo térmico descendente associado à sobreposição dos granulitos da Nappe Socorro-Guaxupé, equilibrados a 900°C, sobre estas rochas. Pressões da ordem de 13 a 14 kbar e temperaturas variando entre 640-670°C foram calculadas para as rochas da Nappe Metapelítica, subjacente ao granulitos. Lentes de rochas eclogíticas presentes nesta unidade, forneceram valores de pressão em torno de 17 kbar.

Trabalhos realizados por Del Lama *et al* (1993) e Zanardo *et al.* (1996), na porção sul do Complexo Campos Gerais (no sentido de Cavalcante *et al.*, 1979), indicam que estas rochas são correlacionáveis ao Grupo Araxá. Estudos geotermobarométricos, realizados próximo as cidades de São Pedro da União e Nova Resende-MG, indicam que o metamorfismo principal, atuante nestas rochas, ocorreu no limite superior da fácies anfibolito de alta pressão (830-900°C e 12,5-15 kbar), com retrometamorfismo em fácies anfibolito-xisto verde, que regridem para fácies xisto verde média quando as rochas são submetidas à milonitização dúctil/rúptil a rúptil.

2.4.2.2. Efeitos Retrometamórficos sin-D2

As associações minerais descritas anteriormente estão relacionadas ao auge do metamorfismo principal, que ocorreu no início da fase D2. Como já foi ressaltado anteriormente, Simões (1995) descreve a presença de um retrometamorfismo sin-D2 nas rochas da Nappe de Passos. Segundo o autor, estas reações retrógradas estão associadas à diminuição da temperatura relacionada à continuidade da fase D2, responsável pelo transporte da nappe para porções mais rasas da crosta.

Simões (1995) destaca que o exemplo que melhor ilustra o retrometamorfismo sin-D2 é a freqüente presença de cristais de cianita envolvidos por grãos de muscovita, os quais são deformados ao longo da foliação S2 e em geral definem sigmóides que indicam transporte tectônico coerente com os demais indicadores cinemáticos presentes nas rochas da Nappe de Passos. O autor comenta ainda que outra reação retrometamórfica sin-D2 é a alteração da biotita para muscovita, freqüentemente observada em gnaisses e algumas vezes nos xistos.

Simões (1995) identificou outras reações que podem estar relacionadas ao retrometamorfismo sin-D2, todavia, as feições texturais observadas não permitiram o autor caracterizar com segurança a relação temporal destas reações com a foliação S2, não podendo ser descartada a possibilidade destes minerais terem se desenvolvido totalmente pós-D2. Estas reações são:

- formação de ilmenita a partir de rutilo;
- actinolita a partir de hornblenda;
- epidoto a partir de plagioclásio e anfibólio; e
- a passagem de clinopiroxênio para anfibólio.

2.4.2.3. Retrometamorfismo (RM)

Segundo Zanardo *et al.* (1996) as reações retrometamórficas podem ser observadas em toda a Nappe de Passos, ocorrendo de maneira heterogênea ao longo da área. Simões (1995) cita que a freqüência e a intensidade das reações retrometamórficas é diretamente proporcional à intensidade das fases de

deformação D3 e D4, mostrando que o evento RM está relacionado a um reequilíbrio metamórfico ocorrido depois da colocação final da nappe.

Segundo Simões (1995) os principais efeitos retrometamórficos observados nas rochas da Nappe de Passos são:

- formação de biotita e clorita a partir de granada;
- geração de biotita clorita e epidoto a partir de anfibólio;
- saussuritização de plagioclásio formando albita;
- ilmenita e rutilo passando para titanita, e
- clorita formando-se a partir da biotita.

Segundo Zanardo *et al.* (1996) as paragêneses retrometamórficas indicam uma contínua diminuição das condições de pressão e temperatura. A reação retrometamórfica da cianita, gerando primeiramente muscovita de granulação média e posteriormente agregados de filossilicatos de granulação fina (muscovita fina / sericita) é um exemplo da diminuição das condições de *P* e *T*.

Simões (1995) conclui, baseado nas reações de transformação de granada e biotita em clorita (em rochas pelíticas), que o retrometamorfismo que atuou nas rochas da Nappe de Passos ocorreu em fácies xisto verde zona da clorita.

2.5. Geocronologia

2.5.1. Domínio Cratônico

Valeriano (1999) apresenta um resumo das idades K-Ar, apresentadas na literatura, para as rochas do Domínio Cratônico na região da Represa de Furnas. Esta síntese é apresentada na tabela 2.3 e na figura 2.11.

Tabela 2.3: Síntese das idades Potássio – Argônio para as rochas do Domínio Cratônico (embasamento no segmento da Represa de Furnas). Extraído de Valeriano (1999).

Referências: 1-Valeriano (1993); 4 Teixeira e Akimoto (1988); 5-Teixeira (1982); 6-Teixeira (1985); 7-Hasui & Almeida (1970); 8-Artur *et al.* (1979).

Idade (Ma)	Mineral	Rocha	Amostra	Ref.
915+/-43	Biotita	Gnaiss	WT-OS-16.2	4
1183+/-36	Biotita	Gnaiss	SF-WT-10.2A	6
1278+/-38	Anfibólio	Gnaiss	SF-WT-10.2 ^A	6
1319+/-40	Biotita	Biotita Gnaiss	WT-5	5
1429+/-18	Biotita	Gnaiss	WT-OS-14.7	4
1511+/-45	Biotita	Biotita Gnaiss	WT-5	5
1727+/-100	Biotita	Granito	CRI-CWM-a	1
1763+/-82	Biotita	Gnaiss	WT-12 ^A	5
1765+/-53	Biotita	Gnaiss	MG-321	7
1789+/-54	Biotita	Biotita Gnaiss	WT-19.1	5
1856+/-37	Anfibólio	Migmatito	PS-17p	8
1954+/-59	Biotita	Hornblenda-biotita Gnaiss	WT-14	5
1988+/-29	Anfibólio	Gnaiss	WT-OS-14.7	4
1998+/-60	Biotita	Biotita Gnaiss	WT-7	5
204+/-61	Biotita	Hornblenda-biotita Gnaiss	WT-8	5
2077+/-62	Anfibólio	Anfibolito	WT-12B	5
2144+/-64	Biotita	Biotita Gnaiss	WT-18	5
2254+/-39	Anfibólio	Gnaiss	WT-OS-6.1	4

Dados K-Ar apresentados por Valeriano *et al.* (2000) indicam idades de resfriamento paleo a mesoproterozóicas para as rochas do embasamento da Nappe de Passos, mostrando que o sistema K-Ar não foi totalmente aberto durante a orogenia neoproterozóica (colocação da Nappe de Passos). Desta forma, o metamorfismo que atuou nas rochas do Grupo Araxá não afetou o embasamento.

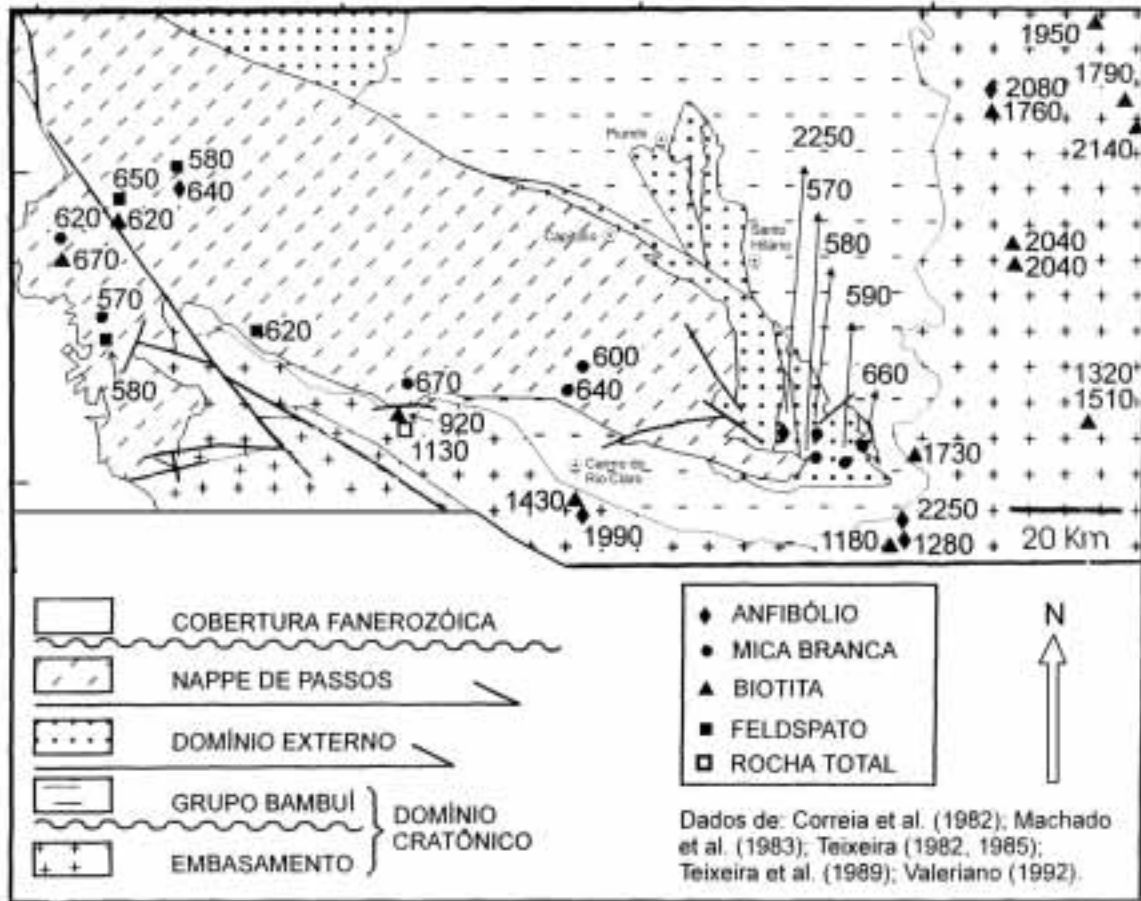


Figura 2.11: Distribuição das determinações K-Ar no segmento da Represa de Furnas. Extraído de Valeriano (1999).

2.5.2. Domínio Interno

Valeriano (1999) comenta que o tectonismo neoproterozóico do Domínio Interno é representado por um espectro relativamente amplo de idades. Como exemplo, Valeriano (1999) apresenta que na região de Monte Carmelo e Ipameri (a norte do segmento de Araxá) a ocorrência de magmatismos peraluminosos (tipo-S) é considerada sin colisional, apresentando idades Rb-Sr entre 700 e 800 Ma (Besang *et al.* 1977, Pimentel e Fuck, 1992 *in* Valeriano, 1999).

Idades Sm-Nd em granada mica xisto e anfibolitos indicam que o metamorfismo principal que afetou as rochas do Grupo Araxá, na Sinforma de Araxá, ocorreu em torno de 630 Ma (Seer, 1999).

Seer (1999) realizou uma compilação dos dados geocronológicos K-Ar existentes na bibliografia, para a região de Araxá. A partir destes dados o autor pôde concluir que existem dois eventos colisionais no setor meridional da Faixa Brasília, o mais antigo em torno de 790 Ma. e o mais novo em torno de 630 Ma., o qual representa a colagem final do Continente Gondwana. O autor também expõe que os dados K-Ar obtidos por Hasui & Almeida (1970 *in* Seer, 1999), confirmam o resfriamento regional após 630 Ma., ocorrido durante o alojamento final das escamas tectônicas sobre níveis crustais mais rasos, processo que encerrou em torno de 580 Ma.

Valeriano (1999) e posteriormente Valeriano *et al.* (2000) apresentam uma compilação dos dados geocronológicos K-Ar para as rochas da Nappe de Passos. Estas idades aparecem resumidas na tabela 2.4 e na figura 2.11.

Tabela 2.4: Síntese das idades Potássio – Argônio para as rochas da Nappe de Passos (Domínio Interno). Extraído de Valeriano (1999).

Referências: 1-Valeriano (1993); 2-Correia *et al.* (1982); 3-Machado Filho *et al.* (1983).

Idade (Ma)	Mineral	Rocha	Amostra	Ref.
566+/-16	Muscovita	Quartzito	CTC-213-A	2
595+/-7	Mica Branca	Quartzito	FU-3-C	1
600+/-13	Mica Branca	Quartzito	CRC-1-16	1
618+/-17	Muscovita	Xisto	CTC-162-A	2
618+/-16	Biotita	Migmatito	CTC-34-A	2
619+/-8	Sericita	Xisto	338D	3
637+/-17	Mica Branca	Quartzo filito	CRC-2-33	1
640+/-22	Anfibólio	Anfibolito	CTC-98-A	2
673+/-27	Mica Branca	Xisto	ALP-1	1
674+/-21	Biotita	Xisto	CTC-163-B	2

Valeriano *et al.* (2000), baseados nos dados apresentados na tabela 2.4, concluem que as idades K-Ar restringem o resfriamento regional da Nappe de Passos ao intervalo de tempo de 674-640 e 673-566 Ma, obtidos a partir de biotita/hornblenda e mica branca, respectivamente.

Na área de estudo ocorrem rochas associadas ao Domínio Cratônico e ao Domínio Interno da Faixa Brasília, além de depósitos sedimentares fanerozóicos associados à Bacia Sedimentar do Paraná e depósitos aluvionares e coluvionares de idade provavelmente terciária/quadernária. A divisão das unidades associadas a Faixa Brasília em domínios tectônicos segue a proposta presente na literatura, conforme foi apresentado no capítulo 2.

O Domínio Cratônico é representado pelo embasamento granito-gnaiss-*greenstone* (Complexo Barbacena e *Greenstone Belt* Morro do Ferro), sobreposto pelos metassedimentos do Grupo Bambuí. O Domínio Interno é caracterizado pelas rochas do Grupo Araxá, que na área correspondem à unidade tectônica denominada Nappe de Passos (no sentido de Simões, 1995).

As descrições referentes ao Domínio Interno (Grupo Araxá) são baseadas tanto nos dados levantados em campo quanto nos projetos integrados (item 1.4.2). As descrições das demais unidades foram extraídas apenas dos projetos integrados.

A distribuição espacial das unidades litoestratigráficas presentes na área estudada é apresentada no mapa geológico do anexo 4.

3.1. Domínio Cratônico

3.1.1. Complexo Barbacena

As rochas referentes ao Complexo Barbacena ocorrem na porção sudeste, nordeste e norte da área. Duas unidades podem ser individualizadas. A primeira é representada pela ocorrência de leucognaisses e migmatitos, de composição tonalítica a granodiorítica. A granulação é predominantemente média a grossa, porém ocorrem porções onde a rocha é microcristalina. A coloração destas rochas varia desde esbranquiçada até rósea. Apresentam textura granoblástica e são constituídas basicamente por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, ocorrendo, subordinadamente biotita, muscovita, epidoto e clorita. Localmente podem ocorrer

porções mais ricas em biotita. Associadas a esta unidade ocorrem lentes de rochas metabásicas, representadas por clorita xistos, anfibólio xistos e anfibolitos. Ocorrem ainda faixas (zonas) de ocorrência de rochas miloníticas e cataclásticas. A segunda unidade é composta por biotita-hornblenda gnaiss bandado e tem sua ocorrência restrita a porção norte e nordeste da área. O bandamento é marcado pela alternância de bandas escuras, ricas em biotita e hornblenda e bandas claras, ricas em quartzo e feldspato. O bandamento é irregular, variando de centimétrico a decimétrico, sendo o último predominante. Cabe ressaltar ainda, que em alguns afloramentos não é possível observar a presença do bandamento descrito acima. Microscopicamente apresenta textura granolepdoblástica e estrutura gnáissica. Nesta unidade também são descritas ocorrências de rochas metabásicas, representadas por anfibolitos.

Uma característica marcante das rochas associadas ao Complexo Barbacena é a grande variação textural, estrutural e composicional. O aspecto heterogêneo destas rochas é observado também por vários autores (Oliveira *et al.* 1983, Crosta *et al.* 1986, Morales *et al.* 1991, Zanardo *et al.* 1996, Morales *et al.* 1996).

Estudos realizados por Morales *et al.* (1991) e Morales (1993) mostram que, regionalmente, as rochas associadas ao Complexo Barbacena distribuem-se em zonas lenticulares pouco deformadas, circundadas por zonas miloníticas subparalelas e anastomosadas. As porções menos deformadas são representadas por migmatitos com estrutura dobrada, estromática, *schlieren* ou nebulítica e granitóides com grau de anisotropia variado. Ocorrem ainda rochas metabásicas, representadas por metagabros e metadiabásios. Segundo os autores citados acima, a associação mineral hornblenda+diopsídio+andesina e a presença de mobilizados anatéticos, indicam que o auge metamórfico destas rochas ocorreu em fácies anfibolito superior, o qual pôde ser mais bem caracterizado nas porções menos deformadas. Nas porções mais deformadas, associadas às zonas de cisalhamento, predominam gnaisses miloníticos freqüentemente intercalados por rochas metassedimentares, metabásicas e metaultrabásicas associadas à Sequência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. As zonas de cisalhamento catalisam reações retrometamórficas que atingem condições de fácies xisto verde, com geração de clorita, albita, muscovita e epidoto.

3.1.2. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro

As rochas associadas a esta seqüência ocorrem na porção sul, sudeste e nordeste da área estudada. No presente trabalho a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro foi dividida em três unidades, descritas a seguir.

A primeira unidade é representada pela intercalação de formações ferríferas bandadas (*BIF*), metacherts e quartzo-clorita-muscovita xistos. Esta unidade ocorre na porção nordeste da área, entre as coordenadas UTM 310 e 314 oeste e 7646 e 7694 sul, sendo a sua principal expressão representada pelo Morro do Ferro. As formações ferríferas apresentam estrutura bandada, marcada pela alternância de camadas centimétricas (2 a 3cm) de hematita e quartzo. Os quartzitos puros (massas silicosas maciças) presentes nesta unidade, foram interpretados como metacherts. Localmente estes quartzitos são afetados por um intenso padrão defraturamento, onde as fraturas encontram-se preenchidas por hematita, dando origem a estruturas do tipo *box works*.

A segunda unidade é caracterizada pela ocorrência de rochas metabásicas e metaultrabásicas, representadas por talco-clorita-xistos, clorita-actinolita/tremolita xistos, serpentinitos, e anfibolitos. Os xistos apresentam coloração esverdeada e estrutura preferencialmente foliada, porém é comum a presença estruturas miloníticas, associadas às zonas de cisalhamento. Nos corpos anfibolíticos e serpentiniticos a foliação é pouco nítida, predominando a estrutura maciça.

Na porção sudeste da área estudada, próximo à base leste da Serra do Chapadão ocorre uma zona de intercalação de rochas metassedimentares, gnaisses e rochas metabásicas/metaultrabásicas, individualizada como uma terceira unidade, dentro da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Os metassedimentos são representados por sericita(muscovita)-opacos-clorita-quartzo filitos de coloração esverdeada. Os gnaisses apresentam granulação predominantemente fina a média, podendo ocorrer variedades mais grossas. A mineralogia predominante é quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. As rochas metabásicas/metaultrabásicas são representadas por tremolita/actinolita xistos que podem ou não conter clorita e talco.

Inseridas no contexto da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro, ocorrem ainda rochas muito ricas sílica, aqui denominadas genericamente de

silexitos. Na porção nordeste da área, estas rochas ocorrem inseridas no domínio das rochas metabásicas e são representadas por rochas com estrutura brechada produzida por forte catáclase. A matriz é composta por grãos de quartzo muito finos, cimentados por sílica amorfa. Os fragmentos, compostos de rochas metabásicas e quartzitos, são bem angulosos e com dimensões variando entre 5 e 10mm. Segundo Morales *et al.* (1996) a estrutura brechada e a silicificação indicam que a origem destas rochas está ligada à zona de cisalhamento rúptil, denominada de Zona de Cisalhamento da Brabinha, localizada no flanco norte da Serra da Fortaleza.

Na porção sudeste da área, próximo à base da Serra do Chapadão, também é descrita a ocorrência de uma camada de silexito, que é caracterizada por uma estreita faixa de quartzito microcristalino. Esta rocha apresenta cavidades, que provavelmente foram geradas a partir da dissolução de material fosfático ou carbonático.

Segundo Morales *et al.* (1996), na região das serras do Chapadão e da Fortaleza, a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro é caracterizada por faixas ou lentes de dimensões variadas de rochas metabásicas/metaultrabásicas, intercaladas por metassedimentos. O autor ressalta ainda que as rochas associadas a esta seqüência também ocorrem intercaladas nos gnaisses e migmatitos do Complexo Barbacena, principalmente associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo.

3.1.3. Grupo Bambuí

As rochas associadas a esta unidade ocorrem apenas no extremo nordeste da área estudada e são representadas por ardósias/filitos, que localmente apresentam ocorrências de mármore.

Segundo Simões (1995), próximo à Cidade de Itaú de Minas, as ardósias presentes nesta unidade são constituídas essencialmente por muscovita e quartzo, exibindo uma foliação bem marcada, geralmente paralela a um bandamento composicional milimétrico. Algumas vezes as rochas apresentam granulação mais grossa passando a filitos. O autor apresenta ainda que o mármore ocorre como corpos lenticulares inseridos nas ardósias, podendo alcançar até 15m de espessura.

Na porção nordeste da área foi mapeada uma unidade metassedimentar, representada pela ocorrência de clorita-biotita-muscovita xistos e filitos carbonáticos, intercalados por formações ferríferas bandadas e metacherts (ver Mapa Geológico – Anexo 4). A principal área de ocorrência desta unidade é no vale do Córrego de Salvador, todavia ela também ocorre como uma estreita camada alongada na direção E-W, um pouco ao norte da ocorrência descrita anteriormente, entre as coordenadas UTM 308 e 312 (W) e 7698 e 7700 (N). Esta unidade ocorre ainda no extremo nordeste da área, próximo a área de ocorrência do Grupo Bambuí, e na base da Serra do Chapadão, na porção sudeste da área, onde ocorre como lentes inseridas na Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Na ocorrência localizada próximo ao Morro do Ferro, no vale do Córrego do Salvador, estão associadas lentes de silixitos, representados por quartzitos microcristalinos brechados, semelhantes aos descritos na Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. O posicionamento estratigráfico desta unidade é duvidoso, e quatro possibilidades podem ser levantadas.

1. As rochas associadas a esta unidade representam a base da Nappe de Passos (Grupo Araxá) na região.
2. Esta unidade corresponde ao Grupo Bambuí.
3. As rochas desta unidade associam-se a uma outra seqüência metassedimentar, diferente das descritas até o momento na literatura.
4. Estas rochas correspondem ao Grupo Canastra (Domínio Externo).

Por falta de dados que levassem a uma definição concreta, preferiu-se não correlacionar esta unidade àquelas presentes na área estudada. Todavia alguns aspectos devem ser destacados:

- nesta unidade são descritas ocorrências de formações ferríferas bandadas, o que não é descrito para as rochas da Nappe de Passos;
- a presença de mármore é descrita tanto no Grupo Bambuí quanto nos xistos referentes à base da Nappe de Passos (Zanardo, 1992; Simões, 1995);
- Morales *et al.* (1996) inclui estas rochas na seqüência Carmo de Rio Claro (Heilbron *et al.* 1987), todavia comenta que as rochas da Seqüência

Carmo do Rio Claro têm sido correlacionadas ao Grupo Bambuí (de acordo com a proposta de Simões, 1995 – Capítulo 2 Geologia Regional). Os autores comentam ainda que pelo menos parte desta seqüência pode estar associada à base do Grupo Canastra (Seqüência Itaú de Teixeira & Danni, 1978);

- para Zanardo (1992) as rochas associadas a esta unidade representam a base da Nappe de Passos (Grupo Araxá);
- parte das rochas atribuídas por Zanardo (1992) como sendo a base da Nappe de Passos são interpretadas por Simões (1995) como Grupo Bambuí;
- Fernandes (2000), mesmo sem critérios seguros de correlação, inclui os litotipos desta unidade no Grupo Araxá. O próprio autor destaca que a empilhamento estratigráfico não é seguro.

3.2. Domínio Interno

Com base nos dados integrados e nas observações de campo a estratigrafia do Grupo Araxá, na área de estudo, pôde ser dividida em 8 unidades litoestratigráficas, denominadas da base para o topo de A a H. A divisão da área em 8 unidades segue em parte a proposta de Simões (1995) que dividiu a estratigrafia de Nappe de Passos em 9 unidades, denominadas da base para o topo de A a I (figura 2.5). Todas as unidades mapeadas no presente trabalho são correlacionáveis com as unidades propostas por Simões (1995), todavia a Unidade I, mapeada por Simões (1995) não foi observada na área do presente estudo. Porém, as regiões onde poderiam aflorar as rochas desta unidade (porção oeste da área, próximo ao contato com as rochas da Bacia do Paraná) foram pouco estudadas. Portanto, a ocorrência de rochas correlacionáveis a Unidade I (proposta por Simões, 1995), na área de estudo, não pode ser descartada. A coluna estratigráfica obtida para as rochas da Nappe de Passos, na área de estudo, é apresentada na figura 3.1. A litoestratigrafia da Nappe de Passos na área estudada também pode ser observada na seção geológica do anexo 8A.

Simões (1995) ressalta que a Nappe de Passos é uma unidade tectônica com significativa deformação interna e desta forma, e ao se tratar de sua estratigrafia

deve-se levar em consideração que parte dos contatos litoestratigráficos mapeados podem se tratar de falhas de empurrão, geradas durante o soterramento tectônico da Nappe de Passos, que pelos dados metamórficos, obtidos pelo autor, deve ter atingido grandes profundidades (11 kbar Σ 30Km). O autor ressalta ainda que a fase de deformação principal (D2) é caracterizada por um forte cisalhamento não coaxial, com transporte tectônico de WNW para ESE, que implica na sobreposição sistemática das rochas situadas a WNW sobre as rochas situadas a ESE. Tal processo também conduz a uma falsa estratigrafia. Desta forma, a coluna estratigráfica apresentada para a Nappe de Passos deve ser considerada com certa ressalva, pois embora os mapeamentos realizados não caracterizem a existência de empurrões entre as unidades, a existência deste tipo de estrutura, principalmente pré metamorfismo principal, não pode ser descartada.

A distribuição espacial das oito unidades em que o Grupo Araxá foi subdividido pode ser observada no mapa geológico do anexo 4.

A associação mineralógica quartzo-muscovita-clorita+/-biotita torna-se pouco interessante para estudos metamórficos. Por isso, e pelo fato dos dados pré-existentes delimitarem bem as unidades basais, foi dada menor atenção, durante os trabalhos de campo, às unidades A, B e C, onde ocorre a associação acima descrita.

Na porção centro norte da área, entre as coordenadas UTM 302 e 306 (W) e 7696 e 7700 (N), foi mapeada uma falha com direção NE-SW, aqui denominada de Falha das Palmeiras, nome da localidade onde a mesma ocorre. Uma feição que chama a atenção é a ausência das unidades A, B e C a noroeste desta estrutura (vide anexo 4 - Mapa Geológico). Durante os trabalhos de campo buscou-se criteriosamente localizar a ocorrência destas unidades a noroeste da Falha das Palmeiras, contudo nenhuma rocha que pudesse ser correlacionada à estas unidades foi observada. No Capítulo 4 (Geologia Estrutural) é apresentada uma discussão sobre a provável correlação desta falha com as fases de deformação que atuaram na área e as hipóteses que podem explicar a ausência das unidades A, B e C no bloco NW.

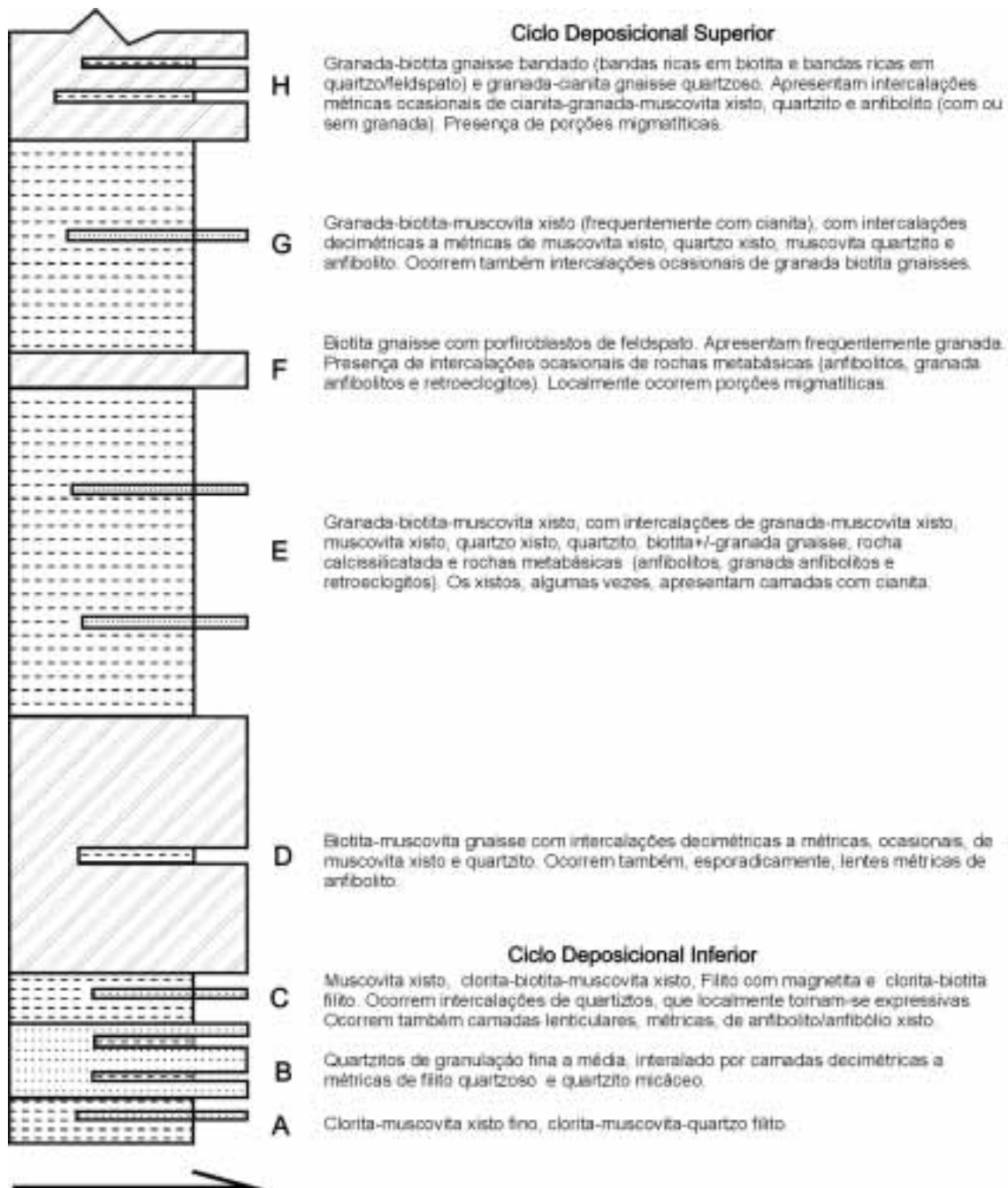


Figura 3.1: coluna estratigráfica do Grupo Araxá na área estudada. A divisão da estratigrafia em Ciclo Depositional Inferior e Superior segue a Proposta de Simões (1995).

3.2.1. Unidade A

A unidade A é caracterizada pela ocorrência de rochas metassedimentares de granulação fina. Ocorrem predominantemente muscovita xistos finos, compostos basicamente por muscovita e quartzo. Clorita e biotita também podem ocorrer, chegando a minerais essenciais em algumas camadas. Ocorrem ainda intercalações ocasionais de camadas decimétricas a métricas de quartzito. Esta unidade ocorre na porção sudeste da área, na base da Serra do Chapadão, e na porção nordeste, em ambos os casos bordejando os quartzitos da Unidade B. Seu contato inferior é tectônico, marcado pela superfície de cavalgamento que separa a Nappe de Passos das rochas associadas ao Domínio Cratônico. O contato com a Unidade B é transicional caracterizado pelo aumento da frequência de camadas de quartzito em direção ao topo da Unidade A.

No flanco norte da Serra da Fortaleza ocorrem estreitas faixas de quartzitos micáceos, algumas delas apresentando micas de coloração esverdeada. Simões (1995) também descreve a presença de micas com coloração esverdeadas nesta unidade. Segundo o autor, a análise química deste mineral mostra tratar-se de uma muscovita rica em ferro ($\text{FeO} \Sigma 6,5\%$).

Zanardo (1992) e Simões (1995) incluem neste conjunto de rochas algumas ocorrências de mármore. No presente trabalho, todavia, interpretou-se que as ocorrências destas rochas esta associada a uma outra unidade metassedimentar, representada não só por mica xistos finos, semelhantes aos da Unidade A, mas também por intercalações de formações ferríferas bandadas e silexitos (ver discussão no item 3.1.3).

Na porção nordeste da área, entre o Ribeirão Passa Sete e o Córrego do Salvador, o contato entre a Unidade A e a Unidade Metassedimentar descrita acima foi inferido, pois, por apresentarem rochas muito semelhantes, a diferenciação entre estas duas unidades é muito difícil de ser estabelecida.

3.2.2. Unidade B

Esta unidade é representada pela alternância de camadas métricas de quartzitos puros e quartzitos micáceos. O contato entre estas camadas é ora

gradacional, ora abrupto. São os quartzitos desta unidade que sustentam as serras do Chapadão e da Fortaleza, duas importantes feições topográficas presentes na área.

Os quartzitos puros apresentam granulação fina a média e coloração branca. São compostos basicamente por cristais de quartzo recristalizados, podendo apresentar pequenos cristais de opacos dispersos na rocha. Algumas vezes estes quartzitos mostram um acamamento de escala milimétrica a centimétrica, marcado pela alternância de bandas claras, compostas basicamente por quartzo, e bandas escuras ricas em minerais pesados como, por exemplo, magnetita, ilmenita, zircão e turmalina. Os quartzitos micáceos ocorrem como rocha predominante e são representados por muscovita quartzitos de granulação fina e coloração cinza claro a rosado, quando alterados. A composição mineralógica é basicamente quartzo, muscovita, sericita, opacos e raros cristais de turmalina.

O contato com a Unidade C é gradacional, marcado por intercalações de camadas de muscovita xisto, cuja frequência aumenta, até tornar-se a rocha predominante.

Nos quartzitos que sustentam a Serra do Chapadão foram observadas (Pontos SC1-2, SC1-72, SC2-16 e SC2-73 – vide anexo 1B) estruturas primárias (estratificações cruzadas) indicando que os estratos encontram-se em posição normal (topo para cima). Estas estruturas foram utilizadas por Simões *et al.* (1988) como argumento para defender a posição normal das rochas da Nappe de Passos, contrapondo a idéia proposta por Teixeira & Danni (1978) de que os estratos estariam invertidos, estando associados ao flanco invertido de um mega-anticlinal recumbente.

Uma das feições que mais chama a atenção no mapa geológico (anexo 4) é a grande variação da espessura mapeada da Unidade B. A representação em mapa desta unidade varia de aproximadamente 5Km na porção sul da Serra do Chapadão para menos de 200m na porção centro norte da área. Esta grande variação não pode ser explicada apenas pela variação nas atitudes das camadas (espessura aparente). A variação da espessura desta unidade pode estar relacionada a variações laterais na espessura dos estratos sedimentares, originadas durante a deposição, ou ainda a truncamentos tectônicos relacionados ao transporte da nappe

ou às deformações posteriores. Os casos apresentados acima também podem explicar a ausência das unidades A, B e C à noroeste da Falha das Palmeiras.

Próximo à extremidade sul da Serra do Chapadão foi mapeada uma camada de quartzito micáceo, que apresenta micas de coloração esverdeada, semelhante ao descrito para a Unidade A. Petrograficamente estas micas são classificadas como muscovita, levemente pleocróicas. Esta rocha é composta basicamente por quartzo e muscovita (60 e 40% respectivamente) além de alguns cristais de opacos. Em alguns pontos é possível observar, associado a estes quartzitos, níveis de filitos com mica verde, muito ricos em magnetita. O contato inferior desta camada é interpretado como uma falha de empurrão, que separa estas rochas dos metabasitos associadas à Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Na porção superior esta camada faz contato com as rochas da Unidade C. Lateralmente estes quartzitos não apresentam continuidade com os quartzitos da Unidade B. Desta forma não é possível determinar o correto posicionamento estratigráfico desta camada, preferindo-se manter as possibilidades de correlaciona-la tanto com a Unidade B quanto com a Unidade C. Esta camada também se destaca por desenhar, em mapa, uma estrutura antiformal pós deformação principal (Antiforma de Termópolis, segundo Morales *et al.*, 1996), presente na extremidade sul da Serra do Chapadão.

3.2.3. Unidade C

A Unidade C é caracterizada pela ocorrência de muscovita xisto, biotita-muscovita xisto, clorita-muscovita xisto e clorita-biotita muscovita xisto. É comum a presença de camadas decimétricas a métricas quartzito puro e micáceo. As rochas em geral apresentam granulação fina sendo classificadas algumas vezes como filitos. As camadas de quartzitos podem ser localmente expressivas, como pode ser observado no mapa geológico (anexo 4).

Os xistos apresentam granulação fina, textura lepdoblástica e coloração acinzentada a prateada. Quando alterados apresentam coloração castanho clara. O solo resultante é de coloração ocre a avermelhada, apresentando escamas prateadas, representadas por placas de agregados de muscovita. Estas rochas apresentam grande variação mineralógica, ocorrendo porções mais ricas em biotita, clorita ou muscovita.

No topo desta unidade ocorre uma expressiva camada de quartzito, com aproximadamente 6km de comprimento que ocorre como uma crista ressaltada na topografia. É representada pela ocorrência de quartzitos micáceos ricos em muscovita.

Na Unidade C foram identificadas ocorrências locais de quartzitos micáceos onde a mica apresenta coloração esverdeada. Estes quartzitos são semelhantes àqueles descritos na unidade A.

Estão associadas à Unidade C ocorrências de rochas metabásicas, como a do ponto SC-1-81 analisada na microsonda. Simões (1995) também descreve a presença de intercalações de rochas metabásicas nesta unidade, representadas por intercalações métricas de clorita-actinolita xisto e anfibólio xisto.

Durante o desenvolvimento do projeto Serra do Chapadão a Unidade C foi dividida, na região de Termópolis, em 5 sub-unidades. Mesmo não apresentando continuidade para toda a unidade, os contatos propostos no projeto SC foram mantidos no mapa geológico, a fim de representar o maior número de dados geológicos possível. Estas sub-unidades são compostas, da base para o topo, por:

1. filitos com magnetita, localmente com intercalações decimétricas de quartzito;
2. intercalações de camadas de quartzito, xisto e gnaiss fino;
3. muscovita filitos, com camadas centimétricas de quartzito intercaladas;
4. clorita xistos com níveis decimétricos de xisto e quartzito; e
5. muscovita filitos, com camadas centimétricas de quartzito intercaladas.

Os xistos e quartzitos presentes nas sub-unidades apresentadas acima são idênticos àqueles apresentados anteriormente, desta forma a descrição apresentada para estas rochas é válida para toda a Unidade C.

O gnaiss fino descrito na Sub-Unidade 2 possui coloração cinza escuro, podendo ou não se apresentar bandado (alternância de bandas micáceas e quartzo feldspáticas). Petrograficamente são caracterizados pela ocorrência de plagioclásio, feldspato potássico, muscovita, biotita, e quartzo (minerais dispostos em ordem crescente de frequência). Esta rocha ocorre nas porções médias e superiores desta sub-unidade.

3.2.4. Unidade D

Esta unidade representa a primeira ocorrência expressiva de gnaisses no Grupo Araxá. É caracterizada por biotita-muscovita gnaisses bandados. Apresenta ocasionalmente intercalações decimétricas a métricas de quartzito e muscovita xisto. Camadas de anfibolito também podem ocorrer, como no caso do ponto MG-5 (anexo 1 - Mapa de Pontos). Por apresentar porções muito ricas em mica, quando alterados, os gnaisses associados a esta unidade podem ser facilmente confundidos com xistos.

O bandamento presente nos gnaisses é marcado pela alternância centimétricas a métricas de bandas micáceas e bandas quartzo feldspática. A rocha apresenta granulação média a grossa e geralmente exibe uma foliação milonítica. É constituída por biotita, muscovita, plagioclásio, feldspato potássico, epidoto e quartzo.

Simões & Valeriano (1990), Valeriano (1992) e Simões (1995) interpretam esta unidade como um pacote de metassedimentos psamíticos imaturos. Segundo estes autores os gnaisses da Unidade D marcam uma forte mudança nas condições de sedimentação do Grupo Araxá, anteriormente caracterizada por sedimentos clásticos maduros (unidades A, B e C). A partir desta unidade, em direção ao topo da estratigrafia, tornam-se comuns rochas metassedimentares derivadas de psamitos imaturos (feldspáticos). Com base nestes critérios, Simões & Valeriano (1990) propuseram a divisão das rochas do Grupo Araxá em dois ciclos deposicionais. Estes ciclos são denominados por Simões (1995) de Ciclo Depositional Inferior (que abrange as unidades A, B e C) e Ciclo Depositional Superior (que inclui as unidades de D a I).

Os afloramentos associados a essa unidade são raros, ocorrendo principalmente em taludes artificiais na beira de estradas e no leito de algumas drenagens.

3.2.5. Unidade E

A Unidade E é caracterizada pela ocorrência de granada-muscovita xistos e granada-biotita-muscovita xistos, que ocasionalmente apresentam cianita. Ocorrem associadas a esta unidade intercalações decimétricas a métricas de muscovita-quartzito xisto, quartzito, anfibolito, granada anfibolito e gnaisses com ou

sem granada. Ocorrem ainda, ocasionalmente, rochas calciossilicáticas como nos pontos MG-86 e 87. Em afloramentos contínuos é possível observar que a quantidade de quartzo, muscovita e granada pode variar bastante, sendo o último mineral ausente nas porções mais quartzosas.

As rochas gnáissicas intercaladas nesta unidade são representado por biotita-muscovita gnaisses com porfiroblastos de feldspato, que podem ou não apresentar granada. Estas rochas podem ser diferenciadas dos gnaisses da Unidade F pela maior quantidade de muscovita, pela granulação mais fina e pela coloração mais clara.

Algumas poucas ocorrências de granada quartzito, interpretadas como gondito, também foram observadas nesta unidade. Simões (1995) comenta, para a região de Passos, que estas ocorrências estão geralmente associadas a anfíbolitos. O autor interpreta estas rochas como produtos vulcano-exalativos do magmatismo básico que deu origem aos anfíbolitos.

A presença de estauroлита, nesta unidade, foi descrita apenas em uma na lâmina (MG173), onde este mineral ocorre incluso em granadas.

Cabe ressaltar que algumas das ocorrências de retroeclogitos estão associadas à zona de contato entre as unidades E e F (ver item 5.5.1).

Em alguns pontos, como por exemplo nos pontos MG-79 e 172, foi possível observar que o contato desta unidade com a Unidade F é gradacional, marcado pelo aumento do número de intercalações de camadas de gnaiss em direção ao topo da Unidade E.

A Unidade E faz contato tectônico com as unidades A, B, C e D ao longo da Falha das Palmeiras. A noroeste desta falha, região onde era esperada a ocorrência das unidades A, B, C e D, ocorrem apenas as rochas associadas à Unidade E.

Os afloramentos associados a essa unidade são abundantes, ocorrendo em cortes de estradas, drenagens e cristas ressaltadas na topografia. Todavia, dificilmente é possível obter amostras frescas.

3.2.6. Unidade F

A Unidade F é marcada pela ocorrência de granada – biotita gnaisses e biotita gnaisses, ambos com presença de porfiroblastos de feldspato. Apesar de

representar um pacote pouco espesso de gnaisses, esta unidade é muito importante para a compreensão da estratigrafia local, pois é uma boa unidade guia, que divide dois pacotes de xistos (Unidade E e Unidade G). Além disto, o deslocamento desta unidade foi utilizado para confirmar a presença da Falha das Palmeiras.

Estes gnaisses apresentam um bandamento, marcado pela alternância milimétrica a centimétrica de bandas ricas em biotita e bandas quartzo feldspáticas. Petrograficamente esta rocha é caracterizada pela presença, em ordem crescente, de granada, biotita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Alguma muscovita pode ocorrer, oriunda da alteração retrometamórfica da biotita.

Vale a pena ressaltar que boa parte das ocorrências de retroeclogito estão localizadas da área mapeada como Unidade F (ver item 5.1.5).

Uma feição que se destaca nesta unidade é a diferença da expressão em área a SE e a NW da Falha das Palmeiras. Existe a possibilidade da espessura mapeada para a porção NW desta unidade estar superestimada, tendo em vista que boa parte dos contatos foi obtida a partir da integração dos dados presentes no projeto Serra da Fábrica, 1993. Os contatos da porção sul desta unidade, de maneira oposta, foram mapeados durante os trabalhos de campo referentes ao presente trabalho.

Como já foi apresentado no Capítulo 2 (Geologia Regional), Zanardo (1992) também propôs a subdivisão da Nappe de Passos em unidades. A unidade mapeada no presente trabalho como Unidade F pode ser correlacionada, pelo menos em parte, com a Unidade Gnq do referido autor. No mapa apresentado por Zanardo *et al.* (1996) também é possível observar a variação da área mapeada como esta unidade, a qual, de maneira semelhante ao apresentado no presente trabalho, aumenta em direção ao noroeste da área.

Nesta unidade é freqüente a presença de veios quartzo-feldspáticos paralelos ao bandamento, os quais, muitas vezes, apresentam-se boudinados (ver foto 5.3 – Capítulo 5). Estes veios, que a partir desta unidade tornam-se freqüentes, são interpretados como produto de anatexia.

Os afloramentos associados a esta unidade ocorrem principalmente em blocos e cristas ressaltadas na topografia. Geralmente é possível obter amostras frescas desta unidade.

3.2.7. Unidade G

São característicos desta unidade granada – cianita – biotita - muscovita xistos e granada-biotita-muscovita xistos intercalados por camadas decimétricas a métricas de muscovita – quartzo xistos e quartzitos ambos podendo conter granada e/ou cianita. Ocorrem ainda intercalações decimétrica a métricas de biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e granada anfibolitos.

Na base desta unidade, próximo ao contato com a Unidade, F foram observadas camadas de granada xistos com cristais de granada são exageradamente grandes, chegando a 6cm de diâmetro. Em algumas destas granadas é possível observar, ao microscópio, a presença de inclusões de estauroлита.

A diferenciação entre as unidades E e G é difícil de ser estabelecida. Um critério prático utilizado, durante os trabalhos de campo, para diferenciar estas unidades foi a granulação mais grossa e a presença mais constante de cianita nas rochas da Unidade G. Entretanto, na maioria das vezes estas rochas são idênticas.

Das ocorrências de retroeclogito, apenas a do ponto MG-57 está associada à Unidade G, todavia este ponto localiza-se muito próximo do contato com a Unidade F.

As descrições das rochas presentes nesta unidade são idênticas àquelas apresentadas para a Unidade E, tornando-se desnecessário repeti-las.

Os afloramentos associados a esta unidade são abundantes, ocorrendo em cortes de estradas, leitos de drenagens e em cristas ressaltadas na topografia. Próximo à Serra da Fábrica foram obtidas amostras frescas de granada-cianita-biotita-muscovita xisto.

3.2.8. Unidade H

Esta unidade é caracterizada predominantemente pela ocorrência de gnaisses, com algumas intercalações, decimétricas a métricas, de xistos, quartzitos e anfibolitos. Os gnaisses apresentam grande variedade de litotipos. Todavia, preferencialmente, ocorrem dois tipos de gnaisses. O primeiro, mais claro, é caracterizado pela maior presença de quartzo e feldspato, além de biotita, cianita e

granada. Em alguns locais esta rocha é muito rica em granada e cianita. O segundo apresenta coloração mais escura (cinza escuro) e um típico bandamento de dimensão centimétrica a decimétrica, representado pela alternância de camadas ricas em biotita e camadas ricas em quartzo e feldspato. Quando comparada com a primeira, esta rocha, apresenta quantidades menores de granada e cianita, contraposta por uma quantidade bem maior de biotita. Ambos podem apresentar textura equigranular ou porfiroblástica.

A separação dos pacotes de gnaiss presentes nesta unidade não pôde ser realizada na escala de mapeamento do presente trabalho. Porém, foi possível perceber que os gnaisses quartzosos (o primeiro dos dois pacotes de gnaiss descritos acima) tendem a ocorrer na base desta unidade.

Ocorrências de rochas metabásicas, de dimensões métricas a decamétricas, estão associadas a esta unidade. Estas ocorrências são representadas por anfibolitos e granada anfibolitos.

Nos pontos MG-15 e 17 foram descritas ocorrências de muscovita xistos, muito ricos em granada e cianita. Esta rocha ocorre como intercalações métricas em granada-cianita gnaisses quartzosos.

Nesta unidade freqüentemente se observa a presença de pegmatitos. No ponto MG-202 foi descrita uma lente de material pegmatítico, com comprimento aproximado de 10 m, composta por cristais centimétricos de muscovita e feldspato. No ponto MG-206 foram encontrados blocos decimétricos compostos basicamente por cristais de feldspato, oriundos de processos pegmatíticos. Estes cristais apresentavam tamanho exageradamente grande, atingindo aproximadamente 15cm.

Também estão presentes nesta unidade veios quartzo-feldspáticos relacionados a processos de fusão parcial. Estes veios ocorrem paralelos ao bandamento da rocha e geralmente apresentam composição granítica.

Os afloramentos associados a esta unidade são abundantes, sendo representados principalmente por cristas e blocos ressaltados na topografia. Em geral é possível obter boas amostras destas rochas.

3.3. Formação Aquidauana

As rochas associadas a esta unidade são encontradas em toda a porção oeste da área, além de ocorrer no topo das serras do Chapadão e da Fortaleza. Estão presentes também em alguns morros testemunhos distribuídos pela área.

São rochas sedimentares psamíticas de coloração avermelhada, representadas por arenitos mal selecionados, muitas vezes conglomeráticos. As principais estruturas encontradas são estratificações cruzadas de médio porte e estratificações plano paralelas.

Segundo Oliveira *et al.* (1984) as rochas da Formação Aquidauana, na área de estudo, são extremamente variadas, ora predominando termos com granulação mais grossa, ora predominando termos mais finos, freqüentemente conglomeráticos. Segundo estes autores o contato entre os termos de textura extrema é abrupto.

Segundo Morales *et al.* (1996) no topo das serras do Chapadão e da Fortaleza as rochas associadas à Formação Aquidauana são recobertas por um solo arenosiltoso de coloração vermelha. Segundo os autores os arenitos da Formação Aquidauana ocorrem principalmente nas bordas das serras.

3.4. Coberturas Detríticas e Aluviões

Na área estudada os depósitos aluvionares e as coberturas detríticas/coluvionares representam apenas ocorrências localizadas. Os contatos apresentados no mapa geológico (anexo 4) foram integrados a partir dos dados apresentados por Oliveira *et al.* (1984).

A cobertura detrítica mais expressiva foi mapeada no extremo nordeste da área, próximo à Cidade de Itaú de Minas. Segundo Oliveira *et al.* (1984) estes depósitos apresentam espessura máxima em torno de 10m e são constituídos por conglomerados basais de pequena espessura (30cm), com seixos de quartzo, quartzitos e mica xistos, de formas subangulares a ovaladas (até 10 cm de diâmetro). A seqüência apresenta granodecrescência ascendente e estratificação plano paralela incipiente. O depósito é finalizado, no topo, por uma camada de aproximadamente 1m de sedimento argilo arenoso.

A composição dos depósitos aluvionares varia de acordo com o gradiente das drenagens que os depositam. Segundo Oliveira *et al.* (1984) os sedimentos de canal são representados por conglomerados que podem ser suportados pelos seixos ou pela matriz (arenosa, areno-siltosa). Os seixos são subangulares e compostos por quartzo, quartzito, mica xisto ou gnaisse. As porções mais finas são predominantemente argilosas, podendo ocorrer ainda frações siltosas ou arenosas. Algumas vezes apresentam-se ricas em matéria orgânica.

As estruturas presentes na área de estudo associam-se aos domínios Cratônico e Interno da Faixa Brasília. Neste capítulo serão apresentadas as descrições das estruturas presentes em cada domínio, separadamente.

Os elementos estruturais presentes nos trabalhos integrados, bem como aqueles levantados durante os trabalhos de campo são apresentados nos mapas estruturais dos anexos 5A e 5B.

4.1. Estruturas do Domínio Cratônico

As descrições estruturais apresentadas para este domínio tectônico são baseadas nos dados dos projetos integrados (ver item 1.4.2) e nos dados apresentados na literatura, tendo em vista que os trabalhos de campo foram realizados apenas nas rochas referentes ao Domínio Interno, objeto de estudo do presente trabalho. Cabe ressaltar que nos projetos integrados não constavam dados estruturais referentes ao Grupo Bambuí, que ocorre apenas em uma pequena porção da área estudada (extremo nordeste da área). Portanto, as descrições aqui apresentadas referem-se essencialmente ao Complexo Barbacena e a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Regionalmente o Grupo Bambuí é caracterizado por uma foliação de baixo ângulo, muitas vezes subhorizontal, paralela ao plano de acamamento (S_0).

Segundo Morales *et al.*, (1991), o Domínio Cratônico na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, a leste da área de estudo, caracteriza-se por apresentar uma complexa estruturação, que envolve núcleos lenticulares pouco deformados limitados por zonas de cisalhamento. De acordo com os autores, nas porções menos deformadas, a orientação preferencial da foliação varia entre N40W e N50W, com mergulhos variados para NE e SW. Nas porções mais deformadas (zonas miloníticas) a orientação preferencial é N70W com alto ângulo de mergulho.

Estudos realizados por Morales *et al.* (1996) demonstram que o traço da foliação a nordeste da Serra do Chapadão (que inclui parte da área estudada no

presente trabalho) apresenta direção geral N10W, sofrendo influência de zonas de cisalhamento transcorrentes, passando para N70W ou até E-W, nas porções que bordejam os corpos metaultrabásicos. Os mesmos autores mapearam, na região da Serra do Chapadão, três zonas de cisalhamento sinistrais com direção aproximada E-W, as zonas de cisalhamento da Fábrica e da Brabinha, na porção norte, e a Zona de Cisalhamento do Riacho Fundo, na porção sul (figura 4.1). Segundo Morales *et al.* (1996) estas zonas de cisalhamento tardias promovem o desenvolvimento de estruturas macroscópicas como, por exemplo, a Sinforma do Chapadão e a Antiforma de Termópolis. A presença destas estruturas é evidenciada também na seção geológica do Anexo 8B.

No presente trabalho, assim como nos trabalhos citados acima, é possível observar que o Domínio Cratônico é marcado por uma complexa estruturação. Nas rochas associadas ao Complexo Barbacena e à Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro é possível observar uma foliação, marcada pela orientação preferencial dos minerais metamórficos inequidimensionais que neste trabalho será denominada, informalmente, de foliação principal. Morales *et al.* (1991) descreveram, à leste da área estudada, que nas rochas gnáissicas menos deformadas, esta foliação é caracterizada pelo bandamento migmatítico, sendo marcada por minerais de fácies anfíbolito. Nestas rochas, os minerais metamórficos também marcam uma lineação, que aqui será denominada, genericamente, de lineação mineral. A distribuição espacial da foliação principal e da lineação mineral, presente nas rochas do Domínio Cratônico, pode ser observada no mapa estrutural do anexo 5A.

Buscando melhor caracterizar as variações exibidas pela foliação principal e pela lineação mineral, as atitudes destas estruturas foram lançadas em estereogramas, como pode ser observado nas figuras 4.2A e 4.3B. Morales *et al.* (1996) descrevem que próximo a Serra do Chapadão, a foliação principal das rochas do Domínio Cratônico sofre distorções à medida que se aproxima da superfície de cavalgamento que separa estas rochas das rochas do Domínio Interno. Utilizando as ferramentas de pesquisa apresentadas pelo programa *FieldLog* (ver item 1.3.6.1) selecionou-se as atitudes das foliações e das lineações que ocorriam próximo e distante ao cavalgamento. Com este procedimento buscou-se verificar a influência da superfície de cavalgamento sobre as estruturas presentes nas rochas do Domínio Cratônico. As atitudes obtidas são apresentadas nos estereogramas das figuras 4.2 e 4.3 (B e C).

Analisando os estereogramas apresentados é possível observar que a influência do cavalgamento sobre as estruturas do Domínio Cratônico ocorre apenas na faixa próxima à superfície de falha. Na figura 4.2b percebe-se, inclusive, que a dispersão dos valores tende a formar uma guirlanda semelhante àquela apresentada pelos valores de foliação do Domínio Interno (figura 4.4). O valor do máximo exibido na figura 4.2B (333/40) reflete as medidas realizadas na base sul da Serra do Chapadão, que representam o maior número de dados presente no estereograma. Nos diagramas onde foram representadas as atitudes das lineações minerais (figura 4.3), observa-se que próximo ao cavalgamento estas lineações apresentam atitudes médias próximas às do Domínio Interno (figura 4.5). No diagrama onde estão representadas as lineações que ocorrem longe do cavalgamento (figura 4.3c) nota-se que as atitudes apresentadas são bem diferentes das que ocorrem próximo ao plano de falha.

Na figura 4.2 C, que representa os valores de foliação obtidos distante da superfície de cavalgamento a atitude média dos planos de foliação apresenta direção aproximada E-W (máximos 188/56 e 006/81). Estes valores representam a influência das zonas de cisalhamento de direção aproximada E-W a WNW que afetam o flanco norte da Serra do Chapadão (zonas de cisalhamento da Fábrica e da Brabinha – figura 4.1). Planos de foliação com direção aproximadamente N-S, que segundo Morales *et al.* (1996) representariam os domínios menos deformados, também podem ser observados na figura 4.2C.

Morales *et al.* (1991) concluem que as zonas de cisalhamento tardias que afetam as rochas do Domínio Cratônico estão associadas a um regime compressivo EW, responsável pela implantação dos domínios alóctones sobre o embasamento. No modelo proposto pelos autores, as rochas do embasamento responderam aos esforços compressivos através do desenvolvimento de zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo de mergulho. Ainda segundo os autores, o desenvolvimento destas zonas de cisalhamento se prolongou após a implantação dos terrenos alóctones, chegando a afeta-los, cortando a superfície de cavalgamento.

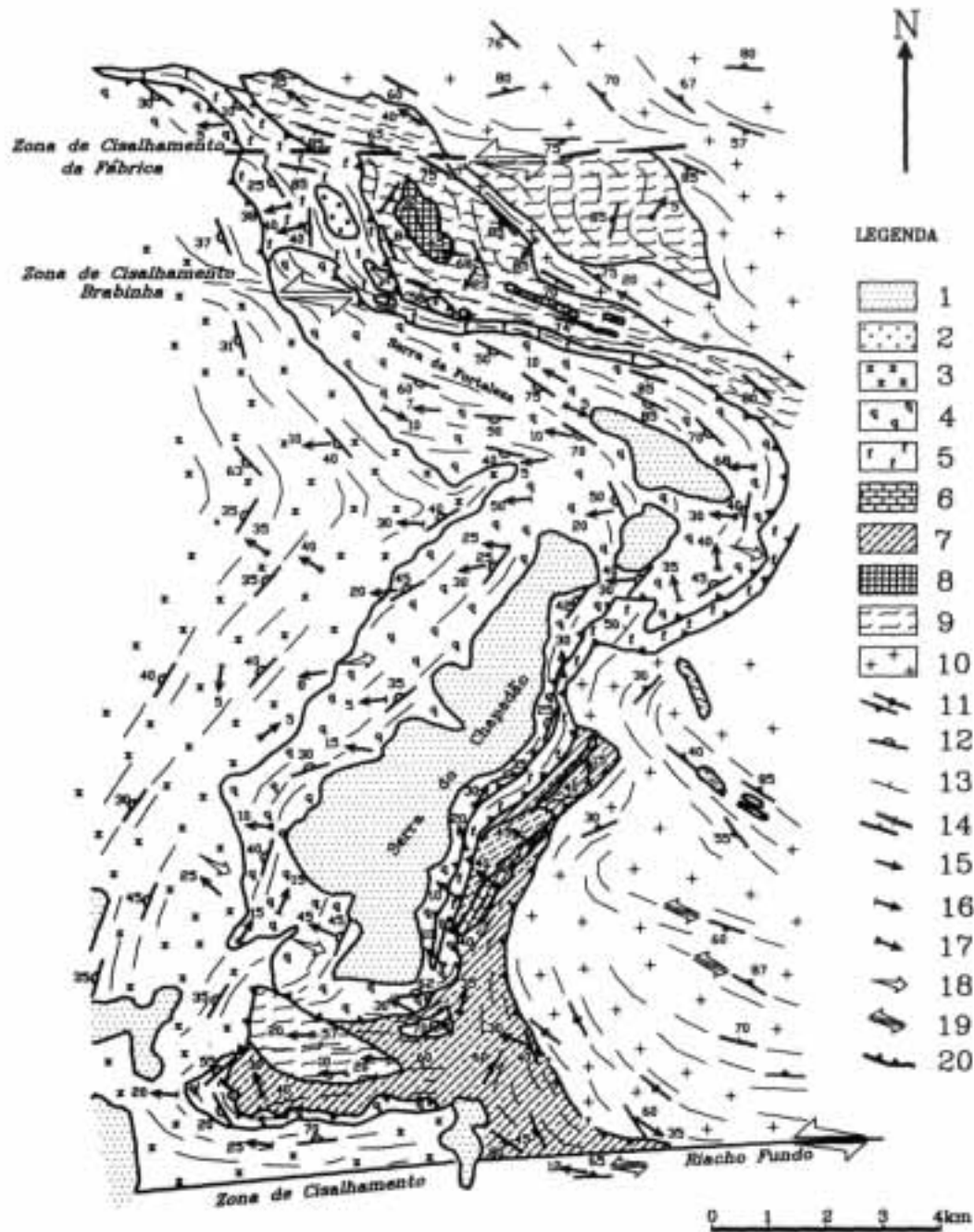


Figura 4.1: Mapa geológico estrutural da região da Serra do Chapadão, apresentado por Morales *et al.* (1996). Cobertura sedimentar: 1. Formação Aquidauana, 2. Silexitos. Grupo Araxá: 3. xistos e paragneisses, 4. quartzitos. Seqüência Carmo do Rio Claro: 5. filitos, 6. filitos carbonáticos e mármore, 7. quartzitos, xistos, gnaisses, mármore e xistos ultramáficos. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Morro do Ferro: 8. hematita quartzitos, 9. xistos máficos e ultramáficos. Complexo Barbacena: 10. gnaisses tonalíticos. 11. Foliação principal do embasamento (inclinada e vertical), 12. foliação principal nos metassedimentos (bandamento e xistosidade), 13. xistosidade, 14. foliação cataclástica, 15. lineação mineral e de estiramento, 16. eixo de dobra intrafolial – lineação de interseção, 17. eixo de dobra tardia, 18. transporte por cavalgamento, 19. transporte lateral sinistral, 20. superfície principal de cavalgamento. Extraído de Morales *et al.* (1996).

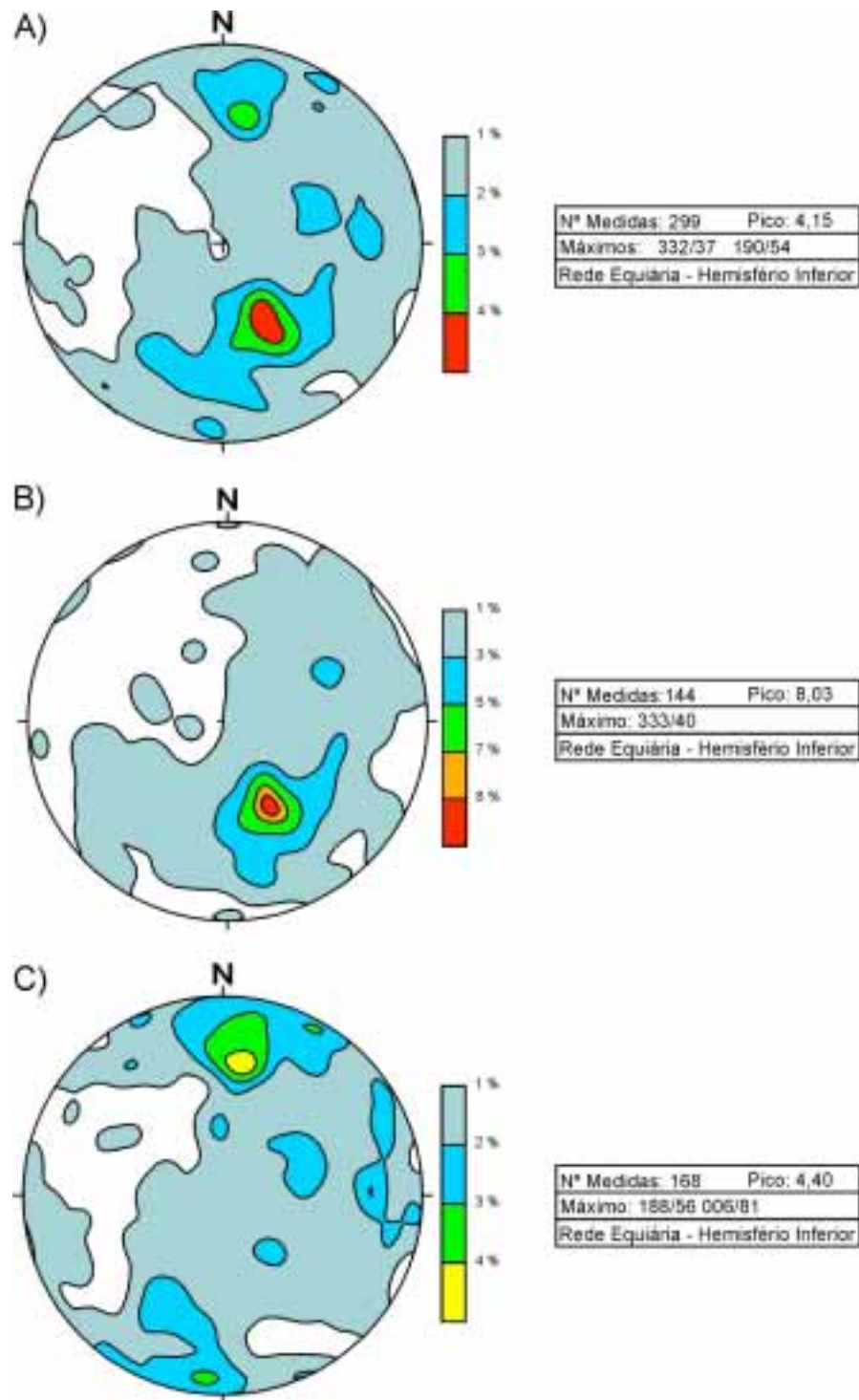


Figura 4.2: Estereogramas referentes à foliação principal presente nas rochas do Domínio Cratônico. A) Todas as atitudes medidas. B) Atitudes medidas próximo à superfície de cavalgamento (aproximadamente 2 Km). C) Atitudes medidas distante da superfície de cavalgamento.

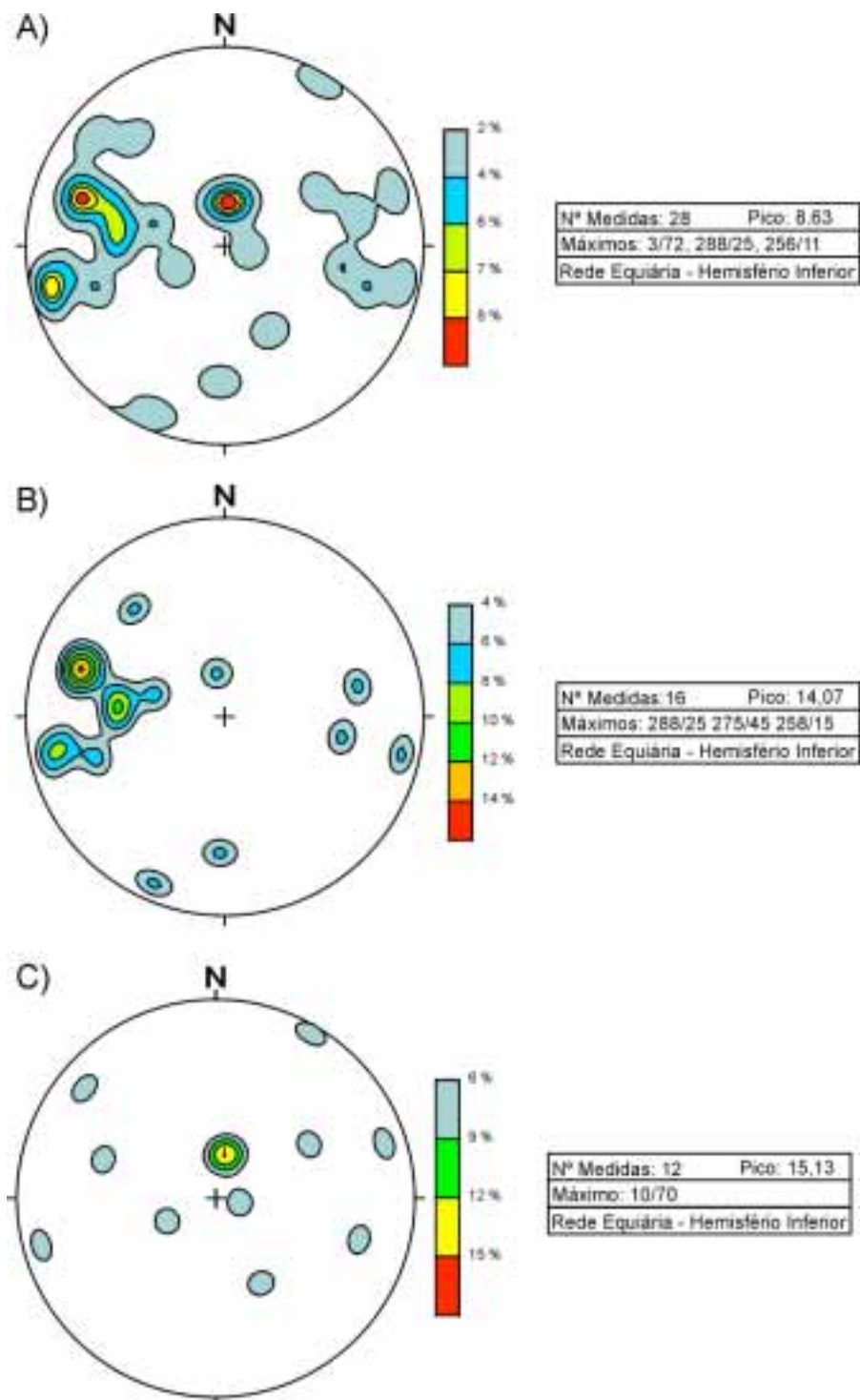


Figura 4.3: Estereogramas referentes à lineação presente nas rochas do Domínio Cratônico. A) Todas as atitudes medidas. B) Atitudes medidas próximo à superfície de cavalgamento (aproximadamente 2 Km). C) Atitudes medidas distante da superfície de cavalgamento.

4.2. Estruturas do Domínio Interno

A partir da análise macro, meso e microscópica das estruturas presentes no Domínio Interno, é possível caracterizar que quatro fases de deformação atuaram nestas rochas. Em todos os níveis estratigráficos identifica-se o mesmo padrão estrutural, evidenciando que todas as unidades têm sua deformação principal relacionada a uma mesma história tectônica que envolve várias fases de deformação. A diferenciação destas fases foi possível através da relação temporal das estruturas, com base em critérios de superposição de deformação.

Durante o presente trabalho não foi possível observar em nenhum afloramento as relações de superposição das estruturas posteriores a deformação principal (D2), impossibilitando a definição da relação temporal das fases pós D2 (D3 e D4). O padrão de sobreposição das deformações pós D2 foi identificado por Heilbron *et al.* (1987), que dividiu as estruturas pós-D2 em D3 e D4. O modelo proposto por Heilbron *et al.* (1987) tem sido aplicado por outros autores (por exemplo: Simões, 1995, Valeriano, 1999) para toda a Nappe de Passos. Desta forma, a separação das fases pós-D2, no presente trabalho, será realizada através da correlação dos dados estruturais levantados com os das orientações apresentadas por Heilbron *et al.* (1987) para as fases D3 e D4 (ver tabela 2.2).

Para facilitar a visualização, os dados estruturais foram lançados em dois mapas, um incluindo as estruturas associadas à deformação principal (fase D2) e outro incluindo as estruturas pós D2 (fases D3 e D4). Estes mapas são representados pelos anexos 5A e 5B.

4.2.1. Fase D1

Esta fase de deformação é caracterizada essencialmente pela foliação S1, encontrada paralela ao bandamento composicional S0.

A foliação S1, classificada como uma xistosidade, é marcada pela orientação preferencial de minerais metamórficos inequidimensionais (mica, anfibólio, cianita e feldspato), além da forma alongada de cristais de quartzo recristalizados.

A presença de uma foliação metamórfica anterior à foliação principal (S2) é evidenciada nas dobras da fase D2, onde a superfície dobrada é uma xistosidade paralela ao S0. Tal situação pode ser observada tanto em escala de afloramento quanto em escala microscópica (foto 4.1). Nestas situações constata-se que a foliação S1 mantém-se paralela a S0. Desta forma considera-se, por extrapolação, que em toda a área S0 é paralelo a S1.

Trouw *et al.* (1984) , Heilbron *et al.* (1987), Valeriano (1993) identificaram nas rochas da Nappe de Passos a presença de dobras apertadas a isoclinais dobradas pela fase D2 e interpretaram-nas como associadas à fase D1. Simões (1995) também identificou a presença destas dobras, todavia o autor não identificou se S1 era foliação plano axial destas estruturas, não podendo assegurar se estas dobras pertencem à fase D1. Estas dobras poderiam estar associadas a própria fase D2, correspondendo a um estágio precoce, num modelo de deformação progressiva. Na área de estudo não foi identificada a presença destas estruturas.

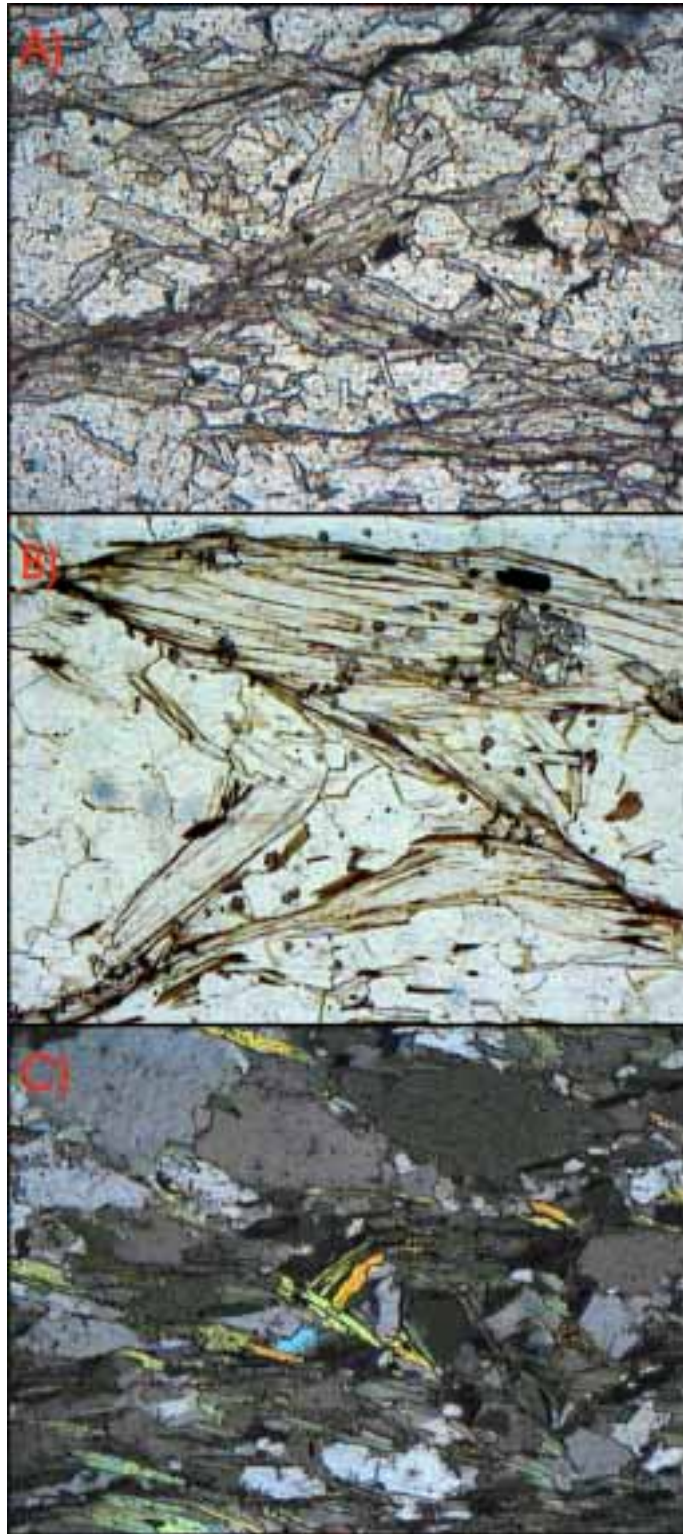


Foto 4.1: fotomicrografias onde é possível reconhecer a presença da foliação S1. As crenulações presentes nas fotos correspondem a fase D2. A superfície dobrada nas crenulações, que na foto é representada pelos cristais de mica, representa a foliação S1. A foliação S2, paralela à base das fotos, é plano axial das crenulações. A) lâmina SF6-60. Biotita-cianita-granada xisto Unidade E. B) lâmina SF6-38B. Muscovita xisto. Unidade E. C) SF2-71. Granada-muscovita-biotita gnaiss Unidade E. Base da foto corresponda a 2,0 mm.

4.2.2. Fase D2

Esta fase é responsável pela foliação principal S2, a estrutura mais marcante na área. Em alguns afloramentos ocorre como xistosidade contínua e em outros como uma clivagem de crenulação, onde a superfície dobrada é a foliação S1 paralela a S0 (foto 4.1). Estudos petrográficos revelaram que em várias amostras onde a foliação S2 é macroscopicamente classificada como uma xistosidade esta foliação trata-se, na verdade, de uma clivagem de crenulação apertada.

A foliação S2 ocorre ao longo de toda a área estudada estando presente em praticamente todos os afloramentos. Geralmente ocorre paralela a foliação S1 que por sua vez é paralela a S0, caracterizando-se por uma trama composta, envolvendo o bandamento composicional (S0) e a foliação pretérita (S1). Apresenta grande variação dos valores de direção e mergulho ao longo da área, causada pela influência das fases pós D2. As atitudes da foliação S2 levantadas ao longo da área são representadas no estereograma da figura 4.4.

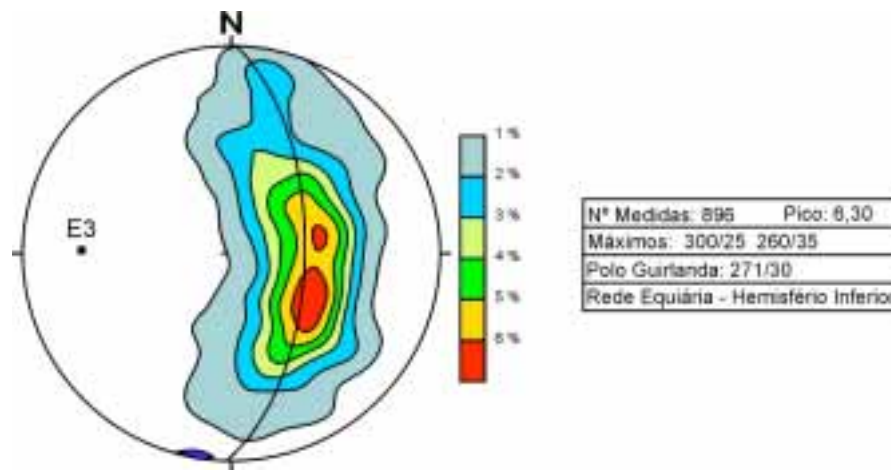


Figura 4.4: A) Estereograma indicando as orientações dos pólos dos planos de S2. A variação dos valores de S2 desenha uma guirlanda. O pólo desta guirlanda indica o eixo da Sinforma do Chapadão (271/30), que pertence à fase D3.

O transporte tectônico da Nappe de Passos é atribuído à fase D2 e segundo vários autores (Simões & Valeriano, 1990; Simões (1995); Morales *et al.*, 1996) apresenta direção preferencial de transporte para leste (ENE e SE). A partir dos dados obtidos no presente trabalho é possível observar que a foliação principal (S2) presente nas unidades basais é paralela à foliação (S2) dos níveis estratigráficos superiores. Por sua vez, o traço da superfície de cavalgamento (anexos 4, 5a, 5B e 6) é paralelo ao traço da foliação S2, acompanhando inclusive inflexão da foliação S2 na Sinforma do Chapadão, onde toda a seqüência descreve um grande sinformal pós-D2, conforme será apresentado diante. Desta forma, pode-se concluir que os planos da superfície de cavalgamento e da foliação são paralelos, ou subparalelos entre si, pois caso contrário o traço destas estruturas não exibiria o comportamento descrito acima. Portanto, baseado nos critérios aqui apresentados, é possível concluir que a superfície de cavalgamento que separa as rochas do Domínio Interno das rochas do Domínio Cratônico está associada a Fase D2.

Uma feição marcante da foliação S2 é o seu caráter milonítico, que pode ser observado em algumas lâminas, principalmente nas unidades inferiores (A a D). Estas feições indicam que à medida que a nappe era transportada para as porções mais rasas da crosta a temperatura diminuía progressivamente e as feições de recristalização e crescimento de minerais, atuantes no início da deformação D2 (altas temperaturas), cederam lugar aos processos de deformação, recristalização e até diminuição da granulação, gerando as feições miloníticas observadas nas rochas da Nappe de Passos.

As dobras da fase D2 ocorrem ao longo de toda a área, apresentando caracteristicamente a foliação S2 em posição plano axial. Ocorrem como dobras intrafoliais sendo observada principalmente em escala micro e mesoscópica. Um exemplo de dobras D2 de escala mesoscópica pode ser observado na foto 5.4 do Capítulo 5. As atitudes dos eixos das dobras D2, levantados na área estudada, são apresentadas na figura 4.5b. Os eixos apresentam orientação preferencial 270/35 e a dispersão apresentada por esta estrutura esta associada às fases de deformação tardias. É possível observar na figura 4.5b concentração de valores com caimento para NW. Estas medidas situam-se preferencialmente na extremidade sul da Serra do Chapadão e foram levantadas por alunos durante o Projeto SC (1987). Desta forma, existe a possibilidade destes eixos não corresponderem a eixos D2 e estarem

associados a dobras tardias. Dobras D2 de escala macroscópica ocorrem apenas localmente. Exemplos de dobras D2 de escala macroscópica podem ser observados próximo ao Povoado de Termópolis, no extremo sul da Serra do Chapadão, e no extremo leste da área na base da mesma serra (anexo 5A). Em ambas as localidades estas estruturas são caracterizadas por um par antiformal/sinformal revidado com traço axial de direção NE-SW e flancos mergulhando para NW. onde a foliação S2 é plano axial. Ocorre ainda uma dobra D2 (antiformal revirado) na base da porção inferior (extremo sul) da Serra do Chapadão, a qual é truncada pela superfície de cavalgamento e deformada por uma falha pós-D2 (anexo 5A). A configuração das dobras presentes na base da Serra do Chapadão pode ser observada na seção geológica do anexo 8B.

Outra estrutura D2 presente na área é a lineação mineral Lm, marcada pela orientação preferencial dos minerais inequidimensionais (mica, anfibólio, cianita, feldspato e turmalina). Em é paralela a uma lineação de estiramento, marcada por agregados lenticulares e minerais alongados (principalmente quartzo). Desta forma, no presente trabalho, Lm deve ser entendida como lineação mineral / de estiramento. Esta estrutura ocorre ao longo de toda a área estando presente em todas as unidades e todas as rochas, inclusive nas unidades inferiores onde as feições miloníticas são mais pronunciadas. Assim como foi descrito para a foliação S2, a orientação da Lm nas rochas das unidades basais é paralela à das unidades de topo, evidenciando que todo pacote sofreu a mesma deformação. A orientação preferencial da Lm na área estudada é 272/25 todavia a atitude desta estrutura apresenta grande variação ao longo da área, como pode ser observada no mapa do anexo 5A e na figura 4.5. Analisando-se as orientações da Lm nos flancos e na charneira da Sinforma do Chapadão (Mapa Estrutural – anexo 5A), é possível perceber que a variação da atitude da lineação está associada a esta estrutura. Desta forma, a dispersão dos valores da Lm está associada, principalmente, à fase D3, responsável pela geração da Sinforma do Chapadão.

Por representar o estiramento dos minerais durante a fase D2, a lineação mineral é interpretada como indicadora da direção de transporte da Nappe de Passos. As dobras em bainha, descritas por Simões (1993), com eixos X paralelos a lineação mineral representam uma forte evidência que o transporte tectônico ocorreu nesta direção. Desta forma, a análise de indicadores cinemáticos associados a Lm

revela o sentido de transporte da nappe. Grande parte dos dados utilizados para o desenvolvimento do presente trabalho foi extraída de projetos de mapeamento realizados por alunos do curso de graduação em geologia, nos quais os indicadores cinemáticos não foram levantados criteriosamente, não apresentando assim informações seguras sobre este aspecto. Frequentemente observou-se indicadores cinemáticos em escala microscópica, como por exemplo, porfiroclastos tipo sigma, *mica-fish* e recristalização oblíqua. Todavia, as lâminas onde estas estruturas foram observadas não apresentavam-se orientadas, impossibilitando a definição do correto sentido de transporte. Estudos baseados em indicadores cinemáticos (porfiroclastos tipo sigma, *mica-fish*, estruturas tipo S-C, recristalização oblíqua de grãos e quartzo, boudinagem assimétrica, etc.) realizados por Simões & Valeriano (1990) Simões, (1995) e Morales *et. al.* (1996) nas rochas da Nappe de Passos indicam transporte tectônico para direções entre ENE e SE. Durante os trabalhos de campo realizados no presente projeto, poucos indicadores cinemáticos puderam ser observados, porém todos foram coerentes com os dados apresentados na literatura. Como exemplo pode-se citar o ponto MG-4 onde foram observadas estruturas sigmoidais oblíquas ao plano de foliação, indicando transporte de topo para E. Outro exemplo é o do ponto MG-186 onde porfiroclastos com sombras de pressão assimétricas também indicam transporte tectônico para ENE (N80E). Microscopicamente os principais indicadores observados foram porfiroclastos tipo sigma e *mica-fishes*. A foto 4.2 mostra um exemplo de uma estrutura do tipo *mica-fish* presente em uma amostra de gnaiss da Unidade F. A amostra é orientada e a lâmina confeccionada paralelamente à lineação mineral permitindo determinar um sentido de transporte tectônico para ENE. Outro exemplo deste tipo de estrutura pode ser observado na foto 5.6 (seção 5.1.4 – Efeitos Retrometamórficos sin-D2) onde cristais de muscovita formados a partir da alteração parcial de um cristal de cianita estão deformados ao longo da foliação S2, indicando transporte tectônico para E.

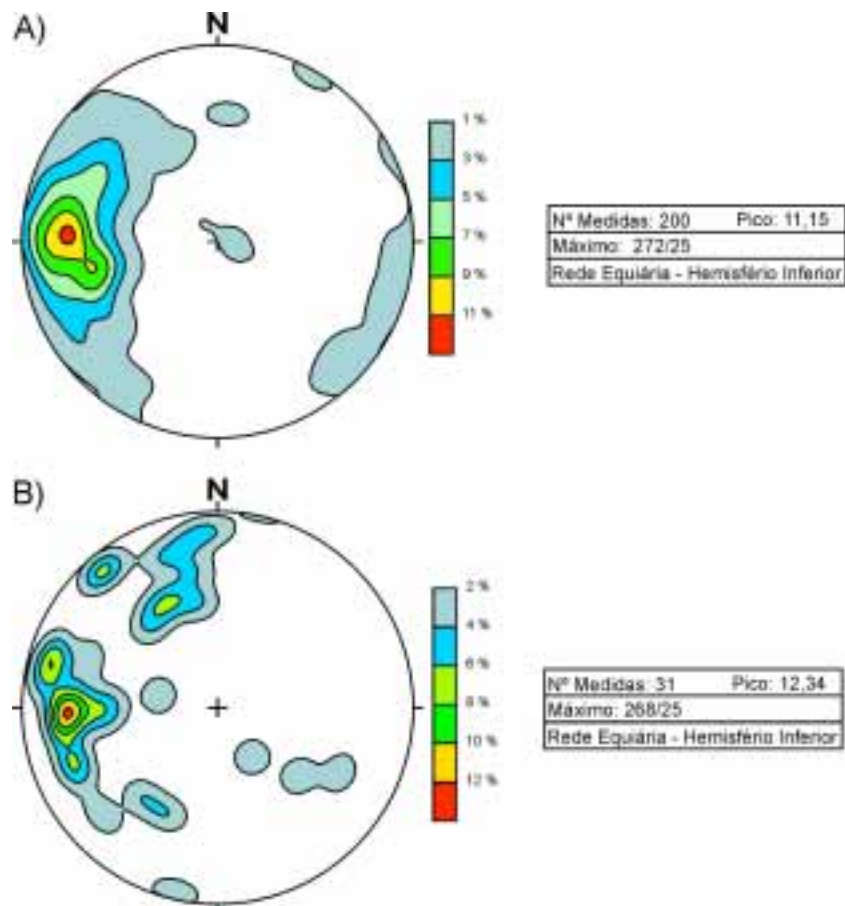


Figura 4.5: A) Lineação mineral (Lm) da fase D2. B) Eixos das dobras D2.

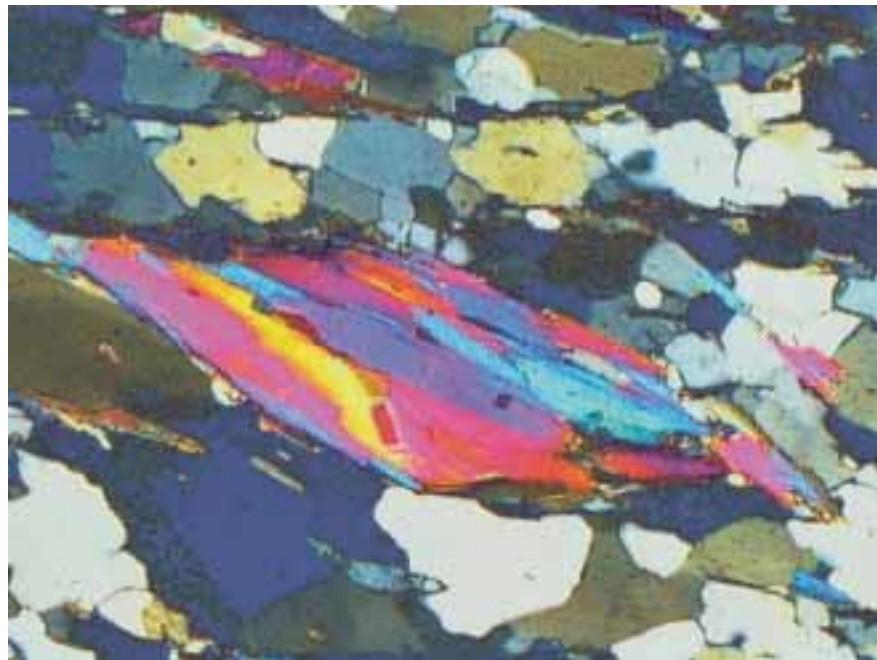


Foto 4.2: exemplo de indicador cinemático do tipo *mica-fish* frequentemente observado nas rochas do Grupo Araxá na área de estudo. Esta estrutura indica um transporte tectônico para ENE que na foto, corresponde a um movimento sinistral. A foliação S2 é paralela a base da foto. Fotomicrografia (nicóis cruzados) da lâmina MG-155. Biotita gnaíse da Unidade F. Base da foto equivale a 2mm.

4.2.3. Fases Pós-D2

Como já foi ressaltado anteriormente, a definição da relação temporal entre as fases pós-D2, com base nas relações de superposição das estruturas, não pôde ser estabelecida neste trabalho. Desta forma, a separação das fases pós-D2 será realizada através da correlação dos dados estruturais do presente trabalho com as principais características das fases D3 e D4, apresentadas por Heilbron *et al.* (1987). A tabela 4.1 apresenta o resumo destas características.

Tabela 4.1: resumo das principais características das fases D3 e D4, segundo Heilbron *et al.* (1987)

Fases	Estruturas	Atitudes
D3	Dobras e crenulações abertas. Clivagem de crenulação S3 (rara, local). Lineação de crenulação. Lineação de interseção. Falhas normais.	Planos axiais e S3: 220/80 Eixos e lineações: 310/10
D4	Megadobras suaves e crenulações abertas. Lineação de crenulação. Falhas e fraturamento	Eixos: NNE/subhorizontal vistos na foliação principal e S-SW/subvert. na clivagem S3. Planos axiais: subverticais.

As deformações pós-D2 ocorrem ao longo de toda a área porém de forma heterogênea, exibindo grande variação da frequência de suas estruturas de local para local.

A distribuição espacial das estruturas associadas às fases de deformação pós-D2 podem ser observadas no anexo 5B (Mapa das Estruturas pós-D2). O efeito das deformações pós-D2 sobre os planos de S2 pode ser observada também na seção geológica do anexo 8B. Os valores das atitudes dos elementos planares (plano axial e foliação) e dos eixos das dobras pós-D2 são apresentados nos estereogramas das figuras 4.6 e 4.7.

Analisando os estereogramas das figuras 4.6 e 4.7 é possível observar que as estruturas pós-D2 presentes na área de estudo orientam-se, preferencialmente em duas direções. O primeiro conjunto de eixos de dobras pós-D2 apresenta orientações variando de WSW-ENE a NW-SE (máximo = 260/24) e devem corresponder a fase D3 de Heilbron *et al.* (1987). O segundo conjunto de estruturas é caracterizado por eixos de direção NE-SW (máximo = 30/18) sendo interpretada como correspondente à fase D4 de Heilbron *et al.* (1987).

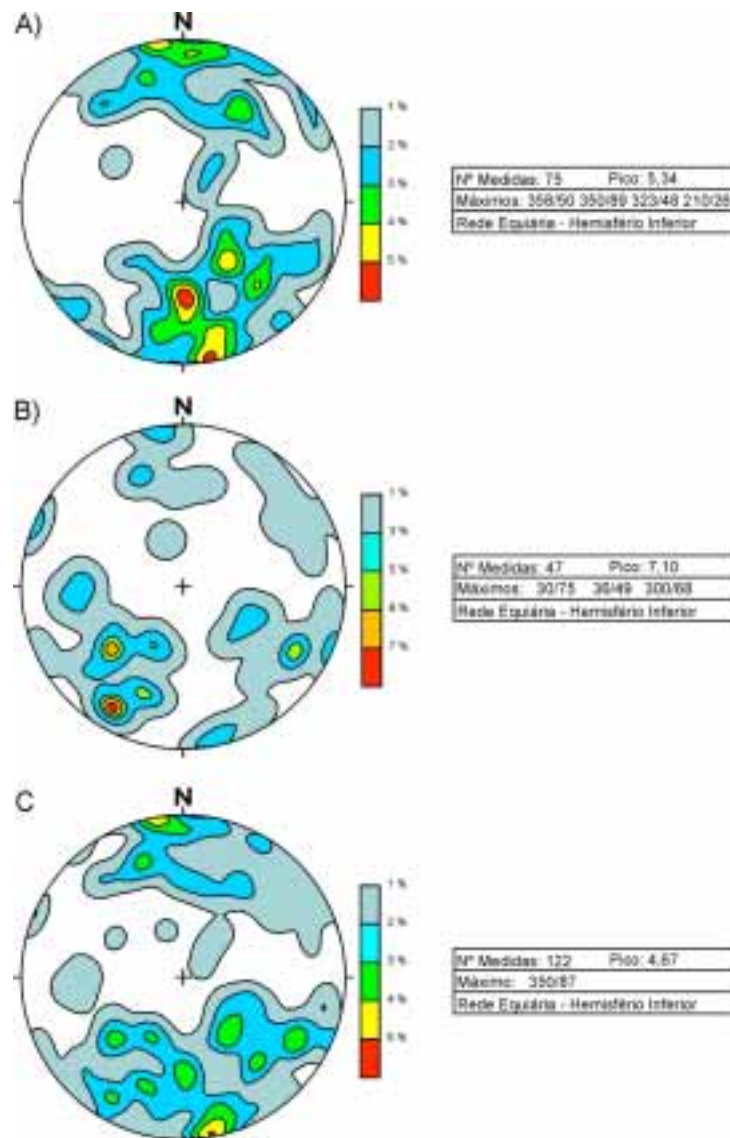


Figura 4.6: Estereograma indicando orientação dos pólos das estruturas planares pós-D2 presentes na área. A) Clivagem de crenulação S3. B) Plano axial das dobras pós-D2 C) Todos os dados apresentados nas figuras anteriores (foliação + plano axial).

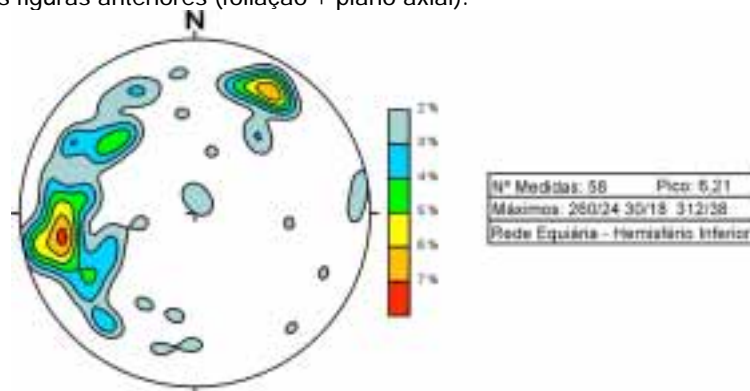


Figura 4.7: Estereograma mostrando as orientações dos eixos das dobras pós-D2. Os valores com orientação WSW-ENE / NE-SW correspondem à fase D3 e os valores com orientação NE/SW correspondem a fase D4.

Algumas das principais megaestruturas presentes na área de estudo estão relacionadas à fase D3. Estas estruturas são representadas pela Sinforma do Chapadão, pela Antiforma de Termópolis, presente no extremo sul da Serra do Chapadão, e pelas zonas de cisalhamento da Brabinha e da Fábrica, estudadas e definidas por Morales *et al.* (1996). A preseça das estruturas descritas acima é bem caracterizada na seção geológica do anexo 8B. Segundo Morales *et al.* (1996) estas zonas de cisalhamento caracterizam-se pelo alto ângulo de mergulho e pelo caráter transcorrente. Os autores reconheceram, associada a estas zonas de cisalhamento, uma lineação de estiramento subhorizontal e os indicadores cinemáticos (porfiroclastos com franja assimétrica, dobras assimétricas, foliação S-C, boudinagem assimétrica) observados paralelamente a esta lineação indicam deslocamento sinistral. Os autores destacam ainda que a própria distorção da foliação principal (S2 no presente trabalho) para dentro das zonas de cisalhamento evidencia a movimentação sinistral destas estruturas (figura 4.1).

A Sinforma do Chapadão é realçada principalmente pelos quartzitos da Unidade B. A orientação do flanco norte é representada pela Serra da Fortaleza (WNW) e a do flanco sul pela Serra do Chapadão (NE). O estereograma dos valores dos pólos da foliação S2 (figura 4.4) mostra que a dispersão dos valores forma uma guirlanda, a partir da qual é possível determinar a orientação axial da Sinforma do Chapadão (271/30). A Antiforma de Termópolis ocorre no extremo sul da Serra do Chapadão, próximo ao lugarejo de Termópolis e é desenhada pela inflexão de uma camada de quartzito (quartzito mica verde) presente nesta porção da área.

As dobras da fase D3 ocorrem desde as escalas micro e mesoscópicas, onde são representadas por crenulações sobre a foliação S2, até a escala macroscópica, sendo representadas principalmente pela Sinforma do Chapadão e a Antiforma de Termópolis.

Foliações S3, classificadas como clivagens de crenulação, ocorrem principalmente na região da Serra da Fortaleza, associadas à zona de cisalhamento da Brabinha e mais ao relacionadas a Zona de Cisalhamento da Fábrica (anexos 5B e 8B). A orientação de S3 varia de E-W (180/vertical) a NE-SW (315/50). Analisando-se o Mapa Estrutural do anexo 5B é Possível observar que a orientação de S3 (e também dos eixos das dobras pós-2D) parece tornar-se gradativamente

paralela a Zona de Cialhamento da Brabinha, localizada no Flanco norte da Serra da Fortaleza.

As deformações referentes à fase D4 são menos evidentes na área de estudo. A principal estrutura associada a esta fase é a Falha das Palmeiras. Esta falha foi interpretada como D4 pela ocorrência de dobras com eixo NE-SW (orientação preferencial dos eixos das dobras D4) próximo a área onde esta estrutura ocorre. Observou-se também, próximo à Falha das Palmeiras, no ponto MG-77, a presença de planos de falha com orientação 315/vertical aos quais associavam-se dobras centimétricas com plano axial 315/36 e eixo 234/40, interpretadas como dobras de arrasto (foto 4.3). As estruturas associadas à fase D4 ocorrem principalmente na região próxima a esta Falha das Palmeiras e na porção leste da área, na base da Serra do Chapadão. Nos quartzitos da Unidade B, próximo à Falha das Palmeiras (pontos MG-37 e 38), foram mapeadas dobras D4 com atitude dos eixos variando entre 210/40 e 240/30 e plano axial 140/65. Neste local estas dobras foram observadas tanto em escala centimétrica (foto 4.4) quanto métrica. Dobras com comprimento de onda de 3m e amplitude de 2m foram observadas no ponto MG-38, sendo caracterizadas como dobras suaves, com charneira arredondada.

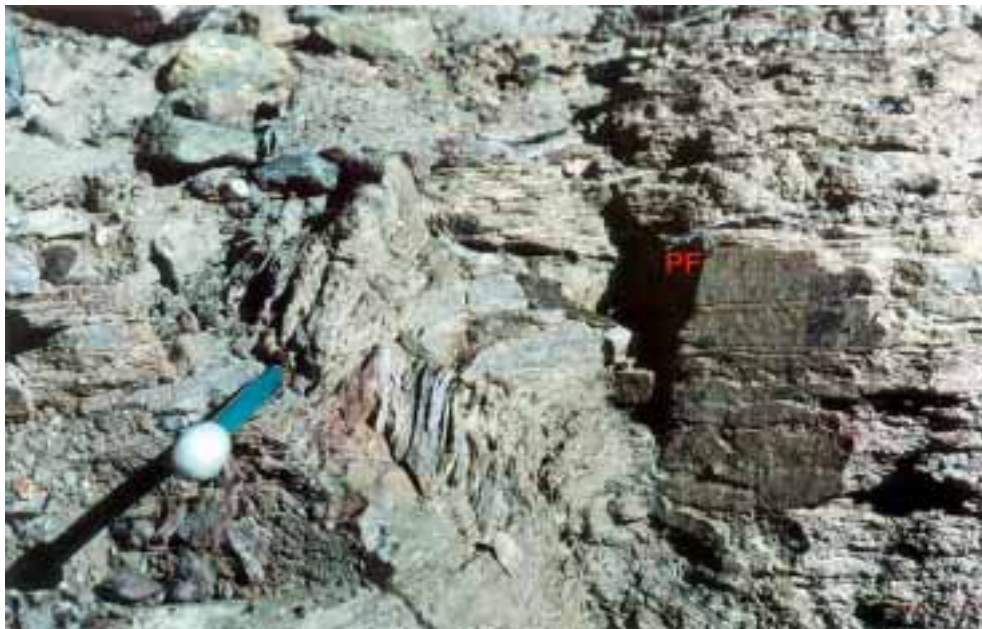


Foto 4.3: plano de falha D4 (315/vertical) ao qual ocorre associada uma .dobra de arrasto (Plano axial - 315/36 Eixo - 234/30). MG-77. Quartzitos intercalados em granada-muscovita-xistos da Unidade E. O lápis presente na foto é paralelo ao eixo da dobra. P.F. = Plano de Falha (porção escura).



Foto 4.4: crenulações associadas à fase D4. Eixo – 210/40. Plano Axial 140/65. Ponto MG-37. Muscovita quartzito, Unidade B.

Diferentemente da fase D3, onde se observa a presença de clivagem plano axial nos locais em que a deformação é mais intensa, a geração de foliação associada à fase D4 não é observada na área.

Uma feição que chama a atenção é a ausência das unidades A, B, C e D a noroeste da Falha das Palmeiras. Todavia, é difícil explicar a partir de um falhamento pós deformação principal, a ausência das unidades A, B, C e D a noroeste da falha. Existem pelo menos duas possibilidades para explicar a ausência das unidades a NW da falha.

1. A ausência destas unidades poderia estar relacionada a variações e/ou descontinuidades laterais dos estratos sedimentares, originadas durante a deposição das camadas. Uma feição de destaque no Mapa Geológico (anexo 4) e a grande variação da espessura mapeada da Unidade B. As variações na continuidade e na espessura dos estratos sedimentares poderiam explicar tanto a ausência das unidades a NW da falha quanto à variação da espessura da Unidade B.

2. A Falha das Palmeiras poderia ser interpretada como uma estrutura antiga, que teria deslocado as camadas antes ou até mesmo durante o cavalgamento. Neste modelo as unidade A, B, C e D teriam sido desgastadas durante o transporte da nappe, associado a Fase D2. A concentração das estruturas D4 próximo a Falha das Palmeiras, observada em campo, evidenciaria uma reativação, com menor intensidade, do plano antigo de falha durante deformações D4.

Por falta de critérios que levassem a uma interpretação correta, preferiu-se não adotar nenhum modelo para explicar a feição estrutural observada.

CAPÍTULO 5

METAMORFISMO do DOMÍNIO INTERNO

As rochas do Grupo Araxá, na área de estudo, são caracterizadas pela presença de um gradiente metamórfico inverso, que varia desde a zona da biotita (fácies xisto verde), na base, até a fácies anfibolito superior no topo da seqüência (Teixeira & Danni, 1978; Zanardo, 1992 e Simões, 1995). Ocorrem também reações retrogradadas que modificam as associações minerais deste gradiente. Apresenta-se neste capítulo a descrição das associações minerais diagnósticas que caracterizam o gradiente metamórfico inverso e, mais sucintamente, as reações retrogradadas que atuaram sobre ele.

Os estudos das associações minerais presentes nas rochas do Grupo Araxá, na Nappe de Passos, revelam diferentes estágios de evolução metamórfica, que são agrupados neste trabalho em Metamorfismo Principal (MP) e Retrometamorfismo (RM).

O Metamorfismo Principal gerou as paragêneses de mais alto grau presentes na área, estando o gradiente metamórfico inverso associados a este evento. Simões (1995) discute que um metamorfismo anterior ao MP certamente atuou nas rochas da Nappe de Passos, podendo estar associado a este evento alguns dos minerais encontrados como inclusões nos porfiroblastos de granada (epidoto, cianita, rutilo). A análise da relação deformação x metamorfismo indica que o auge do MP ocorreu pré a cedo-D2, o que é coerente com os estudos apresentados na literatura (Simões *et al.* 1988, Simões, 1995).

Simões (1995) destaca a presença de um evento retrometamórfico sin-D2, associado à diminuição de temperatura ocorrida logo após o auge do MP. Segundo o autor, a maior evidência da existência deste evento metamórfico, é a presença de cristais de muscovita, formados a partir da cianita e deformados pela fase D2. A presença deste evento retrometamórfico sin-D2 também é suportada pelos dados do presente trabalho. Por estar relacionado a reequilíbrios que ocorreram logo após o auge metamórfico, será incluído dentro do evento MP.

O RM é representado por reações retrometamórficas que afetam as associações minerais do MP, caracterizando o reequilíbrio mineralógico ocorrido após o posicionamento final da Nappe. A frequência e a intensidade destas reações variam ao longo da área. Segundo Simões (1995) os efeitos do evento RM são maiores em locais onde as deformações associadas às fases D3 e D4 são mais intensas. No presente trabalho a relação do RM com as fases pós-D2 pôde ser caracterizada em lâmina, onde as reações retrógradas freqüentemente apresentavam-se associadas às deformações relacionadas e estas fases.

Os eventos metamórficos registrados nas rochas da Nappe de Passos podem ser interpretados como etapas de uma evolução metamórfica contínua, que envolveria desde o soterramento de toda a seqüência até sua exumação. Desta forma, a divisão do metamorfismo em MP, retrometamorfismo sin-D2 e RM não implica na existência de eventos metamórficos independentes. Todavia, preferiu-se utilizar esta divisão a fim de facilitar as descrições das associações minerais presentes nas rochas estudadas.

A distribuição espacial das zonas metamórficas referentes ao metamorfismo principal é apresentada no Mapa Metamórfico (anexo 6). A ocorrência dos minerais índices do metamorfismo, apresentada no mapa, foi determinada tanto através das descrições petrográficas quanto das observações feitas em campo. Para tal foram utilizados os dados levantados durante o presente trabalho e os dados dos projetos integrados (Capítulo 1.4.2).

5 . 1 . Metamorfismo Principal (MP)

Excluindo-se os quartzitos que por restrições composicionais fornecem poucas informações sobre as condições de metamorfismo, as rochas que compõem a Nappe de Passos podem ser divididas em três grupos principais: rochas metapelíticas (xistos e quartzitos), rochas metabásicas e gnaisses. A descrição das associações minerais referentes ao metamorfismo principal será feita individualmente, para cada conjunto.

Conforme observado no presente trabalho e apresentado na literatura por outros autores (Simões, 1995; Zanardo, 1992), as descrições de campo e os estudos petrográficos sugerem que as isógradas metamórficas são paralelas ou subparalelas

aos contatos das unidades litoestratigráficas. Por isso, a descrição do metamorfismo será realizada individualmente, para cada nível litoestratigráfico mapeado.

5.1.1. Metamorfismo dos Metapelitos

As unidades A, B e C são caracterizadas pelas paragêneses muscovita+clorita+quartzo e biotita+muscovita+clorita+quartzo (tabela 5.1), que indicam condições metamórficas de fácies xisto verde, variando da zona da biotita à zona da granada (Winkler, 1976; Yardley, 1990). Duas ocorrências de granada na Unidade C foram descritas, uma durante o Projeto Serra do Chapadão, e outra durante o Projeto Serra da Fábrica. Todavia, o estudo das lâminas delgadas, referentes aos pontos onde as ocorrências foram descritas, mostrou que as rochas encontravam-se bastante alteradas. Portanto, não foi possível determinar se o mineral presente nas lâminas era realmente granada. Cabe ressaltar ainda que não foi possível localizar as amostras referentes às lâminas em questão. Durante os trabalhos de campo visitou-se um dos pontos onde a ocorrência de granada havia sido descrita, não sendo observada a ocorrência do mineral. Existem pelo menos três possibilidades para explicar o fato exposto acima:

- A localização dos pontos está incorreta, e a ocorrência de granada não está associada a esta unidade e sim a unidades superiores;
- O mineral alterado, classificado na lâmina como granada corresponde a outro mineral, e
- As ocorrências são realmente de granada. Neste caso corresponderiam a ocorrências restritas e provavelmente relacionadas a rochas com composição química favorável. Por exemplo, granadas ricas em Mn apresentam temperatura de cristalização mais baixa que as demais (200-400°C e 1,5 kbar para granadas muito ricas na molécula espessartita – Deer *et al.*, 1996).

Estudos geotermobarométricos realizados por Simões (1995) em rochas metabásicas da Unidade C, na região de Passos, indicam temperatura de 486°C (geotermômetro anfibólio-plagioclásio, calibrações Spear, 1981; Blundy & Holland, 1990) e pressão em torno de 6 kbar (calculada por extrapolação, a partir dos dados

obtidos para as unidades E a I). Os dados obtidos por Simões (1995) correspondem à zona da granada da fácies xisto verde. Os valores permitem duas interpretações, ou a temperatura indicada pela geotermometria está superestimada, e as rochas estão abaixo da zona da granada (Σ 450°C), ou a temperatura está correta, e a ausência (ou ocorrência) de granada esta relacionada à composição química da rocha.

Por se tratar de um metamorfismo invertido, as rochas das unidades A e B apresentam valores de temperatura e pressão inferiores àquelas determinadas para a Unidade C.

Durante o desenvolvimento do presente trabalho não foi observada a ocorrência de xistos na Unidade D, constituída principalmente por gnaisses. Simões (1995) destaca que a participação de xistos nesta unidade é pequena, sendo caracterizada pela associação mineral biotita+muscovita+quartzo e muscovita+quartzo.

As associações minerais presentes nos xistos da Unidade E (tabela 5.1) são caracterizadas pela ocorrência freqüente de granada (granada + muscovita + quartzo, granada + biotita + muscovita + quartzo) e pela ocorrência mais restrita de cianita (cianita+granada+/-biotita+muscovita+quartzo). Em algumas lâminas foi observada a presença de feldspato potássico e plagioclásio associadas a esta unidade. Foram observadas também inclusões de estaurolita em porfiroblastos de granada de muscovita xistos desta unidade, porém a ocorrência de estaurolita é muito rara, impossibilitando a utilização deste mineral para delimitar uma zona metamórfica. Cabe ressaltar que em algumas lâminas de xisto desta unidade foram observados agregados de muscovita/sericita que poderiam representar pseudomorfos de estaurolita. Desta forma, a ocorrência deste mineral não seria tão rara como parece. Todavia, em nenhum destes agregados foi possível identificar se o mineral retrometamorfizado era realmente estaurolita. A forma de ocorrência da granada ao longo dos afloramentos visitados é bastante variada, tanto em tamanho quanto em quantidade. Em alguns afloramentos a granada é bastante abundante, chegando a 2 cm de diâmetro. Todavia, em outros afloramentos este mineral é ausente, principalmente nas rochas mais quartzosas. Ocasionalmente, ocorrem associados aos xistos e gnaisses da Unidade E, veios quartzo-feldspáticos, com espessura milimétrica e comprimento variando de centimétrico a decimétrico,

apresentando-se geralmente paralelo a foliação principal. A partir desta unidade é comum a presença deste tipo de veios, que tendem aumentar de dimensão e quantidade em direção ao topo da estratigrafia. Simões (1995) descreve que os veios presentes na Unidade E apresentam, além de quartzo e feldspato, grãos centimétricos (1 a 4 cm) de muscovita e turmalina. O autor interpreta estes veios como segregações pegmatíticas de origem metamórfica.

Tabela 5.1: Associações minerais diagnósticas do auge do metamorfismo principal (MP) para cada unidade litoestratigráfica do Domínio Interno, presente na área de estudo. Bi – biotita, Cl – clorita, Ci – cianita, Cpx – clinopiroxênio, Ep – epidoto, FK – feldspato potássico, Gr – granada, Hb – hornblenda, Mu – muscovita, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo.

	Xistos	Gnaisses	Metabásicas
H	Ci+Gr+Bi+FK+Qz	±Ci+Gr±Bi±Mu+FK±Pl+Qz Cpx±Hb+Gr±Bi±Mu+FK±Pl+Qz	±Cpx+Gr+Hb+Pl+Qz
G	±Ci+Gr±Bi+Mu±FK±Pl+Qz	±Ci+Gr+Bi+Mu±FK±Pl+Qz	±Cpx+Gr+Hb+Pl+Qz
F		Gr+Bi+Pl+FK±Hb+Qz	±Gr+Hb+Pl+Qz
E	±Ci+Gr±Bi+Mu±FK+Qz	±Gr+Bi+Mu+Pl+FK+Qz	*Gr+Cpx **Cpx+Hb+Ep+Pl+FK+Qz ±Gr+Hb+Pl+Qz
D		Mu±Bi+Pl+FK+Qz	Hb±Bi+Pl+Qz
A+B+C	±Cl±Bi+Mu+Qz	Mu+Bi+FK+Pl+Qz	Hb+Cl+EP+Qz

* Retroeclogitos

** Calciossilicatadas

As paragêneses que caracterizam a Unidade G são idênticas àquelas da Unidade E (tabela 5.1). Apesar da ocorrência de cianita nesta unidade ser mais constante que na Unidade E, a distribuição deste mineral, bem como da granada, varia bastante, podendo ocorrer afloramentos abundantes nestes minerais, e afloramentos onde estes minerais são restritos ou até mesmo ausentes (foto 5.1). Vale destacar que durante os trabalhos de campo foi identificada na Unidade G, próximo ao contato com a Unidade F, a ocorrência de uma camada de cianita-granada-muscovita xistos, com porfiroblastos de granada exageradamente grandes que chegavam a mais de 6 cm de diâmetro (foto 5.1b). Cristais de granada desta dimensão foram observados apenas nesta unidade. Os veios quartzo-quarzo-feldspáticos são maiores e mais freqüentes que na Unidade E. Simões (1995) descreve que o maior pegmatito observado na Nappe de Passos (12 metros de largura e 100 de comprimento) está associado a esta unidade. Os veios quartzo-feldspáticos que a partir da Unidade E passam a ocorrer nas rochas da área de estudo, podem ser divididos em dois grupos:

1. Pegmatíticos, caracterizados pela granulação mais grossa (em relação à rocha hospedeira). Podem estar associados aos processos iniciais de

fusão (anatexia), ou à segregações metamórficas ocorridas abaixo das condições de anatexia, associadas a processos de dissolução e precipitação, através de fluidos metamórficos, e

2. Anatéticos, caracterizados pela granulação média (2-5mm). Neste caso são interpretados como produto de anatexia *in situ*. Os gnaisses presentes nas unidades E, F, G e H apresentam-se, na maioria das vezes, bandados, onde as bandas mais claras são representadas basicamente por quartzo e feldspato. Estas bandas podem representar um bandamento composicional reliquiar destas rochas. Porém, pelo menos parte destas bandas podem estar relacionadas aos processos de fusão parcial, sendo interpretados como produto de anatexia *in situ*.

Nos pontos MG-15 e MG-17 foram descritos granada-cianita-xistos muito ricos em granada e cianita, intercalados nos gnaisses da Unidade H. Nesta rocha, os cristais de cianita chegam a 3 cm de comprimento. Apesar da granulação mais grossa e da maior abundância de cianita e granada, as paragêneses metamórficas presentes nestas rochas são idênticas às da Unidade G (tabela 5.1).



Foto 5.1: variação do tamanho dos cristais de granada em um mesmo afloramento. Granada-muscovita xisto da Unidade H. Ponto MG-65

5.1.2. Metamorfismo dos Gnaisses

Apesar de algumas ocorrências de muscovita-biotita gnaisses associadas à Unidade C serem descritas ao sul de Termópolis (por ex: SC4-47, SC4-34B), a primeira ocorrência significativa de gnaissé é marcada pela Unidade D, que é composta essencialmente por estas rochas. A associação mineral característica desta unidade é muscovita+biotita+microclínio+plagioclásio+quartzo (tabela 5.1). Uma feição marcante, observada em lâmina, é a forte saussuritização dos plagioclásios dos gnaisses da Unidade D. Muscovita e biotita estão presentes e geralmente ocorrem associadas, apresentando relações texturais que sugerem o equilíbrio entre os minerais (foto 5.2). Outra feição em destaque nestes gnaisses é o aspecto milonítico da foliação S2, que pode apresentar-se mais ou menos pronunciado. Em locais onde o caráter milonítico da foliação é mais definido, ocorrem pequenos cristais de muscovita, recristalizados, na borda dos cristais já existentes. Estes cristais também definem a foliação S2. Tanto em lâminas quanto em campo, não foi encontrada granada associada a esta unidade. Simões (1995) descreve a noroeste da Cidade de Cássia a ocorrência de camadas de granada-biotita-muscovita gnaissé associadas ao topo da Unidade D. Segundo o autor esta seria a primeira ocorrência significativa de granada nas rochas da Nappe de Passos. Duas hipóteses podem ser levantadas para explicar a situação apresentada acima. Ou a Unidade D não alcançou as condições metamórficas necessárias para a formação de granada, ou a composição química desta unidade é desfavorável para a formação deste mineral, o que parece ser coerente, tanto pelos dados de geotermometria (Σ 560°C para rochas metabásicas) apresentado por Simões (1995) quanto pelo fato da ocorrência de granada ser constante na Unidade E, até mesmo nos primeiros estratos.

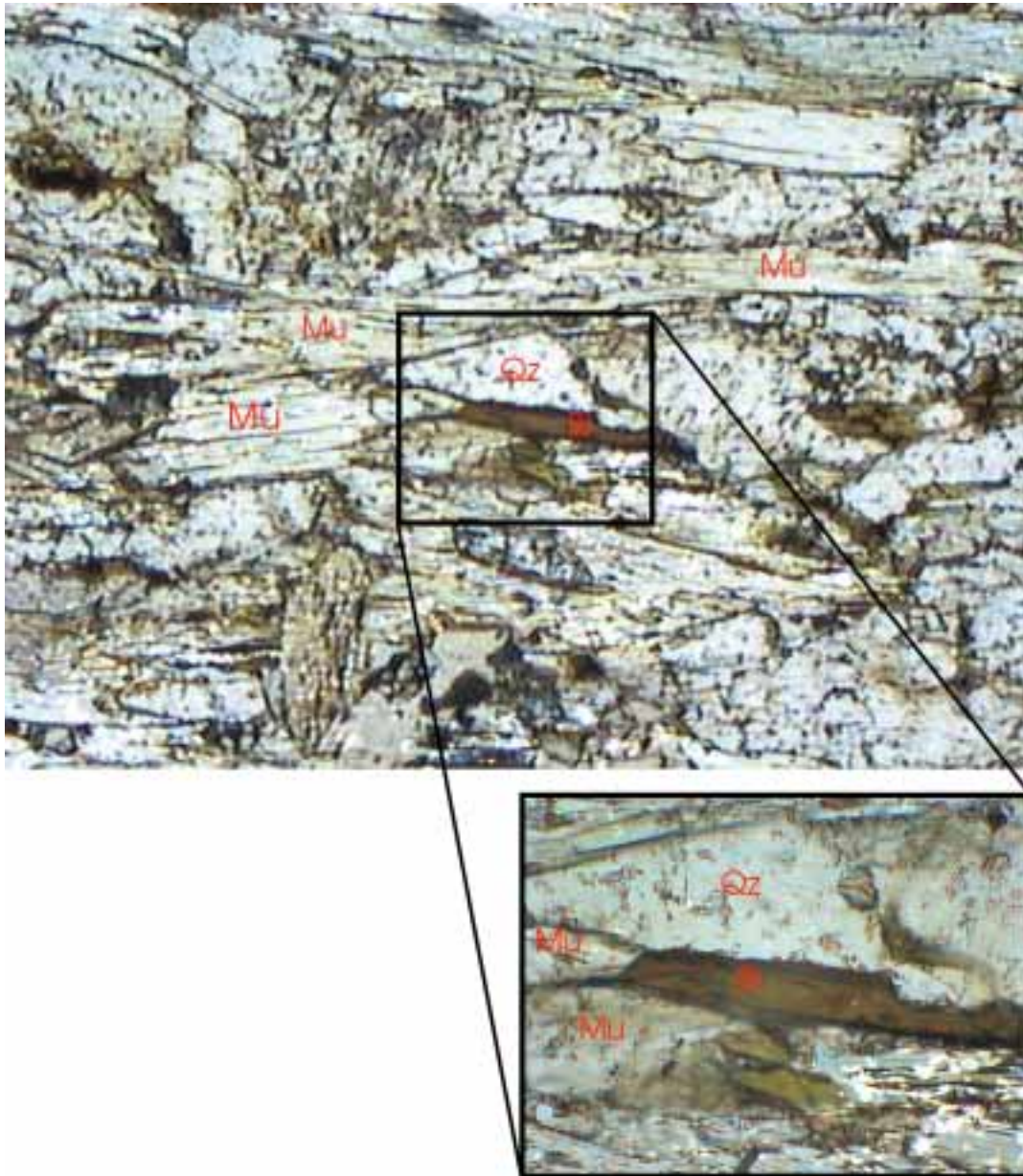


Foto 5.2: Relação textural de equilíbrio entre muscovita e biotita em gnaíse de Unidade D. Lâmina MG-143. Base da foto maior equivale a 2mm. Mu = Muscovita, Bi = Biotita, Qz = quartzo.

Os gnaisses da Unidade F são caracterizados pela associação mineral granada+biotita+k-feldspato+plagioclásio+quartzo (tabela 5.1). Em algumas lâminas também foi observada a presença de hornblenda associada a paragênese descrita anteriormente. Uma característica marcante desta unidade é a ausência de muscovita, associada ao auge do metamorfismo principal. Uma hipótese para explicar a ausência de muscovita é o consumo deste mineral durante processos de fusão parcial, dando origem ao feldspato potássico. Veios de composição quartzo feldspática são freqüentes na Unidade F. Como já foi destacado anteriormente

(seção 5.1.1) é possível que as bandas quartzo-feldspáticas presentes nos gnaisses das unidades E, F, G e H, ou pelo menos parte delas, estejam associadas a processos de fusão parcial, representando produtos de anatexia *in situ*. Neste sentido, estes veios definem o caráter migmatítico destas rochas e podem ser interpretados como o leucossoma. Segundo a classificação de Mehnert (1971) os migmatitos, que ocorrem principalmente nas unidades F e H, apresentam preferencialmente estrutura estromática, podendo ocorrer estrutura do tipo *schlieren* e mais raramente nebulítica. Segundo Simões (1995), estas características indicam que os migmatitos foram formados a partir camadas de composição química favorável, essencialmente sem mobilização do material neoformado. Exemplos dos veios e das bandas quartzo-feldspáticos presentes nas rochas gnáissicas das unidades F e H podem ser observados nas fotos 5.3, 5.4 e 5.5.



Foto 5.3: Veios quartzo-feldspáticos em gnaisse da Unidade F. É possível observar também a presença de bandas quartzo-feldspáticas que determinar o caráter migmatítico destas rochas. Granada-biotita gnaisse. Ponto MG-53.



Foto 5.4: Caráter migmatítico das rochas da Unidade F, caracterizado pela presença de bandas quartzo-feldspáticas, interpretadas como produto de anatexia *in situ*. As dobras observadas na foto correspondem a fase D2. Granada-biotita gnaiss da Unidade F. Ponto MG-186.



Foto 5.5: Veio quartzo-feldspático presente em biotita gnaiss da Unidade H. Ponto MG-74.

Diferentemente da Unidade D, os gnaisses da Unidade F apresentam cristais de plagioclásio livres de inclusões (saussuritização). O feldspato potássico ocorre tanto como porfiroblastos quanto dispersos na matriz, apresentando freqüentemente estruturas do tipo pertita e mirmequita. Este mineral, de maneira oposta àqueles presentes na Unidade D, não substitui os cristais de plagioclásio, evidenciando que foram formados durante o metamorfismo principal. Tal fato sugere que a geração de feldspato potássico, associado ao metamorfismo principal, só ocorreu acima da Unidade D.

Os gnaisses da Unidade H são caracterizados pela associação granada+biotita+k-feldspato+plagioclásio+quartzo, sendo complementada, muitas vezes, pela cianita (tabela 5.1). Algumas vezes estão presentes cristais de hornblenda compondo a associação principal. A presença de veios anatéticos é comum (foto 5.5). A composição destes veios é granítica, com o feldspato potássico notadamente mais abundante nos veios (leucossoma) que na rocha encaixante. Quando presente, a muscovita ocorre como alteração da biotita ou da cianita ou então associada aos leucossomas.

5.1.3. Metamorfismo das Rochas Metabásicas

A ocorrência de rochas metabásicas é observada desde a Unidade C até o topo da seqüência. Nas unidades C e D a ocorrência deste tipo de rocha não é freqüente. Já nas unidades E a H são observadas com maior freqüência.

As ocorrências de rochas metabásicas na Unidade C são representadas por xistos verdes e por vezes anfibolitos. São caracterizadas pela associação mineral clorita+anfíbólio (actinolita a magnésio hornblenda) + epidoto + plagioclásio + quartzo. Simões (1995) identificou a presença de alguns cristais de hornblenda com núcleo de actinolita, o que evidencia um aumento de temperatura durante a cristalização destes anfibólios.

Na Unidade D as ocorrências de rochas metabásicas são caracterizadas pela associação hornblenda+plagioclásio+epidoto+quartzo. Na lâmina MG-5 foram observados, além dos minerais citados anteriormente, cristais de biotita. Todavia, estes cristais são formados a partir do retrometamorfismo dos cristais de hornblenda.

A partir da Unidade E, o metamorfismo principal das rochas metabásicas passa a ser caracterizado pela associação hornblenda + plagioclásio + quartzo +

rutilo/ilmenita, a qual pode estar acrescida de granada e clinopiroxênio. Todavia, a ocorrência de clinopiroxênio em rochas metabásicas foi observada apenas a partir dos estratos superiores da Unidade E (próximo ao contato com a Unidade F). Cabe ressaltar que as ocorrências de clinopiroxênio descritas para a Unidade E estão associadas a rochas interpretadas neste trabalho como retroeclogitos. Nestas rochas, como será apresentado na seção 5.1.5, ocorrem dois tipos de clinopiroxênio, um reliquiar, que provavelmente, em conjunto com a granada, representa o auge metamórfico (pelo menos o auge de pressão) atingido por estas rochas, denominado neste trabalho de cpx1, e outro formado através de uma reação de reequilíbrio envolvendo a paragênese anterior (granada+cpx1), denominado aqui de cpx2.

Durante os trabalhos de campo foram localizadas algumas ocorrências de granada anfíbolito, que possuem texturas típicas de retroeclogitos. Dentre estas, os pontos MG-25, 26 e 52, ocorrem no topo da Unidade E, próximo ao contato com a Unidade F, os pontos MG- 53, 80, 81, 96 ocorrem dentro da Unidade F e o ponto MG-57 ocorre na zona de contato entre as unidades F e G. Estas ocorrências estão cartograficamente representadas no Mapa Geológico (anexo 4) e serão mais bem discutidas adiante.

5.1.4. Efeitos Retrometamórficos Sin-D2

Como já foi descrito anteriormente, a análise da relação deformação x metamorfismo indica que o auge do MP ocorreu pré a cedo-D2. Durante o processo de transporte da nappe para porções mais rasas da crosta (fase D2), ocorreu uma diminuição das condições de temperatura e pressão.

Em algumas das lâminas estudadas foi possível observar a presença de minerais retrometamórficos deformados pela fase D2. Estes minerais foram interpretados como produtos retrometamórficos sin-D2. O principal exemplo é a formação de muscovita a partir de cristais de cianita. Neste caso, a muscovita ocorre envolvendo os cristais de cianita e ambos estão deformados pela fase D2, mostrando que os cristais de muscovita são sin ou tardi-D2 (foto 5.6). A formação de cristais de muscovita paralelamente à foliação principal, a partir de biotita, observada em gnaisses e xistos, também foi interpretada como uma reação retrometamórfica sin-D2 e, assim como foi descrito no exemplo anterior, neste caso, a muscovita

também é deformada pela fase D2. Em algumas lâminas é possível observar ainda que a formação de muscovita a partir de biotita concentra-se em bandas paralelas a foliação S2.

Nas lâminas de anfibolitos, das unidades E, F, G e H, é freqüente a ocorrência de cristais de epidoto orientados paralelamente à foliação S2. É possível que muitos anfibolitos possuam epidotos formados durante o metamorfismo principal. Todavia, acredita-se que em alguns anfibolitos estes cristais estejam associados a reações retrometamórficas sin-D2, envolvendo o anfibólio e o plagioclásio. Outra característica comum nestas rochas é a presença, em uma mesma lâmina, de dois tipos de anfibólio, um com pleocroísmo mais claro e outro mais com pleocroísmo escuro, ambos orientados paralelamente a S2. Nas lâminas onde ocorrem estes dois tipos de anfibólio é possível observar que o anfibólio mais claro tende a se formar a partir do anfibólio com pleocroísmo mais escuro. Acredita-se que o anfibólio com pleocroísmo mais claro também esteja associado ao retrometamorfismo sin-D2. Outra reação presente nas rochas metabásicas, que pode estar relacionada ao retrometamorfismo sin-D2, é a passagem de clinopiroxênio para anfibólio. Todavia, em nenhuma lâmina onde esta reação ocorre foi possível identificar a relação temporal destes minerais com a fase D2.

A formação de ilmenita a partir de rutilo, nas rochas metabásicas, pode estar associada a este evento, porém devido à ausência de texturas que comprovem a relação temporal desta reação, a possibilidade dela ser pós-D2 não pode ser descartada.

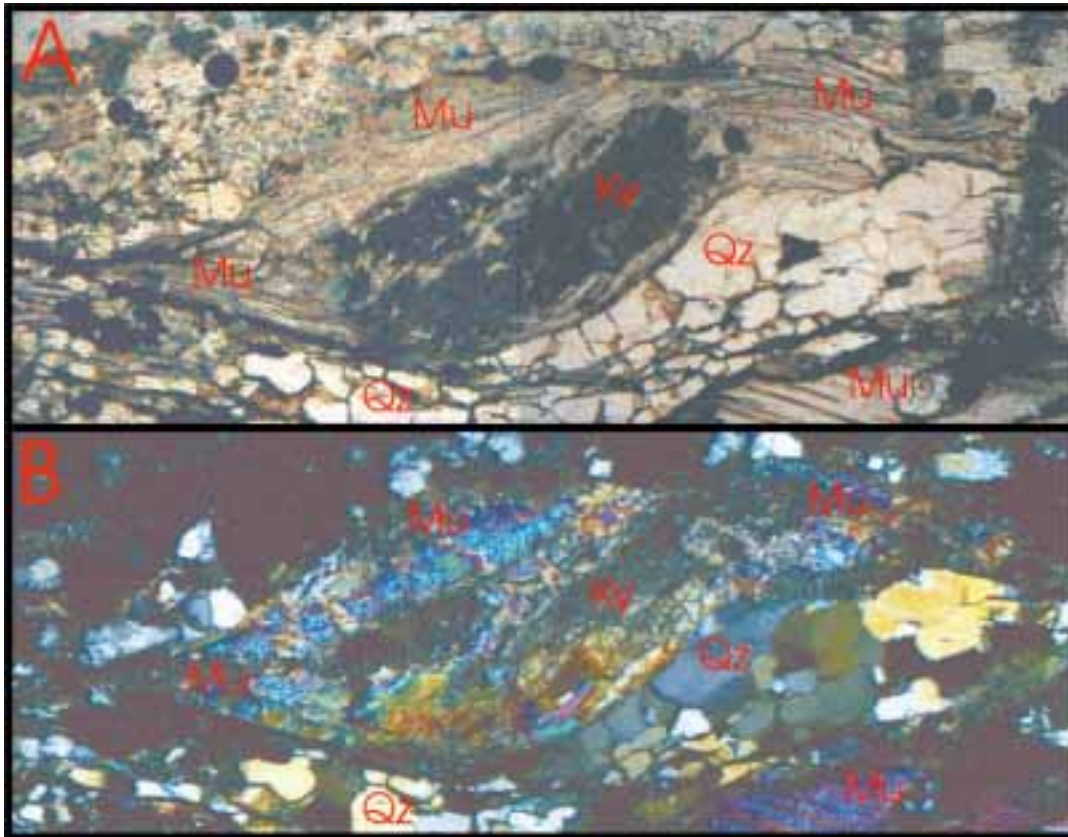


Foto 5.6: Cristal de cianita parcialmente alterado para muscovita. A) Nicóis paralelos. B) Nicóis cruzados. Observar que os cristais de muscovita, formados a partir da cianita, estão deformados ao longo da foliação S2, que neste caso é paralela a base da foto. Todo conjunto (cianita+muscovita) define um sigmóide que aponta transporte tectônico para E. Estas feições indicam que o processo retrometamórfico foi, no mínimo, contemporâneo a D2. Cianita-granada-muscovita xisto. Ponto MG-154. Unidade G.

5.1.5. Ocorrências de Retroeclogitos

A ocorrência de retroeclogitos próximo à cidade de São Sebastião do Paraíso foi descrita inicialmente por Hoppe *et al.* (1985). Outras ocorrências também foram descritas no projeto de mapeamento Serra da Fábrica (SF), realizado em 1993.

Durante os trabalhos de campo buscou-se não só localizar as ocorrências de retroeclogitos descritas, mas também identificar novas ocorrências. Ao todo foram localizadas nove ocorrências deste tipo de rocha (pontos MG- 25, 26, 52, 53, 55, 57, 80, 81 e 96). Todavia, apesar do número relativamente elevado, os pontos distribuem-se numa área restrita, estando associados à Unidade F, ou na zona de contato entre esta unidade e a Unidade E. Apenas um dos pontos (MG-57) ocorre na zona de contato das unidades F e G. A ocorrência descrita por Hoppe *et al.* (1985)

não pôde ser localizada durante os trabalhos de campos. Tal fato se deve à imprecisão da localização apresentada no referido trabalho. Com certeza, nenhuma das ocorrências descritas no presente trabalho corresponde àquela descrita por Hoppe *et al.* (1985), pois todas se situam muito distante da localização apresentada pelos autores.

Em afloramento, estas rochas apresentam-se como granada anfibolitos de coloração esverdeada, foliados, podendo ocorrer porções bandadas (bandas submilimétricas de concentração de quartzo e plagioclásio paralelas à bandas centimétricas de concentração de anfibólio). Porfiroblastos de granada estão sempre presentes, com dimensão e concentração variadas. Os maiores cristais de granada chegam a 1 cm de diâmetro. Mesmo em amostra de mão (com o auxílio da lupa), é possível reconhecer a presença de zonas de material esverdeado (hornblenda e plagioclásio) em torno dos porfiroblastos de granada, que correspondem à textura em corona identificada em lâmina delgada.

Estas rochas afloram tanto em blocos dispersos, quanto em cristas ressaltadas na topografia (fotos 5.7 e 5.8). Em geral é possível obter boas amostras desta rocha. Petrograficamente são caracterizadas pela ocorrência de granada, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e quartzo. Como acessórios ocorrem rutilo e ilmenita. Em algumas lâminas ocorre ainda epidoto. Estão presentes duas gerações de piroxênios, o clinopiroxênio original, da associação eclogítica (cpx1) e o clinopiroxênio presente nos simplectitos (cpx2), gerados a partir de reações retrogradadas que atuaram sobre a paragênese primária.

As principais texturas observadas em lâmina são:

- **texturas simplectíticas:** marcadas pelo intercrescimento de plagioclásio e clinopiroxênio (cpx2), desenvolvido a partir do clinopiroxênio original (cpx1), foto 5.9. Esta textura marca a liberação do Na presente no cpx1, onfácítico, decorrente da diminuição da pressão;
- **textura em corona:** representadas por coronas de plagioclásio e de hornblenda, desenvolvidas ao redor dos cristais de granada (foto 5.10 e 5.11). Nesta textura, a hornblenda e o plagioclásio são gerados a partir da reação, decorrente da diminuição das condições de pressão, entre a granada e o Cpx1.

O cpx1 ocorre como grãos relictos de coloração verde clara. Apresentam-se corroídos e freqüentemente, tanto na borda quanto no interior dos grãos, ocorrem agregados de simplectito (cpx2 + plagioclásio) e cristais de hornblenda (foto 5.10 e 5.11).

Os grãos de granada são na maioria das vezes poiquiloblásticas, apresentando bordas corroídas que se transformam em coronas de plagioclásio e hornblenda. Nas coronas, a borda de reação mais próxima, que faz contato com a granada, é constituída por plagioclásio, enquanto a mais externa, que faz contato com o cpx1, é formada por hornblenda. Desta forma, nestas lâminas, os cristais de granada nunca fazem contato com os cristais de cpx1. Algumas vezes observam-se cristais de granada em contato com cristais de hornblenda. Os cristais de granada estão geralmente fraturados e apresentam inclusões de rutilo, hornblenda e quartzo. O fraturamento não ultrapassa o limite do grão. Em alguns cristais foi observada a presença de fraturas radiais, a partir de inclusões de quartzo (foto 5.11). Chopin (1984) descreveu inclusões de coesita, polimorfo da sílica de pressão ultra-alta, em cristais de granada de piropo quartzitos de Dora-Mara (Alpes Orientais Italianos). O trabalho de Chopin (1984) representou a primeira observação de inclusões de coesita em rochas crustais e, em conjunto com descobertas similares subseqüentes (Chopin, 1987; Reinecke, 1991; Smith, 1984; Yang & Smith, 1989; Wang *et al.*, 1995; Tagiri Bakirov, 1990; Caby, 1994, dentre outros), originou o conceito de metamorfismo de pressão ultra-alta. As inclusões de coesita e pseudomorfos de sílica, descritas por Chopin (1984), são ilustradas na foto 5.12. A reação $\text{coesita} \leftarrow \text{quartzo}$, oriunda da diminuição das condições de pressão, é acompanhada por um aumento de volume que gera, na granada hospedeira, fraturas radiais. Na foto 5.12, é possível observar ainda a formação de corona de quartzo ao redor da coesita. As feições existentes nos cristais de granada dos retroeclogitos estudados no presente trabalho (foto 5.11) diferenciam-se das apresentadas por Chopin (1984) principalmente por:

1. não apresentarem no centro das fraturas coesita reliquiar; e
2. apresentarem um fraturamento amplamente distribuído pelo cristal de granada. No cristal apresentado por Chopin (1984), as fraturas parecem ser mais restritas a zona de ocorrência da coesita (ou polimorfo de SiO_2).

Desta forma, as fraturas radiais descritas no presente trabalho provavelmente não representam inclusões de coesita (ou pseudomorfos de sílica) e devem estar associadas apenas a um acúmulo casual de fraturas ao redor de uma inclusão, tendo em vista que os cristais de granada apresentam-se bastante fraturados (foto 5.11). A presença deste tipo de estrutura foi destacada no presente trabalho não só pelas implicações geodinâmicas que estariam associadas à descoberta de coesita nas rochas do Grupo Araxá, mas também para chamar a atenção para a importância da observação destas estruturas em trabalhos futuros.

O plagioclásio ocorre tanto nas texturas em corona, ao redor das granadas, quanto em texturas simplectíticas, intercrescidos com o cpx 2.

Os cristais de hornblenda ocorrem associados à textura em corona e inclusos nos cristais de cpx1 e granada. Frequentemente é possível observar que a hornblenda forma-se a partir da alteração dos cristais de clinopiroxênio (tanto Cpx1 quanto Cpx2), como pode ser visto nas fotos 5.10 e 5.11.

Cabe ressaltar que as texturas observadas nas diferentes lâminas referentes a esta rocha são muito semelhantes entre si. As fotos 5.9, 5.10 e 5.11 ilustram, de maneira simplificada, as texturas presentes nas lâminas, destacando tanto as coronas quanto os simplectitos.

Estudos baseados no campo da estabilidade da solução sólida onfacita (por exemplo, Holland, 1990) e a aplicação de geotermômetros baseados na troca de Fe e Mg entre granada e piroxênio (por exemplo, Raheim & Green, 1975) estimam condições de $P > 14$ kbar e T entre 500-800°C para as paragêneses eclogíticas. Hoppe *et al.* (1989) calcularam para uma amostra de retroeclogito presente nas rochas do Grupo Araxá, na região de São Sebastião do Paraíso, valores de temperatura entre 600 e 630° para o geotermômetro granada-clinopiroxênio (Raheim & Green, 1974) e de pressões variando entre 13 e 14 kbar para o barômetro que leva em consideração o teor de jadeíta no clinopiroxênio (Gasparik, 1985). Para a amostra de retroeclogito analisada no presente trabalho obteve-se valores de temperatura, para a paragênese granada+cpx1 variando entre 711 e 799°C (geotermômetro granada-clinopiroxênio, calibração Powell, 1985) e de pressão variando entre 12,5 e 13,5 kbar (geobarômetro baseado no teor de jadeíta do clinopiroxênio, calibração de Gasparik, 1985). Uma discussão mais detalhada sobre as condições de pressão e temperatura desta amostra é apresentada no item 5.4.1.



Foto 5.7: afloramento de retroeclogito em forma de crista ressaltada na topografia. Ponto MG-52. Topo da Unidade E, próximo ao contato com a Unidade F. Base da foto corresponde aproximadamente a 7 m.



Foto 5.8: afloramento de retroeclogito em forma de blocos. Ponto MG-57. Base da Unidade G, próximo ao contato com a Unidade F. Base da foto corresponde aproximadamente a 4 m.

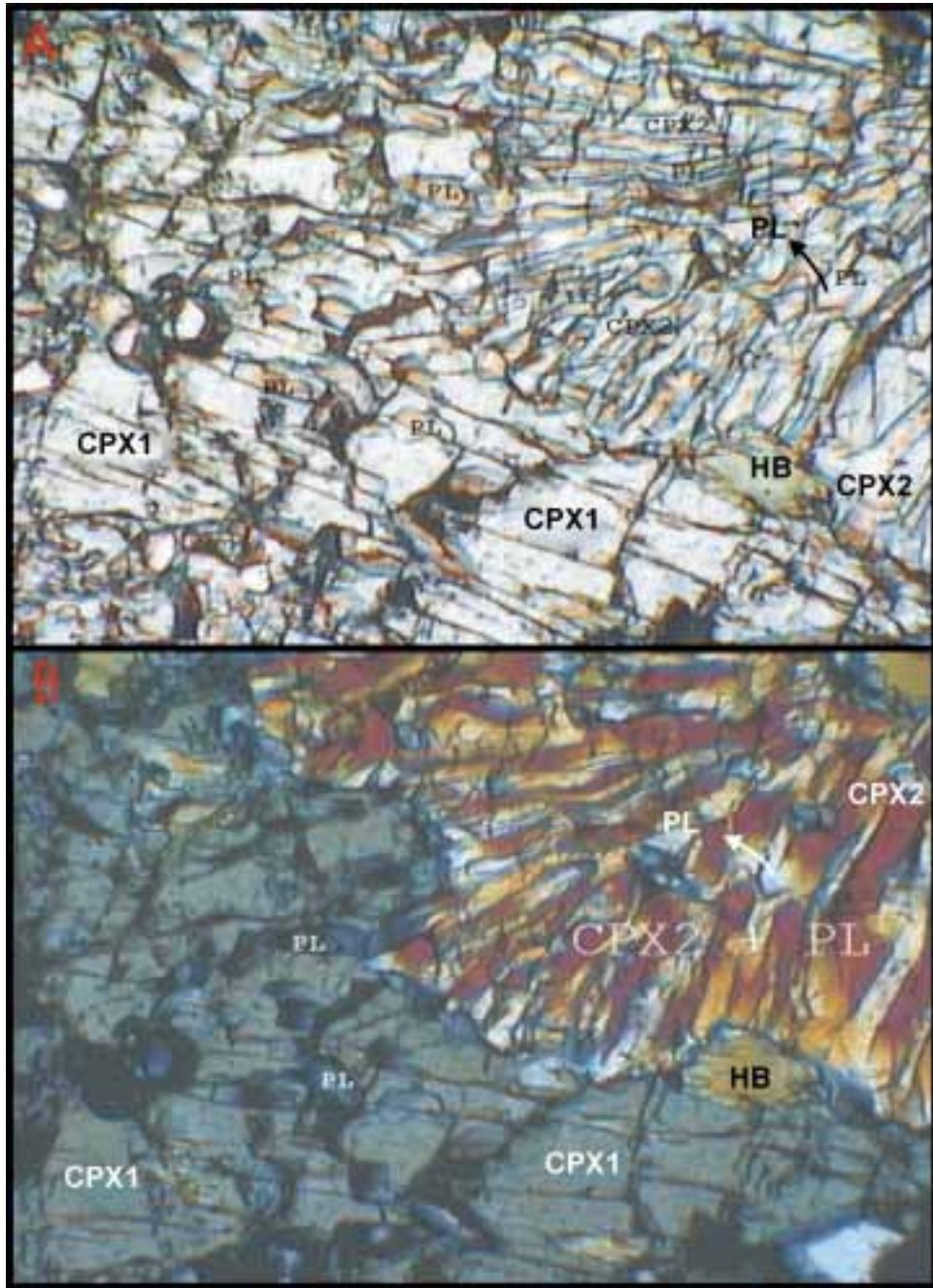


Foto 5.9: textura simplectítica, tipicamente presente nas lâminas de retroeclogito. O simplectito é marcado pelo intercrescimento de Cpx2 e plagioclásio (canto superior esquerdo das fotos). Nesta foto é possível observar que o simplectito forma-se a partir do Cpx1 (porção inferior esquerda da foto). A) nicóis paralelos. B) nicóis cruzados. HB = hornblenda; PL = plagioclásio. Lâmina SF4-1. Topo da Unidade E. Base da foto corresponda a 2 mm.

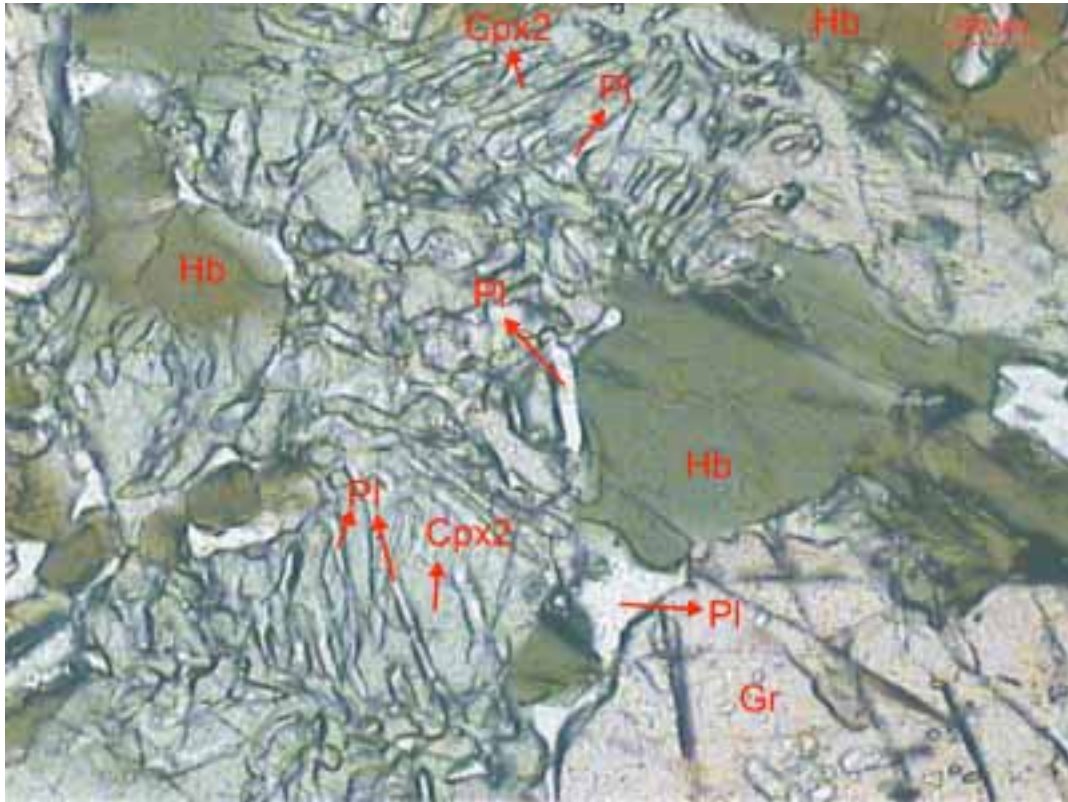


Foto 5.10: Outro exemplo de textura simplectítica (intercrescimento de lamelas ou “vermes” de plagioclásio no Cpx2). Observar que o Cpx2 se altera para hornblenda. É possível visualizar ainda a presença de plagioclásio formando uma fina corona em torno do cristal de granada presente no canto inferior direito da foto. Pl = plagioclásio, Hb = hornblenda, Gr = granada. Lâmina MG-52. Topo da Unidade E, próximo ao contato com a Unidade F.

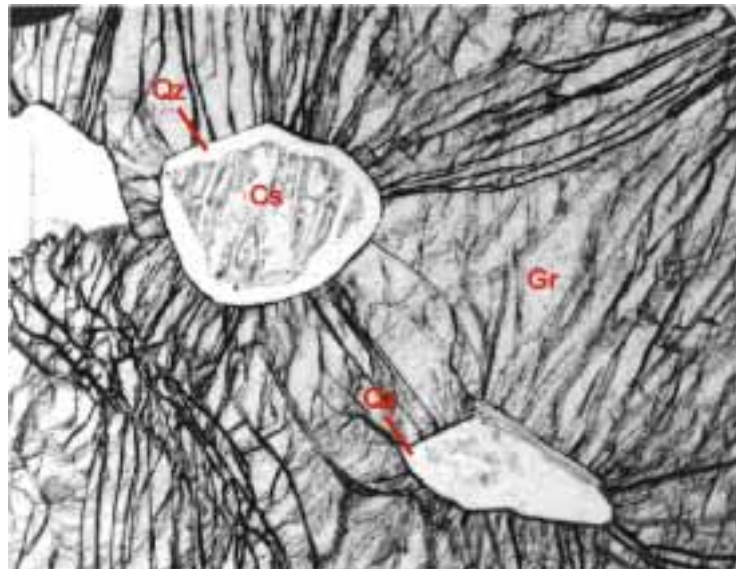


Foto 5.12: Inclusão de coesita descrita por Chopin (1984) em granada de piropo quartzito de Dora Mara (Alpes Orientais Italianos). Observar que os cristais de coesita (centro das fraturas) são bordejados por uma corona de quartzo, gerada durante a diminuição das condições de pressão. O aumento de volume gerado durante a reação coesita \leftarrow quartzo produz fraturas radiais no cristal de granada hospedeiro. Base da foto corresponde a 1.185mm. Extraído de Chopin (1984). Cs = coesita, Qz = quartzo, Gr = granada.

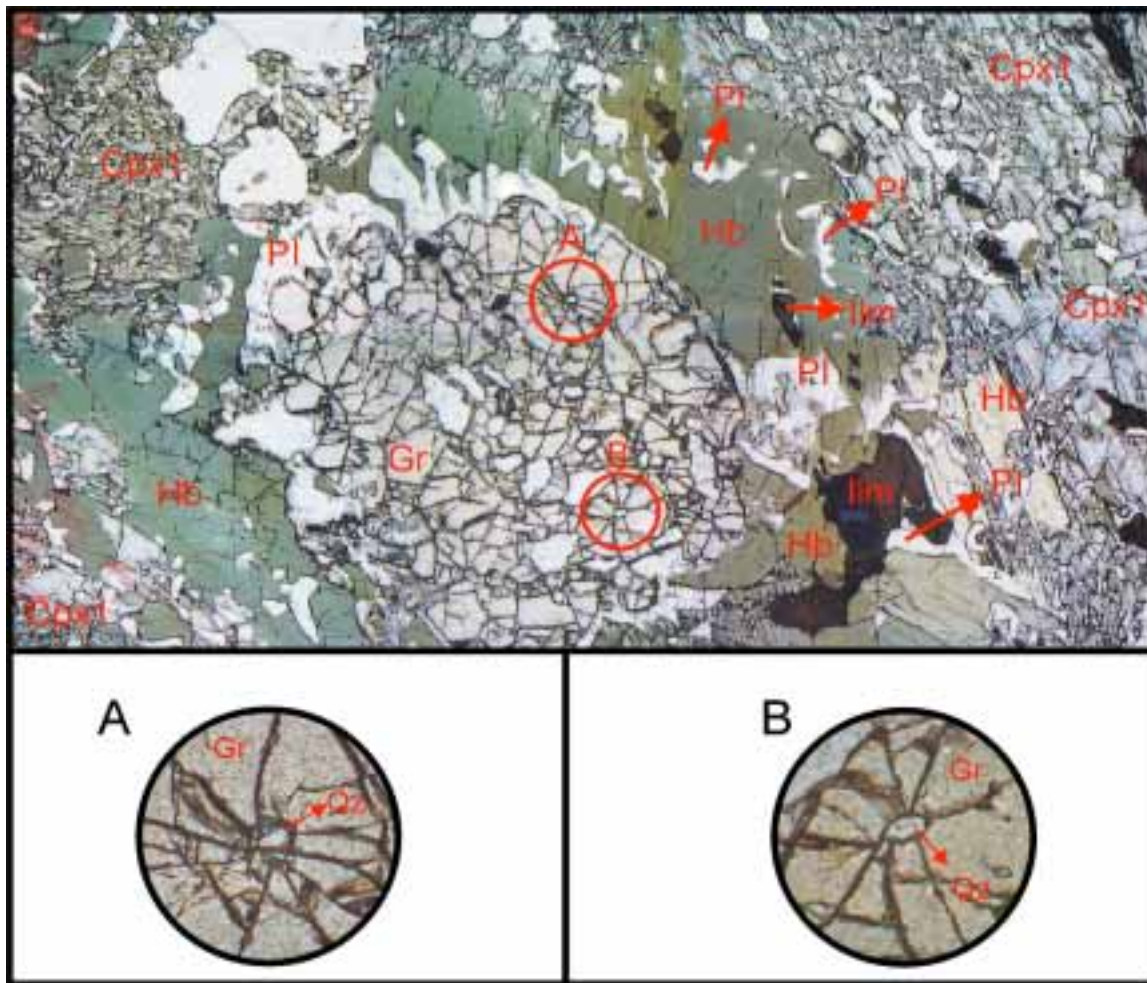


Foto 5.11: Fotomicrografia mostrando a típica textura em corona presente nas lâminas de retroeclogito. Nos detalhes A e B são apresentadas porções do cristal de granada onde estão presentes fraturas radiais, com cristal de quartzo ocupando o centro do feixe de fraturas. Estas inclusões poderiam representar pseudomorfos de coesita (ver discussão no texto). Pl = plagioclásio; Hb = hornblenda; Gr = granada; Ilm = Ilmenita. Base da foto corresponde a 6mm.

5.2. Retrometamorfismo (RM)

Tendo em vista que o principal objetivo do presente trabalho é estudar o metamorfismo invertido, relacionado ao metamorfismo principal, os processos retrometamórficos serão abordados sucintamente.

As principais alterações retrometamórficas presentes nas lâminas analisadas são:

- Granada passando para clorita (foto 5.13);
- Biotita passando para clorita;
- Saussuritização do plagioclásio (foto 5.14);

- Anfibólio alterando para biotita, clorita e epidoto;
- Albitização do feldspato potássico;
- Ilmenita e rutilo passando para titanita (foto 5.15).

As reações retrometamórficas ocorrem de maneira heterogênea ao longo da área afetando, de maneira parcial, as paragêneses do metamorfismo principal. Simões (1995) descreve que o evento RM ocorre caracteristicamente associado às zonas de maior concentração das deformações associadas às fases tardias (D3 e D4). Durante o presente trabalho, a correlação temporal das reações retrometamórficas com as fases de deformação tardias pode ser caracterizada apenas em lâmina. A foto 5.16 exemplifica a correlação das reações retrógradas com as fases pós-D2, mostrando a formação de epidoto ao longo de um plano de fratura que corta a foliação S2, definida pelos cristais de hornblenda e plagioclásio.

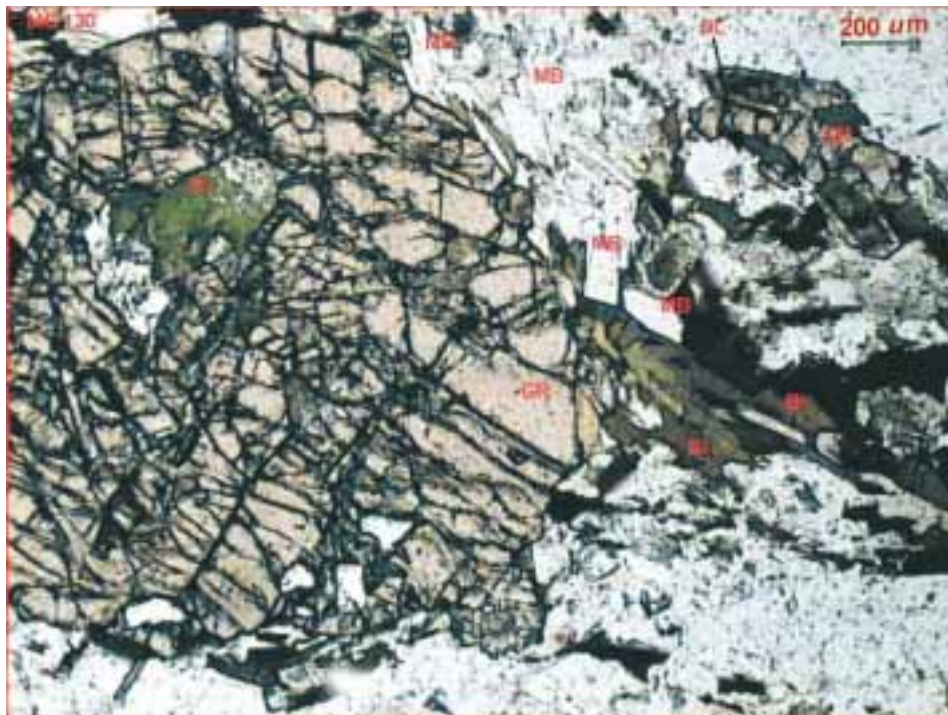


Foto 5.13: Fotomicrografia mostrando a alteração retrometamórfica da granada para clorita (cristal verde na porção superior esquerda da foto). Lâmina MG-130. Granada-biotita gnaiss. Unidade F. Gr = granada, Bi = biotita, CL = clorita, MB = mica branca. Escala na porção superior direita da foto.

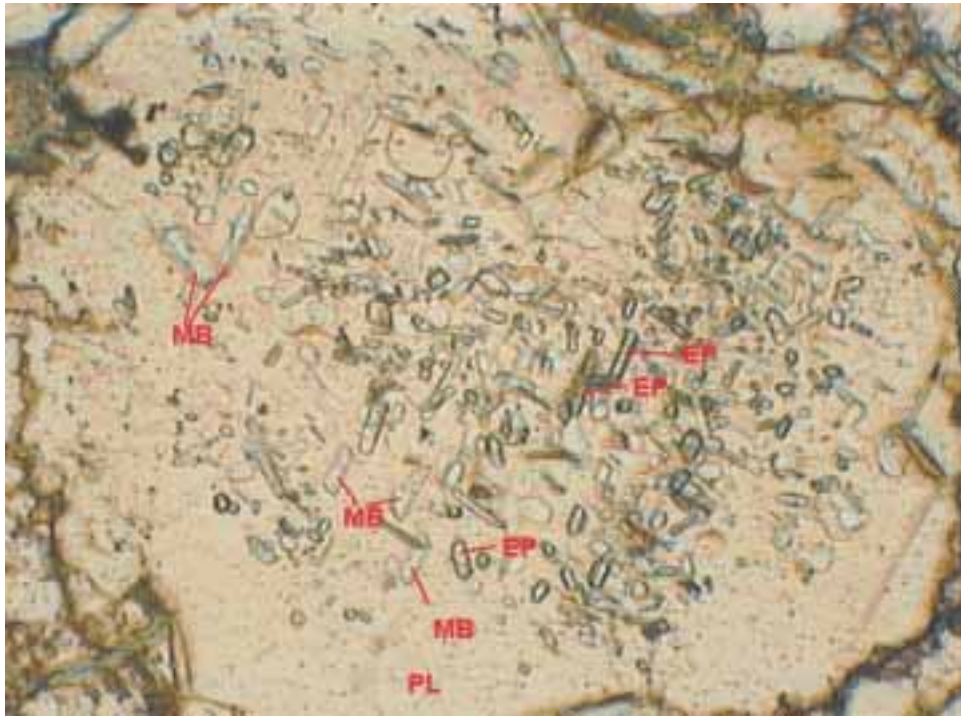


Foto 5.14: Forte saussuritização do plagioclásio, presente na lâmina MG-143. Biotita-muscovita gnaíse. Unidade D. EP = epidoto, MB = mica branca, PL = plagioclásio. Base da foto corresponde a 2 mm.

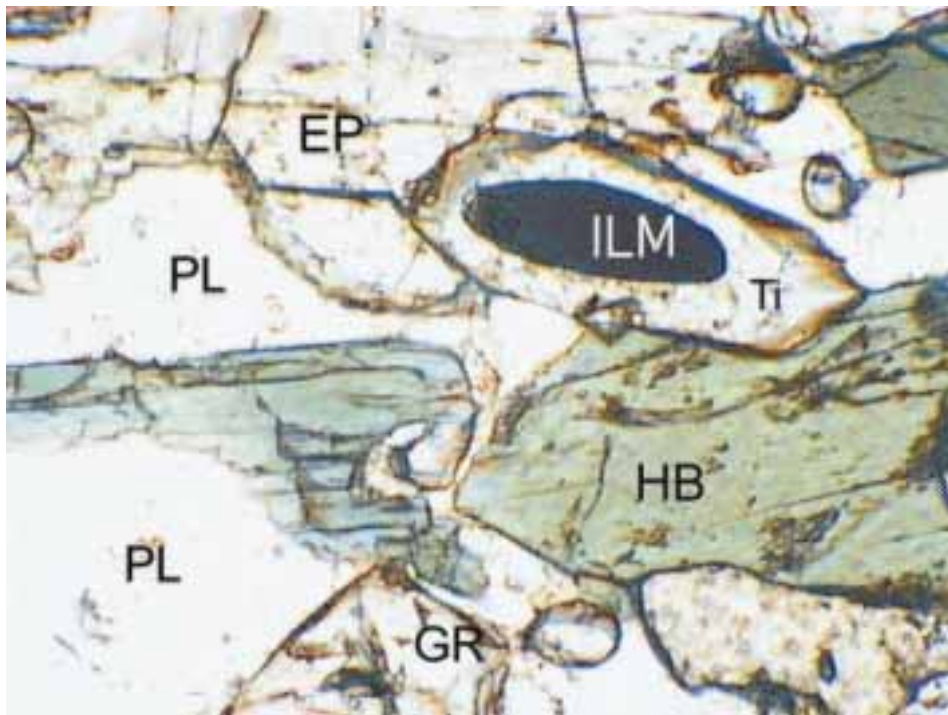


Foto 5.15: Fotomicrografia mostrando a alteração retrometamórfica de ilmenita para titanita. ILM = ilmenita, Ti = titanita, EP = epidoto, PL = plagioclásio, GR = granada. Granada anfibolito. Lâmina SSPRE-48B. Unidade H. Base da foto corresponde a 0,5 mm.

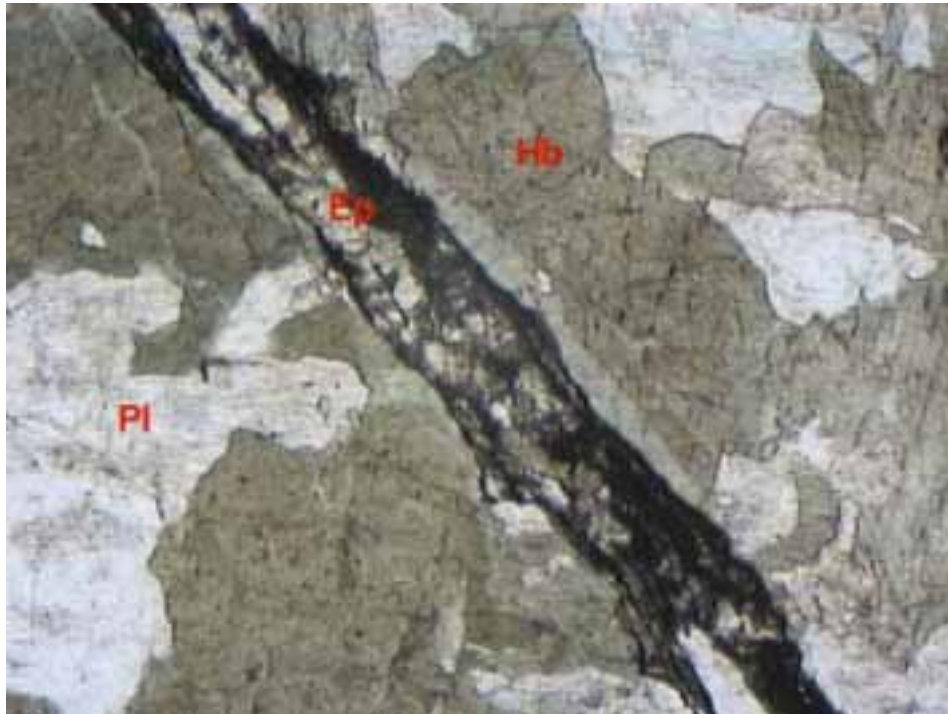


Foto 5.16: Fratura pós-D2 preenchida por finos cristais de epidoto, exemplificando a relação das reações retrometamórficas com as fases tardias. Observar que os cristais de anfibólio tendem a ficar mais claros em direção ao contato com a fratura (que corta a foto diagonalmente). Granada anfibolito. Lâmina MG-52. Unidade E. Base da foto equivale a 2 mm.

Um efeito retrometamórfico marcante é a forte saussuritização do plagioclásio, presente nos gnaisses da Unidade D (foto 5.14). A correlação desta reação retrometamórfica com as fases de deformação descritas no Capítulo 4 é difícil de ser estabelecida tendo em vista que em nenhuma lâmina foi possível observar a relação deformação \times metamorfismo dos cristais retrometamórficos. Reações deste tipo ocorrem também nas demais unidades, porém nunca com a frequência e a intensidade observada na Unidade D.

Mesmo em situações onde os efeitos retrometamórficos atuam com maior intensidade é possível observar as paragêneses relacionadas ao metamorfismo principal parcialmente preservadas. Desta forma, o RM não foi suficientemente intenso para apagar os registros do MP presente nas rochas.

A transformação de granada e biotita para clorita, nas rochas metapelíticas, indica que o RM ocorreu em fácies xisto verde inferior, zona da clorita. Todavia, não se dispõe de dados que possam levar a uma estimativa dos valores de pressão em que o RM ocorreu.

Com base na correlação das reações retrometamórficas com as fases de deformação pós-D2 e nas condições de T (fácies xisto verde, zona da clorita) que elas ocorrem, observadas por Simões (1995) e confirmadas no presente trabalho, pode-se concluir que o evento RM representa o estágio final de evolução tectono-metamórfica da Nappe de Passos.

5.3. Química Mineral

Um dos principais objetivos de um estudo metamórfico é a determinação das condições de Pressão (P) e Temperatura (T) a que uma rocha foi submetida. Os valores das variáveis P e T podem ser estimados através da dependência que as mesmas apresentam em relação à constante de equilíbrio (K) de uma reação entre membros finais dos minerais formadores da rocha. Ao conjunto de técnicas utilizadas na determinação dos valores de P e T dá-se o nome de Geotermobarometria. O valor da constante de equilíbrio (K) pode ser determinado através da composição dos minerais presentes na rocha, desde que para isto, sejam aplicados modelos apropriados de atividade. Se a constante de equilíbrio K pode ser estimada, então é possível estabelecer uma linha no diagrama $P \times T$ e, a partir do cruzamento de linhas referentes a diferentes equilíbrios, é possível determinar pontos no diagrama que representam as condições de metamorfismo destas reações (Spear, 1993).

Portanto a análise de química mineral é de suma importância em estudos metamórficos, pois é através dos dados químicos que as reações são calculadas.

Os estudos geotermobarométricos aqui apresentados foram realizados ao longo de dois perfis, um na porção norte, com direção NE-SW e outro na porção sul da área, com direção NW-SE, ambos com o propósito de cobrir toda a seqüência estratigráfica do Grupo Araxá na área.

Na área ocorrem unidades compostas por xistos/quartzitos, gnaisses e rochas metabásicas. Visando avaliar a variação metamórfica buscou-se compor os perfis com os 3 principais tipos de rocha (xistos, gnaisses e rochas metabásicas), no intuito de monitorar as variações metamórficas dentro de sistemas composicionais relativamente restritos.

Foram analisadas ao todo 14 lâminas, em duas etapas de microsonda. A posição estratigráfica e o tipo de rocha das amostras analisadas são apresentadas na tabela 5.2. A localização das amostras analisadas é apresentada no anexo 1 (Mapa de Pontos).

Tabela 5.2: Perfil, unidade e tipo de rocha das amostras analisadas na microsonda.

LÂMINA	PERFIL	UNIDADE	XISTO	GNAISSE	METABÁSICA
SSPRE-48B	N	H			X
SF3-92B	N	G			X
SSPRE-54	N	F			X
SF4-1	N	E/F			X
SC1-81	N	C			X
SSP4-172	N	H		X	
MG-62	N	F		X	
SF3-41	N	G	X		
MG-120B	S	H		X	
MG-130	S	F		X	
MG-169	S	E		X	
MG-143	S	D		X	
MG-177	S	G	X		
MG-173	S	E	X		

Para cada amostra foram analisados em média três grãos de cada fase mineral de interesse. Em cada cristal foram analisados pontos na borda e no núcleo. No caso das granadas, procurou-se, quando possível, realizar um perfil de borda a borda em pelo menos um grão deste mineral, a fim de verificar a presença de zonação química.

Os membros finais das granadas foram calculados segundo as expressões de Deer *et al.* (1992):

almandina: $Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca)*100$

piropo: $Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca)*100$

espessartita: $Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca)*100$

grossulária: $Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca)*100$

Optou-se, no presente trabalho, por não calcular o Fe^{3+} presente nas granadas. Desta forma, os teores das moléculas andradita e uvarovita não foram determinados.

Os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais utilizados nos cálculos geotermobarométricos foram realizados através do programa *MinPet*, baseado nas especificações de cada geobarômetro / geotermômetro. Os resultados das análises de microsonda são apresentados nas tabelas do anexo 7. As formulas estruturais apresentadas no anexo 7 seguem as especificações da tabela 5.3. Vale a pena ressaltar que as fórmulas estruturais utilizadas nos cálculos geotermobarométricos não seguem necessariamente as especificações da tabela 5.3, e sim as especificações exigidas para cada geotermômetro / geobarômetro.

Tabela 5.3: Parâmetros utilizados para o calculo da fórmula estrutural dos minerais apresentados no anexo 7. FeO - Todo ferro como Fe^{2+} , Fe_2O_3 - Todo ferro como Fe^{3+} . Média* - estimativa dos valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} a partir da média dos métodos de normalização 15NK e 13CNK.

Mineral	Fe	Nº Oxigênios
Muscovita	FeO	22
Biotita	FeO	22
Granada	FeO	24
Anfibólio	Média*	23
Feldspatos	Fe_2O_3	32
Clinopiroxênio	FeO	6
Estaurolita	FeO	48
Epidoto	Fe_2O_3	13
Clorita	FeO	36
Apatita	FeO	12

5.3.1. Química Mineral das Rochas Metabásicas

Foram analisadas cinco lâminas de rocha metabásica, através das quais foi possível representar boa parte da coluna estratigráfica da porção centro norte da área de estudo.

A composição mineralógica observada nas lâminas é apresentada na tabela 5.4.

Tabela 5.4: Resumo da composição mineralógica das rochas metabásicas analisadas na microsonda. Hbl – Hornblenda, Tr/Act – Tremolita / Actinolita, Pl – Plagioclásio, Gr – Granada, Cpx 1 – Clinopiroxênio 1 (quando estiver presente 2 Cpx na mesma lâmina), Cpx 2 – Clinopiroxênio 2, Cl – Clorita, Ep – Epidoto, Qz – Quartzo, Rut – Rutilo, Op – opacos indiscriminados, Tit – Titanita. Tr = traços. Valores expressos em porcentagem.

Lâmina	Unidade	Hbl	Tr/Act	Pl	Gr	Cpx1	Cpx2	Cl	Ep	Qz	Rut	Op	Tit
SC-1-81	C		30	tr				40	25	4		1	
SF-4-1	E/F	10		10	30	30	9			8	2	1	
SSPRE-54	F	75		2					18	5			
SF-3-92B	G	70		3	5	2			12	8	tr	tr	tr
SSPRE-48B	H	40		40	6				3	5	tr	3	3

Das lâminas analisadas a SF4-1 representa uma ocorrência de retroeclogito e coincide com o ponto MG-25 do presente trabalho (ver Mapa Geológico – anexo 4).

5.3.1.1. Plagioclásio

No diagrama de classificação dos feldspatos as amostras analisadas ocupam os campos oligoclásio e andesina, sendo que o campo do oligoclásio é ocupado quase que exclusivamente pela lâmina SF4-1 (figura 5.1). Os teores de albita, anortita e ortoclásio também foram lançados em um diagrama onde o eixo das abscissas corresponde à disposição das lâminas na estratigrafia local e o eixo das ordenadas à média dos valores obtidos pelas análises de microsonda (figura 5.2). Os valores das médias apresentadas no gráfico da figura 5.2 e seus respectivos valores de desvio padrão são apresentados na tabela 5.5.

De uma maneira geral, é possível observar um aumento do teor de anortita em direção ao topo da seqüência. Pode-se notar que os valores mais elevados ocorrem nos feldspatos referentes à lâmina SF-3-92b (unidade G), decaindo um pouco ($\Sigma 9\%$) na lâmina SSPRE-48B. A diminuição do valor de anortita também pode ser observada em plagioclásios associados a texturas simplectíticas (simplectitos de plagioclásio e epidoto) presentes na lâmina SF-3-92b. Cabe ressaltar que a textura

simplectítica apresentada pela lâmina SF-3-92B **não** é semelhante a encontrada na lâmina SF4-1, tendo em vista que na primeira estão associados os minerais plagioclásio e epidoto e na segunda plagioclásio e clinopiroxênio.

A lâmina SF4-1, como já foi dito, representa uma ocorrência de retroeclogito. Desta forma o plagioclásio e o anfibólio presentes nesta lâmina foram formados a partir de reequilíbrios metamórficos, associados a diminuição da pressão, sofridos pela paragênese granada-clinopiroxênio, representantes das condições de mais alta *P*. Para esta lâmina foram analisados dois tipos de plagioclásios, um associado à textura em corona, formado a partir da reação entre a granada e o clinopiroxênio, e outro aos simplectitos, formado a partir da desmisturação do Na presente no clinopiroxênio (ver discussão no item 5.1.5). O teor de anortita dos plagioclásios associados à textura em corona é um pouco superior (< 10%) ao encontrado nos simplectitos. Todavia, ambos são inferiores aos valores obtidos para as demais unidades.

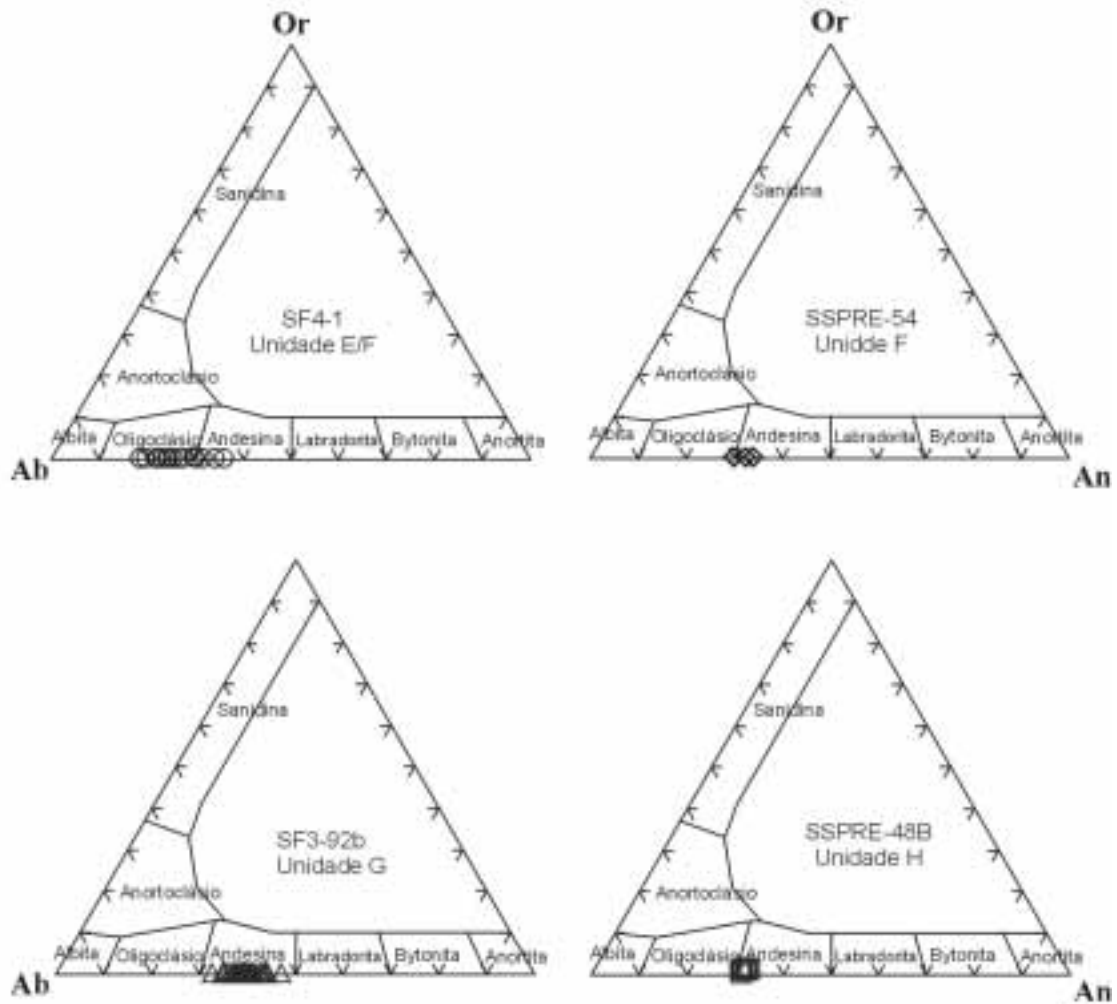


Figura 5.1: Classificação dos feldspatos presentes nas rochas metabásicas analisadas na microsonda. Todas as amostras referem-se ao perfil norte. Número da lâmina e unidade no próprio campo do diagrama.

Tabela 5.5: Valores da média e do desvio padrão (Sd) dos teores de Ab- albíta, An – anortita e Or – ortoclásio utilizados na figura 5.2. Os valores utilizados são aqueles apresentados nas tabelas do anexo 7.

	Unidade	Ab	sd Ab	An	sd An	Or	sd Or
SF4-1	E/F corona	72.76	4.67	26.94	4.65	0.31	0.15
SF4-1	E/F simpl	81.35	0.83	18.30	0.68	0.35	0.48
SSPRE-54	F	68.22	2.92	31.46	3.05	0.32	0.27
SF-3-92B	G	59.12	2.72	40.56	2.71	0.34	0.06
SF-3-92B	G simpl	61.98	0.07	37.73	0.14	0.30	0.07
SSPRE-48B	H	67.41	1.88	31.38	1.90	1.19	0.04

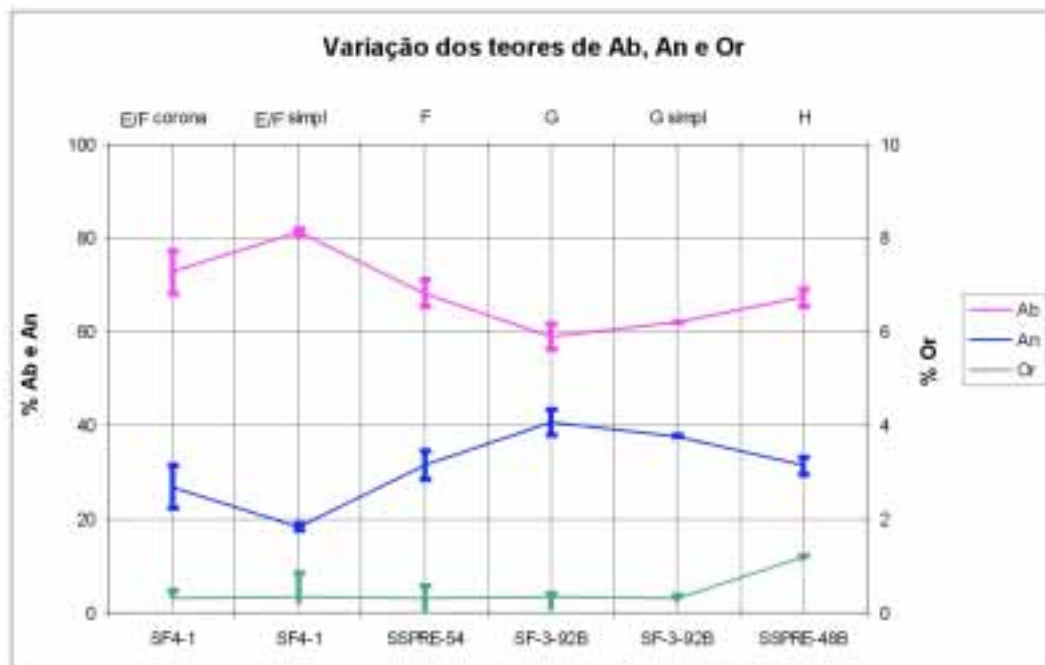


Figura 5.2: Diagrama mostrando a variação da média dos teores de Ab- albíta, An – anortita e Or – ortoclásio das rochas metabásicas ao longo das unidades E/F, F, G e H. A barra vertical representa o desvio padrão da média dos valores. Simpl – texturas simplectíticas.

5.3.1.2. Granada

Nas rochas metabásicas, os cristais de granada analisados apresentam como molécula predominante a almandina, seguidas pelas moléculas grossulária, pirope e espessartita.

Cristais com zonação química podem armazenar a história da evolução metamórfica de uma rocha e conseqüentemente as variações das condições de *P* e *T* que ela foi submetida. Visando caracterizar a presença de zonação química nas granadas presentes nas rochas analisadas, sempre que possível, realizou-se um perfil de borda a borda nos cristais.

Segundo Spear (1993) existem dois tipos principais de zonação, o de crescimento (*Growth Zoning*) e o de difusão (*Diffusion Zoning*). A Zonação de Crescimento ocorre quando a composição química do material fornecido para a borda do cristal varia enquanto a granada cresce. Se a difusão for suficientemente baixa as variações químicas serão fielmente registradas nos cristais. A Zonação de Difusão é gerada a partir da modificação da composição química de um cristal de granada pré-existente, através do processo de difusão de volume. Assim como a Zonação de Crescimento, a Zonação de Difusão é consequência da variação das condições externas, porém, sem que o cristal cresça ou seja consumido. Spear (1993) destaca que as zonações por crescimento e por difusão são dois casos extremos e os cristais zonados formam-se provavelmente influenciados pelos dois processos.

Com base nos estudos apresentados por Spear (1993) e Yardley (1994) é possível dividir os perfis composicionais de granada em dois tipos principais:

- os perfis zonados em forma de “sino”, com núcleo enriquecido em Mn e Ca e a borda em Mg e Fe, e
- os perfis “retos”, onde não são observadas variações químicas internas.

Os perfis em forma de sino são interpretados como crescimento do mineral associado ao aumento da temperatura em graus metamórficos onde a difusão de volume não atua significativamente (abaixo da zona superior da silimanita).

Segundo Yardley (1994) os perfis retos (homogêneos) estão associados à granadas formadas em condições de temperatura elevadas, onde a difusão é efetiva (zona superior da silimanita ou acima), obliterando qualquer zonação pretérita presente no cristal. Todavia, o processo de difusão depende do tamanho do cristal, sendo mais efetivo quando o grão é menor.

Tanto os perfis zonados quanto os retos podem apresentar um acréscimo do teor de Mn, acompanhado pelo decréscimo do teor de Fe, em direção à borda do cristal. Estas variações químicas podem ser interpretadas como uma Zonação Retrogressiva, associada a reequilíbrios retrometamórficos (diminuição da temperatura) entre a granada (borda) e a matriz da rocha.

Visando avaliar as variações químicas nos cristais de granada, realizou-se um perfil de borda aborçada em um cristal da lâmina SF4-1 (Unidade E) e outro na lâmina SSPRE-48B (Unidade H). Estes perfis são apresentados na figura 5.3.

Analisando-se os perfis é possível observar que as duas granadas apresentam variações. Todavia, as principais variações ocorrem na borda dos cristais, associadas principalmente a molécula espessartita. Variações típicas dos perfis tipo “sino” não são observadas nestas granadas, evidenciando que as rochas foram submetidas a condições de temperatura onde a difusão atuou significativamente.

A granada referente à lâmina SSPRE-48B (Unidade H) apresenta teor de espessartita constante no núcleo, com nítido aumento em direção a borda do cristal, que é acompanhado inversamente pelos teores de almandina, piropo e grossulária. Com base no que foi exposto anteriormente, o perfil apresentado por esta granada caracteriza uma zonação retrogressiva, associada à diminuição da temperatura.

A lâmina SF4-1 não apresenta um padrão tão nítido quanto a SSPRE-48B. Todavia, é possível observar, principalmente na porção esquerda do perfil (pontos 1, 2, 3 e 4) aumento do teor de espessartita, seguido de decréscimo nos valores de grossulária. Esta lâmina representa uma ocorrência de retroeclogito. Desta forma, a granada, juntamente com o piroxênio, foi envolvida em reações retrógradas que deram origem a anfibólio e plagioclásio. Assim sendo o decréscimo do teor de grossulária (Ca) pode ser explicado pelo consumo de cálcio associado à reação retrometamórfica que gerou o anfibólio e o plagioclásio. As variações internas podem estar relacionadas ao envolvimento do cristal em forte processo de reequilíbrio metamórfico, ainda em alta temperatura, que originou as paragêneses retrógradas presentes no retroeclogito.

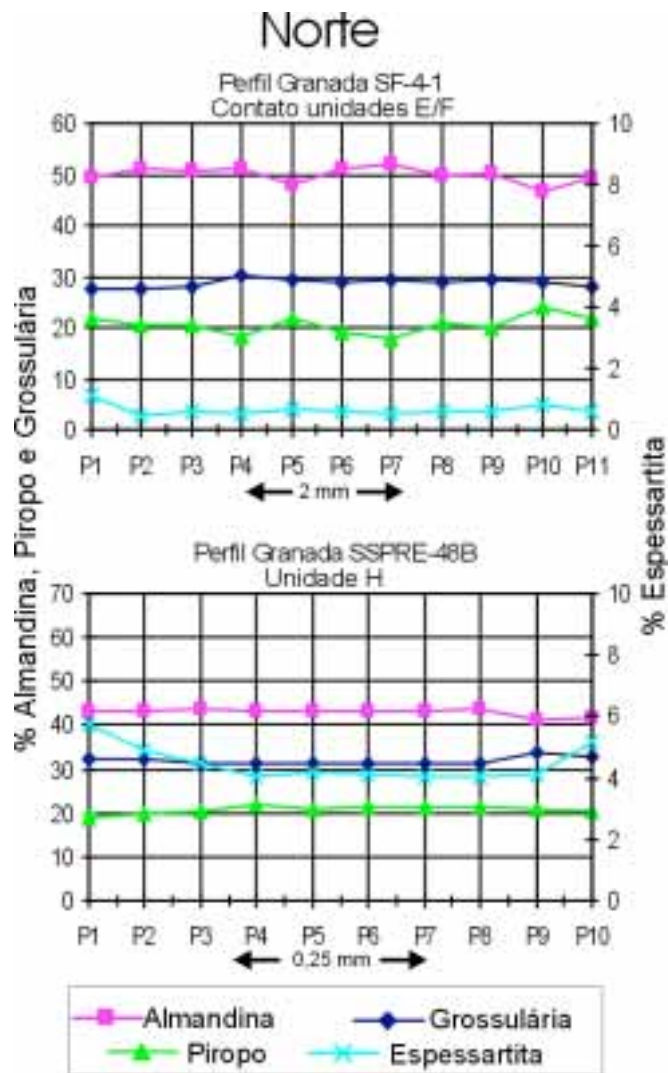


Figura 5.3: Perfis mostrando a variação química no interior dos cristais de granada dos anfibolitos. Norte – perfil com direção NE-SW realizado na porção norte da área.

5.3.1.3. Anfibólio

Devido à sua grande flexibilidade composicional, os anfibólios podem ocorrer em um amplo intervalo de P e T , o que os torna muito importantes no estudo das rochas metamórficas.

Por ocorrer em todas as lâminas de rocha metabásicas analisadas, o anfibólio torna-se adequado para estudar variações químicas ao longo do gradiente metamórfico presente na área.

Para a classificação dos anfibólios utilizou-se a proposta de Leake *et al.* (1997), que revisou e atualizou o esquema anterior (IMA, 1978), além de incluir novas espécies não contempladas na antiga proposta.

Segundo a proposta de Leake *et al.* (1997), os anfibólios são classificados em quatro grupos principais, dependendo dos cátions que ocupam o sítio B. Os grupos, apresentados a seguir, são um pouco diferentes daqueles propostos pela IMA (1978).

1. Quando $(Ca+Na)_B$ for menor que 1,00 e a soma dos íons tipo L (Mg, Fe, Mn e Li) maior ou igual a 1,00, então o anfibólio é membro do grupo magnésio-ferro-manganês-lítio;
2. Quando $(Ca+Na)_B$ for maior ou igual a 1,00 e Na_B menor que 0,5, então o anfibólio é membro do grupo cálcico. Geralmente, mas nem sempre, Ca_B é maior que 1,50;
3. Quando $(Ca+Na)_B$ é maior ou igual a 1,00 e Na_B variar entre 0,50 e 1,50, então o anfibólio é membro do grupo sódico-cálcico;
4. Quando Na_B é maior ou igual a 1,50 então o anfibólio é membro do grupo sódico, anteriormente denominado de grupo dos anfibólios alcalinos.

Os anfibólios pertencentes a cada um dos grupos apresentados acima podem ser classificados com base em diagramas bidimensionais apropriados (figuras 2-5 de Leake *et al.* 1997), que levam em consideração o valor de Si (pfu) e a relação $Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Outro aspecto importante, apresentado por Leake *et al.* (1997), é a estimativa de ferro férrico (Fe^{3+}) presente na fórmula estrutural dos anfibólios. Levando-se em consideração que a microsonda eletrônica não distingue o estado de valência dos elementos químicos, o valor do ferro férrico, neste tipo de análise, deve ser calculado estequiometricamente. Segundo os autores, os melhores resultados são obtidos a partir da média aritmética das fórmulas estruturais calculadas para as estimativas mínimas e máximas de ferro férrico, que varia de análise para análise. Apresenta-se a seguir um resumo da proposta apresentada por Leake (1997).

1. Calcular a fórmula estrutural do anfibólio admitindo todo ferro presente na análise como Fe^{2+} ;

2. Verificar se os valores obtidos estão dentro dos limites estequiométricos $\Sigma \text{Si} \leq 8$, $\Sigma \text{Ca} \leq 15$ e $\Sigma \text{K} \leq 16$ (tabela 5.6). Caso estejam, não existe Fe^{3+} neste anfibólio e a fórmula estrutural pode ser calculada admitindo todo ferro como Fe^{2+} . Se pelo menos um dos limites estequiométricos apresentados acima for violado, então o Fe^{3+} está presente e precisa ser estimado, conforme apresentado nos itens 3 a 6;
3. Dividir os valores dos limites estequiométricos referentes a cada método de normalização (tabela 5.6) pelos valores da fórmula estrutural obtida admitindo-se todo ferro como Fe^{2+} . A partir desta divisão obtêm-se coeficientes de normalização, que serão utilizados no cálculo das estimativas máximas e mínimas de Fe^{3+} . Por exemplo, para se calcular o coeficiente de normalização referente ao método 13 eCNK, deve-se dividir 13 pela soma dos cátions Si até Mn (na ordem apresentada na tabela 5.6), obtidos admitindo-se todo ferro como Fe^{2+} . O resultado desta divisão corresponde ao coeficiente de normalização referente ao método 13eCNK;
4. A fórmula estrutural que representa a estimativa mínima de Fe^{3+} é calculada multiplicando-se os valores obtidos com todo ferro como Fe^{2+} pelo menor coeficiente de normalização, associado aos limites $\Sigma \text{Si} \leq 8$, $\Sigma \text{Ca} \leq 15$ e $\Sigma \text{K} \leq 16$.
5. A fórmula estrutural que representa a estimativa máxima de Fe^{3+} é calculada multiplicando-se os valores obtidos com todo ferro como Fe^{2+} pelo maior coeficiente de normalização, associado aos limites $\Sigma \text{Al} \leq 8$, $\Sigma \text{Mn} \leq 13$ e $\Sigma \text{Na} \leq 15$. Cabe ressaltar que os coeficientes de normalização (tanto para a estimativa máxima quanto mínima) deverão multiplicar o número total de cada cátion presente na fórmula (coluna "Cátions" da tabela 5.6). A distribuição dos cátions nos diferentes sítios (T, C, B, A) deverá ser realizada posteriormente, com base no procedimento apresentado por Leake *et al.* (1997) – Apêndice 2 pág. 1035.
6. A fórmula que fornece a estimativa média de ferro férrico é obtida pela média aritmética das fórmulas obtidas a partir das estimativas máximas e mínimas Fe^{3+} .

Na tabela 5.6 está representada a correlação entre os limites estequiométricos e os tipos de correção (estimativas máxima e mínima) a serem empregados no cálculo da fórmula estrutural.

Tabela 5.6: limites estequiométricos e os tipos de correção (estimativas mínimas e máximas) que podem ser obtidos utilizando estes limites (modificado de Leake *et al.*, 1997). Abreviações dos métodos de normalização: **8Si** ← normalizado para que Si seja igual a 8; **8SiAl** ← normalizado para que a soma total de Si e Al seja igual a 8; **13eCNK** ← normalizado para que a soma dos cátions Si ao Mn seja igual a 13; **15eNK** ← normalizado para que a soma dos cátions Si ao Ca seja igual a 15; **15eK** ← normalizado para que a soma dos cátions Si ao Na seja igual a 15; **16CAT** ← normalizado para que a soma total de cátions seja igual a 16

Cátions*	Limite Estequiométrico	Estimativa	
		Mínima	Máxima
Si	Si Σ 8	8Si	8SiAl
Al	Σ Al _ 8		
Ti			
Cr			
Fe ³⁺			
Mg			
Ni			
Zn			
Fe ²⁺			
Mn	Σ Mn _ 13		13eCNk
Ca	Σ Ca Σ 15	15eNK	
Na	Na Σ 15		15eK
K	Σ K _ 15	16CAT	
* cátions arranjados de acordo com o aumento do raio iônico (menor Si, maior K)			
Σ = soma de cátions até o elemento (e.g. Σ Mn = soma de todos os cátions de Si a Mn)			
= vacância no sítio A			

Para os anfibólios analisados, a estimativa média de ferro férrico (segundo os procedimentos apresentados anteriormente) foi obtida pela média aritmética dos métodos de normalização 15eNK e 13eCNK, que representaram as estimativas mínimas e máximas, respectivamente.

Todos os anfibólios analisados são cálcicos. A classificação dos anfibólios nos quatro principais grupos é apresentada na figura 5.4. A posição ocupada pelos anfibólios no diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos é apresentada nas figuras 5.5.

Os anfibólios com $(Na+K)_A < 0,50$ ocupam os campos da magnésiohornblenda e da tschermakita, enquanto os anfibólios com $(Na+K)_A > 0,50$ ocupam o campo da pargasita ($Al^{VI} > Fe^{3+}$).

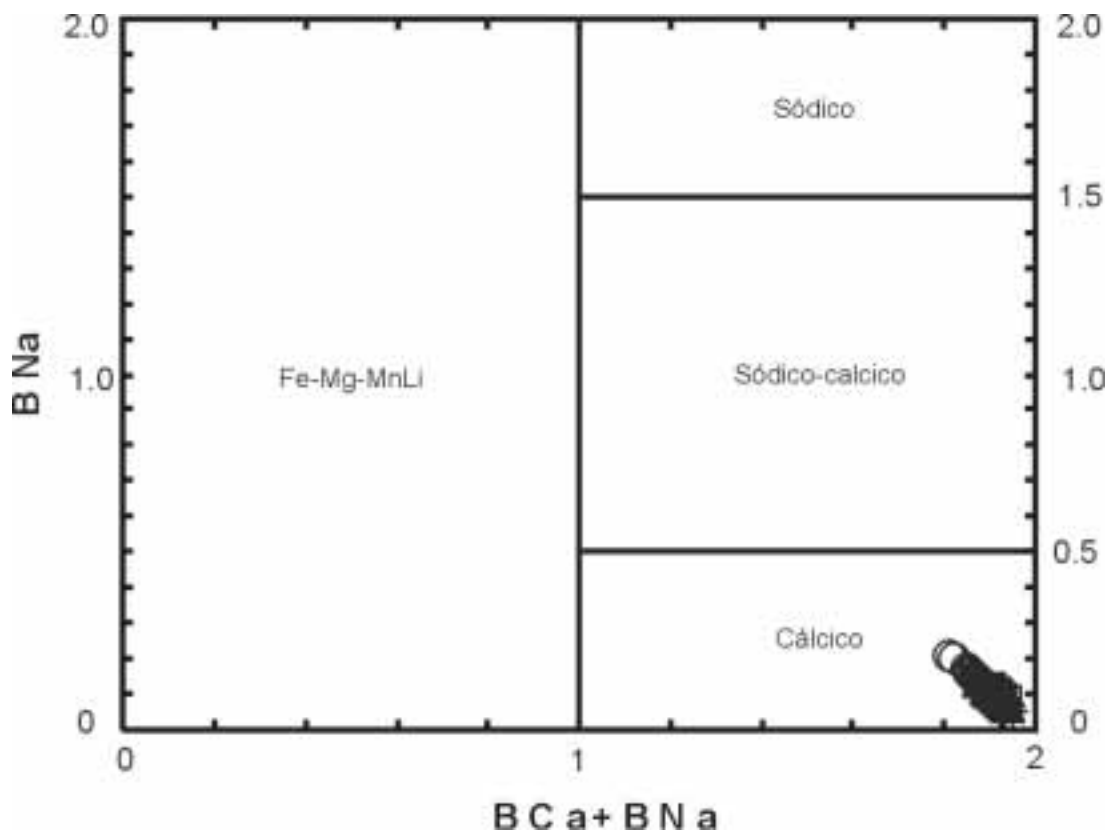


Figura 5.4: Classificação dos anfibólios quanto aos quatro principais grupos. Segundo Leake *et al.* (1997). Todos os anfibólios analisados são classificados como anfibólios cálcicos.

As amostras analisadas também foram lançadas em diagramas de classificação composicional de anfibólios, que levam em consideração a soma de Na e K e a soma de Al^{VI} , Fe^{3+} e Ti, em relação ao Al^{IV} . Nestes diagramas (figura 5.6) é possível observar a tendência do predomínio das composições pargasíticas e tschermakíticas em direção às unidades do topo. É possível observar também que nas lâminas SF4-1 e SSPRE-48B a soma de Na e K é maior que nas demais. Tal fato está relacionado ao vetor de troca $NaAl^{IV}Ca^{-1}Mg^{-1}$ (substituição do glaucofano). Esta substituição ocorre em anfibólios e piroxênios, sendo favorecida pelo aumento da P .

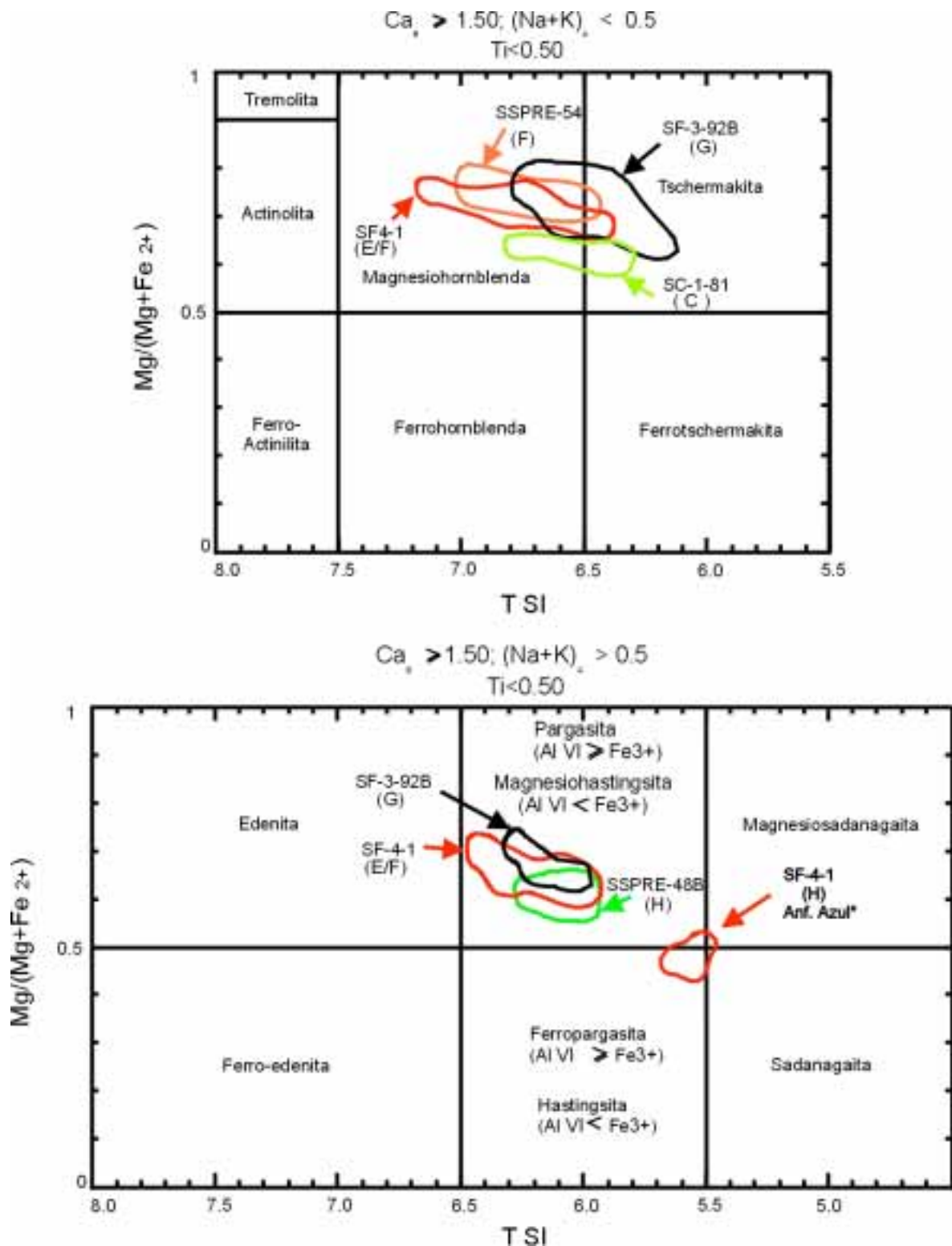


Figura 5.5: Classificação dos anfibólios segundo Leake (1997). Os contornos representam a área ocupada por cada lâmina. Abaixo do número da lâmina é indicada a unidade que ela pertence. *anfibólio com pleocroísmo azul, incluso em cristais de granada.

Foram analisados também alguns cristais de anfibólio com pleocroísmo de coloração azulada inclusos em granadas da lâmina SF4-1 (retroeclogito). São anfibólios cálcicos e ocupam o limite entre os campos da pargasita e ferro pargasita (figura 5.5). Possuem teores de Si na posição tetraédrica (TSi) inferiores aos apresentados pelos demais anfibólios analisados, fato que os leva a ocupar uma posição próxima ao limite dos campos da magnésiosadanagaita e sadanagaita, no diagrama de classificação dos anfibólios (figura 5.5). Estes anfibólios apresentam a análise química diferente das demais, sendo caracterizada por valores mais elevados de Al, Fe e Na e pelo valor mais baixo de Mg (ver tabela do anexo 7). Por ocorrerem inclusos nas granadas da lâmina de retroeclogito, estes anfibólios podem estar associados às condições de pico de P atingidas pela rocha. Um argumento para esta correlação é o teor elevado dos cátions Na e Al presente nestes anfibólios que pode estar associado ao vetor de troca $\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{Ca}^{-1}\text{Mg}^{-1}$ (substituição do glaucofano). Como já foi ressaltado, esta substituição é favorecida pela alta P . Estudos geotermobarométricos realizados por Campos Netto & Cabi (1999) em eclogitos que ocorrem inseridos em rochas metapelíticas correlacionáveis ao Grupo Araxá, a sudeste da área mapeada, identificaram a presença de inclusões, em granadas, de anfibólios azulados com análise química muito semelhante à obtida no presente trabalho. Os autores interpretaram a presença destes anfibólios como evidência do estágio pré-eclogito. Os autores obtiveram, para o par granada (Alm59-Pir13-Grs26)-pargasita, temperaturas em torno de 660°C (geotermômetro granada-anfibólio, calibração Graham & Powell, 1984) e através da aplicação do geobarômetro Al-hornblenda (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.* 1987) pressões próximas à 14 kbar para a pargasita. Para os retroeclogitos estudados no presente trabalho obteve-se, com o geotermômetro granada-hornblenda (Powell, 1985) temperaturas em torno de 680° para o par granada-pargasita (anfibólio azulado). Aplicando-se o geobarômetro que leva em consideração o teor de Al nos anfibólios, obteve-se pressões variando de 15,5 kbar (Hammarstrom & Zen, 1986) a 17,0 kbar (Hollister *et al.* 1987). Uma discussão mais aprofundada sobre os dados de P e T obtidos para esta rocha é apresentada no item 5.4.1.

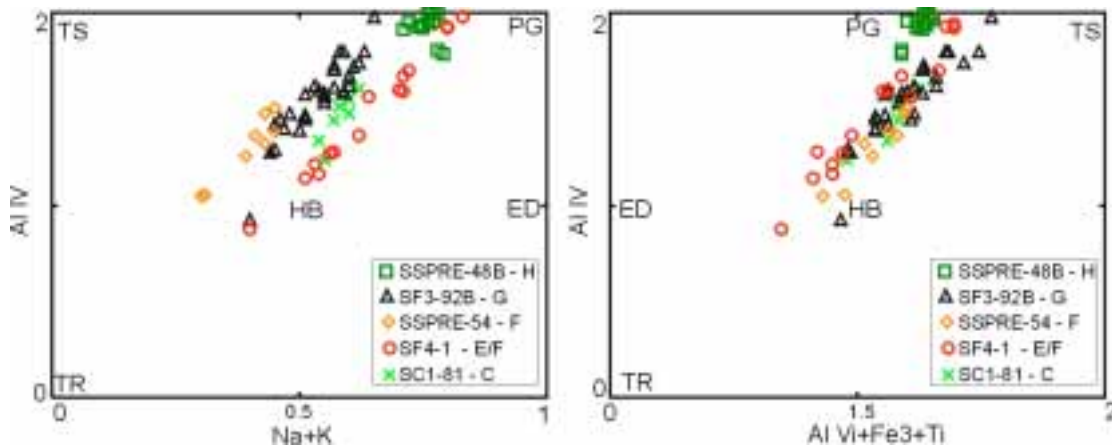


Figura 5.6: Diagramas de classificação composicional dos anfibólios, nos quais é possível observar predomínio de composições tschermakíticas e pargasíticas em direção ao topo da seqüência. TR-Tremolita; HB-Hornblenda; ED-Edenita; TS-Tschermakita; PG-Pargasita.

5.3.1.4. Clinopiroxênio

Das 6 lâminas de rocha metabásica estudadas apenas 2 apresentam clinopiroxênio (lâminas SF3-92b e SF4-190), sendo que a lâmina SF4-1 representa uma ocorrência de retroeclogito. Nesta lâmina estão presentes 2 clinopiroxênios, denominados neste trabalho de Cpx1 e Cpx2 (ver item 5.1.5 Ocorrências de Retroeclogito). O Cpx1 constitui, juntamente com a granada, à paragênese de fácies eclogito que provavelmente representa o pico de pressão atingido pela rocha. O Cpx2 ocorre em texturas do tipo simplectíticas, estando associado ao anfibólio (hornblenda) e o plagioclásio representando um reequilíbrio metamórfico em condições de mais baixa *P* (ainda em alta *T*).

No diagrama de classificação dos clinopiroxênios todas as amostras analisadas ocupam o campo do diopsídio. O teor de jadeíta presente nas amostras analisadas varia de 7,40 a 20,79% , sendo os maiores valores associados ao Cpx 1 da lâmina SF4-1. A média dos valores dos óxidos, bem como o teor de jadeíta dos clinopiroxênios analisados é apresentada na tabela 5.7.

A pesar da amostra SF3-92b não representar uma ocorrência de retroeclogito, a composição química do clinopiroxênio é muito semelhante a do Cpx 1 da amostra SF4-1, evidenciando o metamorfismo de alta pressão que atuou nestas rochas.

O Cpx2 se diferencia do Cpx1 pelo decréscimo dos teores de Al e Na, acompanhado pelo acréscimo nos teores de Mg e Ca, como pode ser observado na figura 5.7 e na tabela 5.7. Estas diferenças estão associadas à diminuição das

condições de pressão atingidas pelas rochas (fácies eclogito), que conduz à substituição da jadeíta ($\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{Ca}_{-1}\text{Mg}_{-1}$).

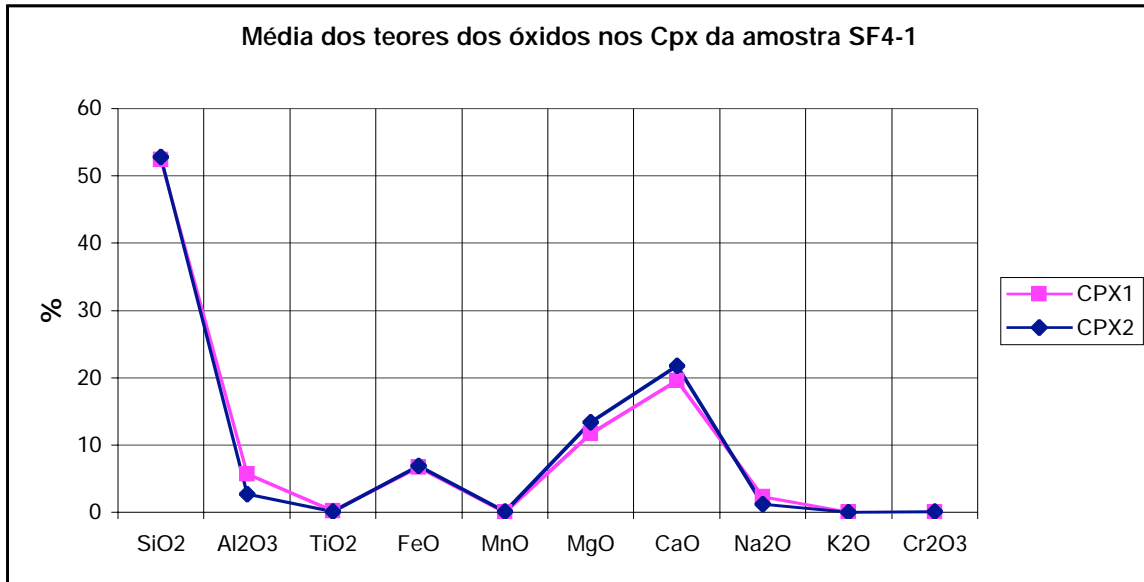


Figura 5.7: gráfico mostrando a variação da média dos teores dos óxidos presente nos clinopiroxênios (Cpx1 e o Cpx2) da lâmina SF4-1.

Tabela 5.7: valores da média e do desvio padrão dos óxidos e do teor de jadeíta (JD) presente nos clinopiroxênios analisados. Os valores dos óxidos foram utilizados na figura 5.7. Foram utilizados 6 análises (pontos) para cada clinopiroxênio.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	%JD
SF-3-92B	CPX	52.842	0.263	6.112	5.299	0.078	12.540	21.166	1.802	0.006	0.036	100.14	13.23
	sd	0.274	0.038	0.574	0.131	0.031	0.333	0.685	0.262	0.009	0.023	0.54	1.96
SF-4-7	CPX1	52.393	0.172	5.700	6.673	0.049	11.683	19.582	2.255	0.008	0.047	98.56	16.59
	sd	0.411	0.118	1.071	0.333	0.025	0.614	0.946	0.490	0.009	0.039	0.44	3.65
SF-4-7	CPX2	52.720	0.051	2.742	6.915	0.056	13.346	21.758	1.227	0.004	0.073	98.89	8.84
	sd	0.492	0.056	0.415	0.295	0.022	0.116	0.445	0.189	0.005	0.032	0.44	1.35

Os valores de Jadeíta presentes na lâmina SF4-1 são semelhantes aos obtidos por Hoppe *et al* (1985) para uma amostra de retroeclogito da região de São Sebastião do Paraíso.

5.3.2. Química Mineral dos Gnaisses

Foram analisadas ao todo seis lâminas de gnaisses, sendo duas da porção norte da área (perfil norte) e quatro da porção sul (perfil sul). A composição mineralógica das amostras analisadas, bem como a unidade a que pertencem, é apresentada na tabela 5.8.

Tabela 5.8: Resumo da petrografia das lâminas de gnaisses analisadas na microsonda. Gr – Granada, Ky – Cianita, FK – Feldspato Potássico, Pl – Plagioclásio, Qz – Quartzo, Um – Muscovita, Bi – Biotita, Ep – Epidoto, Cl – Clorita, Op – opacos indiscriminados, Ti – Titanita, Rut – Rutilo. Tr = traços. Valores expressos em porcentagem.

Lâmina	Unidade	Perfil	Gr	Ky	FK	PL	Qz	Mu	Bi	Ep	Cl	Op	Ti	Ru
SSP4-172	H	N	15	10	10	3	50		7					5
MG-120B	H	S	10		32	3	45		5			5		
MG-62B	F	N	10		30	tr	40	3	14	tr			1	
MG-130	F	S	15		30	2	38	2	9	3	1			
MG-169	E	S			20	tr	50	27	3					
MG-143	D	S				55	30	8	Tr	7				

5.3.2.1. Feldspato

Ao todo foram analisadas seis lâminas de gnaisses contendo feldspato, sendo que uma apresenta apenas plagioclásio (MG-143), duas apresentam apenas feldspato potássico (MG-62A e MG-169) e três apresentam os dois tipos de feldspato (MG-120, MG-130 e SSP4-172). É bem possível que as lâminas MG-62A e MG-169 apresentem porcentagem muito baixas de plagioclásio, não identificadas nos trabalhos de petrografia.

O campo ocupado pelas lâminas no gráfico de classificação dos feldspatos é apresentado nas figuras 5.10 e 5.11.

Analisando-se a figura 5.8, é possível observar que as lâminas referentes à Unidade H (tanto no perfil norte quanto no sul) apresentam os valores mais elevados de anortita, ocupando o campo do oligoclásio, próximo ao limite do campo da andesina. É interessante observar ainda, que na lâmina MG-130 ocorre uma nítida variação do teor de anortita do núcleo para a borda dos cristais. Nesta lâmina estão presentes cristais retrometamórficos de epidoto e clorita. Em alguns cristais de plagioclásio desta lâmina é possível observar, na borda destes, a presença de cristais de epidoto. Desta forma, o menor teor de anortita presente na borda dos cristais de plagioclásio (campo da albita) da lâmina MG-130 é reflexo de processos retrometamórficos. Cabe ressaltar ainda que, como já foi apresentado na seção 5.1.2, os cristais de plagioclásio presentes nos gnaisses da Unidade D apresentam-se fortemente saussuritizados. Portanto, os plagioclásios presentes na lâmina MG-143 (Unidade D), que ocupam o campo da albita, podem estar relacionados aos processos retrometamórficos, não correspondendo aos teores de anortita representantes do auge metamórfico atingido pela rocha.

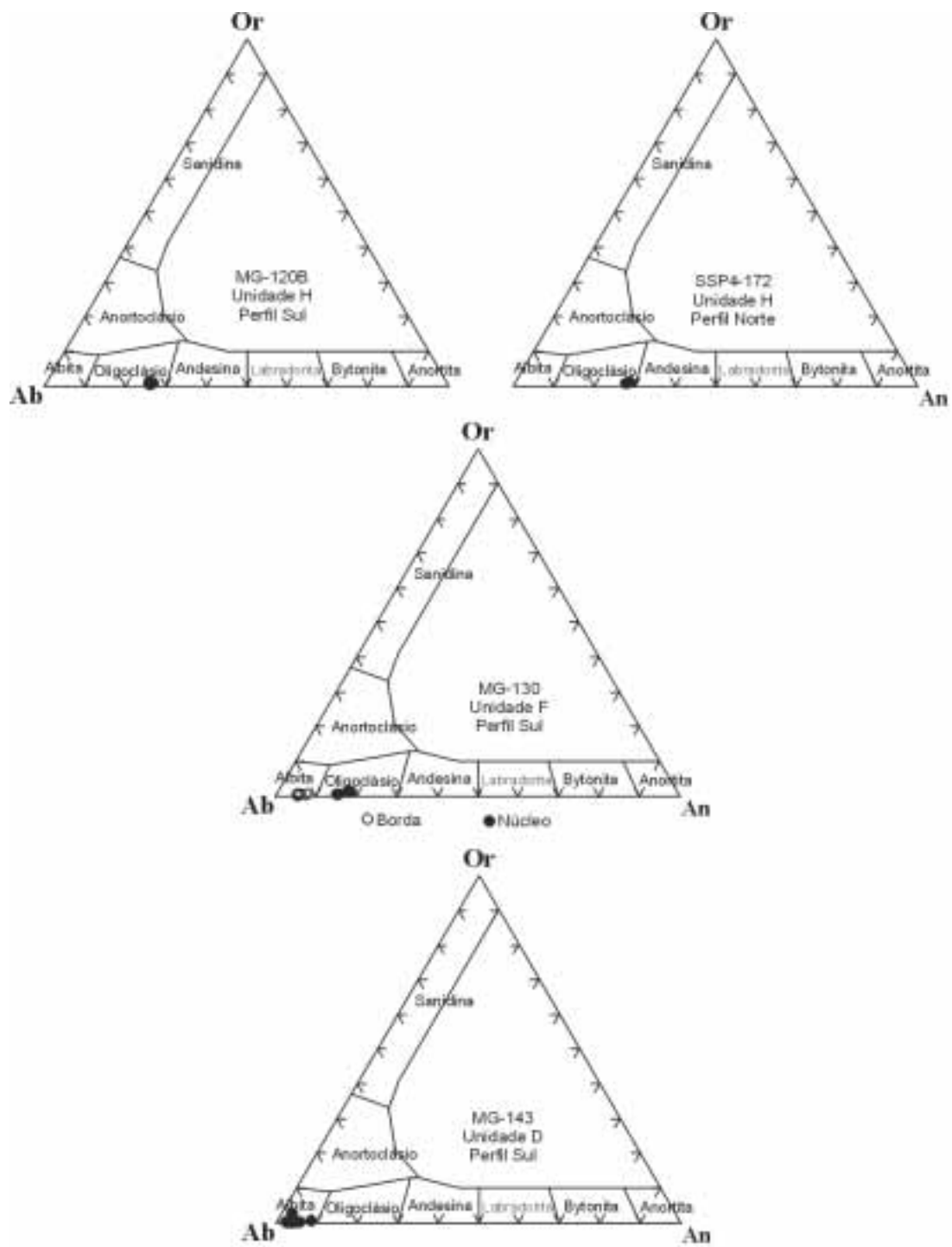


Figura 5.8: classificação dos plagioclásios presentes nas lâminas de gnaiss analisadas. A identificação das amostras e unidade a que pertencem é apresentada no próprio gráfico.

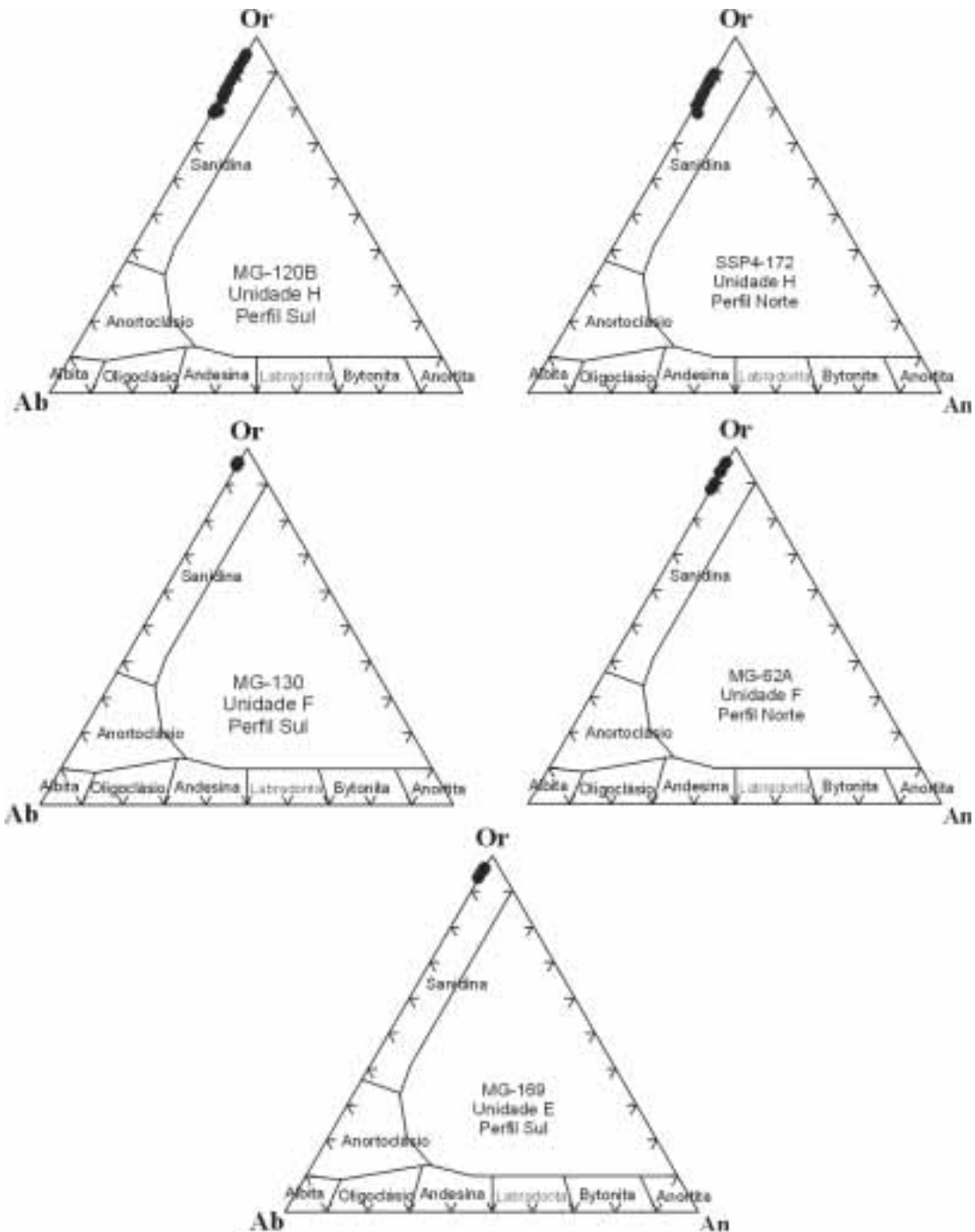


Figura 5.9: classificação dos feldspatos potássicos presentes nas lâminas de gnaisse analisadas. A identificação das amostras e unidade a que pertencem é apresentada no próprio gráfico.

A partir da unidade F, em direção ao topo da seqüência, torna-se freqüente a ocorrência de exsoluções do tipo pertita nos feldspatos. A análise da química mineral dos feldspatos associados a estas texturas, é difícil de ser realizada, devido à pequena dimensão das fases exsolvidas. Nas lâminas onde, durante os trabalhos de microsonda, foi possível analisar a composição das fases minerais associadas aos

feldspatos pertíticos, observou-se tratar de pequenas lamelas de plagioclásio exsolvidas nos cristais de feldspato potássico. A tabela 5.9 apresenta um resumo da composição química das fases presentes nos feldspatos pertíticos analisados.

Tabela 5.9: teores médios de albíta (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) presentes nos feldspatos potássicos pertíticos analisados na microsonda. % - teor médio, sd – desvio padrão.

Lâmina	Unidade	Feldspato Potássico			Plagioclásio			
		%	Ab	An	Or	Ab	An	Or
SF4-172	H	%	7.52	0.04	92.42	81.10	17.67	1.1875
		sd	3,28	0,09	3,36	0,38	0,27	0,31
MG-62A	F	%	16.84	0.65	82.51	73.95	25.23	0.8
		sd	2,22	0,48	2,57	4,62	4,57	0,11

5.3.2.2. Micas

Das amostras de gnaiss analisadas, a SSP4-172 e a MG-120B (Unidade H) apresentam apenas biotita. Nas lâminas MG-62A, MG-130 (Unidade F) e MG-169 (Unidade E) ocorre tanto biotita quanto mica branca, todavia, a mica branca presente nas lâminas referentes à Unidade F (MG-62A e MG-130) é retrometamórfica (retrometamorfismo sin-D2). A lâmina MG-143 (Unidade D) apresenta apenas mica branca.

As análises de biotita foram lançadas no diagrama de classificação destas micas (figura 5.10). É possível observar que a quantidade de Al^{IV} presente nos grãos de mica é semelhante, ocorrendo apenas um pequeno aumento nas lâminas MG-62A e MG-130 (Unidade F). A característica mais marcante do gráfico é a diminuição da razão Fe/(Fe+Mg) em direção as unidades de topo. Todavia a diminuição desta relação não é progressiva tendo em vista que, a biotita presente na lâmina MG-169 (Unidade E) possui valores da razão Fe/(Fe+Mg) mais reduzidos que a biotita das lâminas MG-130 e MG-62Z (Unidade F). Desta forma, as diferentes razões Fe/(Fe+Mg) apresentadas pelas biotitas analisadas podem estar associadas a variações na composição química das rochas. Porém também é possível que o aumento do teor de Mg em direção ao topo da estratigrafia (lâminas MG-120B e SSP4-172 – Unidade H) esteja relacionado ao aumento das condições de *T* em direção ao topo da seqüência.

Nas micas brancas o cátion predominante é o K, seguido por valores baixos de Mg e Na. Desta forma, estas micas podem ser classificadas como muscovitas.

Utiliza-se o nome fengita para designar muscovitas cuja relação Si/Al é superior a 3:1 e, nas quais, o acréscimo de Si é acompanhado pela substituição do Mg pelo Al no sítio octaédrico (Al^{VI}). Segundo Spear (1993), os teores elevados de Mg e Si nas micas fengíticas estão associados a substituição $MgSi \leftarrow \leftarrow Al^{VI}Al^{IV}$, denominada nas micas de substituição da fengita (inverso da substituição *tschermak* presente nos anfibólios e piroxênio). Fengitas tem sido descritas na literatura associadas a rochas de alta pressão (por exemplo, Nowlan *et al.* 2000). Nenhuma das muscovitas analisadas no presente trabalho apresentaram valores da relação Si/Al maiores que 3:1 nem teores elevados de Mg, mostrando não se tratarem de micas fengíticas.

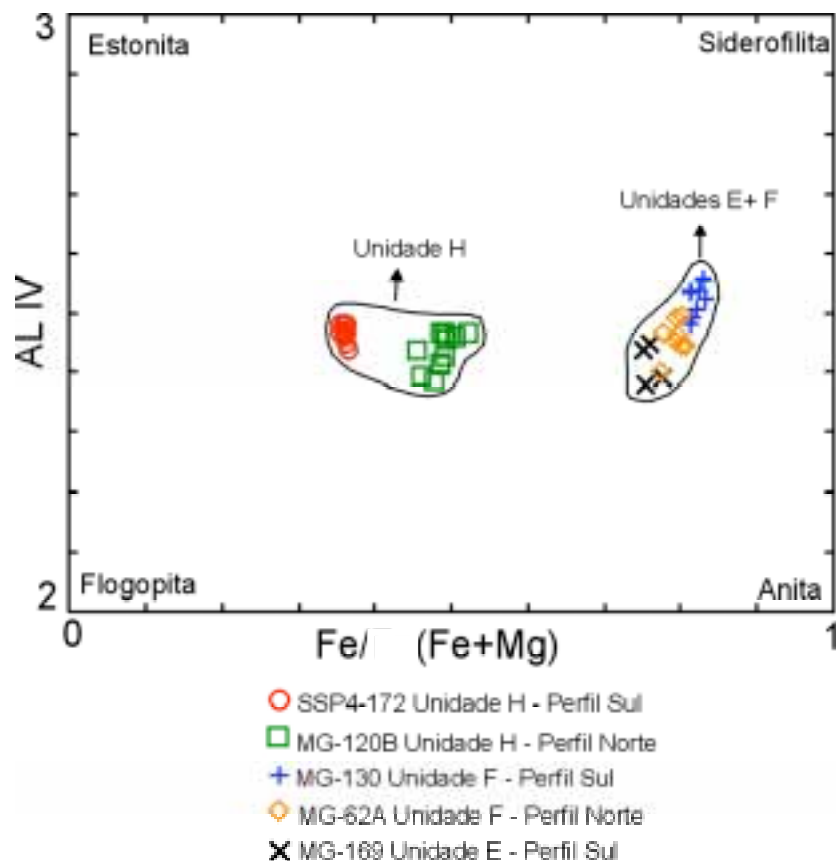


Figura 5.10: diagrama de classificação da biotita. Observar o aumento da quantidade de Mg em direção ao topo da seqüência.

5.3.2.3. Granada

Dentre as amostras de gnaissé analisadas, a MG-62A, a MG-130, a SSP4-172 e a MG-120B apresentam granada. Durante as análises de microsonda foram realizados pontos na borda e no núcleo dos cristais, além perfis de borda a borda, para mostrar possíveis variações composicionais internas.

Os perfis composicionais dos cristais de granada são apresentados na figura 5.11. É possível observar que em todas as amostras a molécula predominante é a almandina ($\Sigma 60\%$). A molécula que exhibe maior variação entre as amostras é a de piropo, que nas amostras MG-130 e MG-62A (ambas da Unidade F) apresenta valores médios inferiores a 3% (chegando a 20% nas demais amostras). Em todos os grãos granada é possível observar um padrão de variação química, o qual é caracterizado pelo aumento do teor de espessartita (Mn) seguido de decréscimo do teor de piropo (Mg) em direção a borda dos cristais. Com base no que já foi apresentado anteriormente (item 5.3.1.2) o padrão exibido pelas granadas dos gnaisses analisados (padrão reto com zonação na borda) é característico de granadas formadas em altas temperaturas (fácies anfíbolito ou superior) com reequilíbrios retrometamórficos decorrentes da redução da temperatura.

Nas lâminas MG-130 (Campo 2) e MG-62A (Campo 2) é possível notar que a molécula espessartita apresenta valores mais elevados no núcleo dos cristais, lembrando um perfil em forma de "sino". Este comportamento pode ser interpretado como um crescimento associado ao aumento da temperatura (ver item 5.3.1.2). No caso da lâmina MG-62A é possível observar ainda que, além do comportamento descrito anteriormente, ocorre uma retomada do teor de espessartita na borda do cristal que relacionada a processos retrometamórficos.

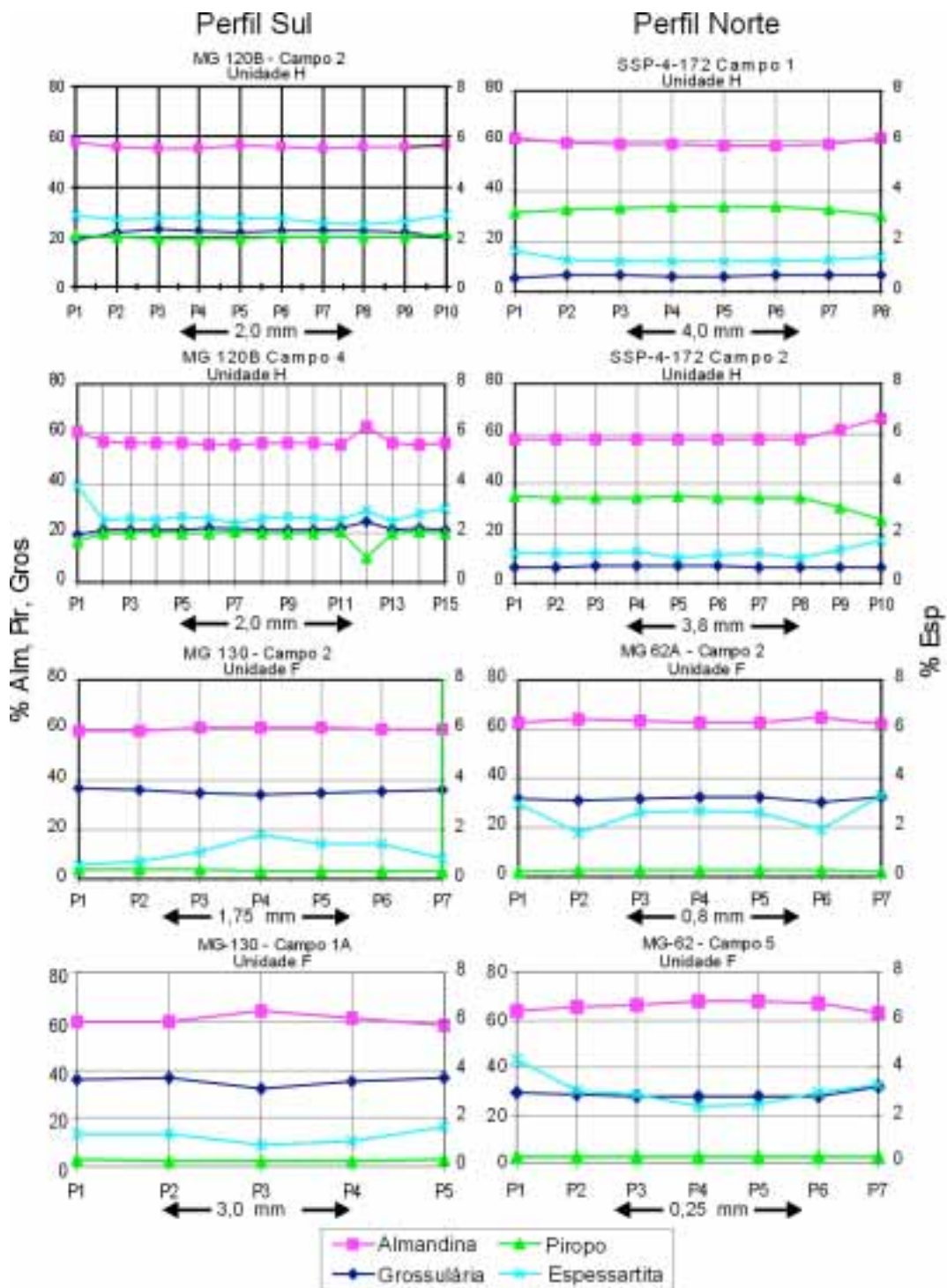


Figura 5.11: perfis (borda a borda) mostrando a variação interna nos cristais de granada dos gnaisses analisados. Perfil Norte: perfil de amostragem com direção NE-SW, realizado na porção norte da área de estudo. Perfil Sul: perfil de amostragem com direção NW-SE, realizado na porção sul da área de estudo.

5.3.3. Química Mineral dos Metapelitos

Foram analisadas ao todo três lâminas de xistos, a SF3-41, que representa a Unidade G na porção norte da área e as lâminas MG-173 e MG-177 que representam as unidades E e G (respectivamente) na porção sul da área.

A composição mineralógica das amostras analisadas, bem como a unidade a que pertencem, é apresentada na tabela 5.10.

Tabela 5.10: Resumo da petrografia e unidade a que pertencem as lâminas de xisto analisadas na microsonda. Gr – Granada, Pl – Plagioclásio, Bi – Biotita, Mu – Muscovita, St – Estaurolita, Ky – Cianita, Cl – Clorita, Ep – Epidoto, Qz – Quartzo, Rut – Rutilo, Op – opacos indiscriminados. Tr = traços. Valores expressos em porcentagem.

Lâmina	Unidade	Perfil	Gr	Bi	Mu	PL	Qz	Cl	St	Ky	Ap	Ru	Ep	Op
SF3-41	G	N	15	25	1	20	30	3	tr	4	tr	1	1	
MG-177	G	S	5		67		20	2		3				3
MG-173	E	S	12	2	30		55	3	tr	8				tr

5.3.3.1. Plagioclásio

Das lâminas de xisto analisadas apenas a SF3-41 (Unidade G) apresenta plagioclásio. No diagrama de classificação dos feldspatos (figura 5.12) esta lâmina ocupa o campo do oligoclásio, estando bem próxima do limite da andesina. Se comparado com os plagioclásios presentes nos gnaisses, o plagioclásio da lâmina SF3-41 apresenta teores de anortita semelhantes aos encontrados na Unidade H (lâminas SSP4-172 e MG-120B).

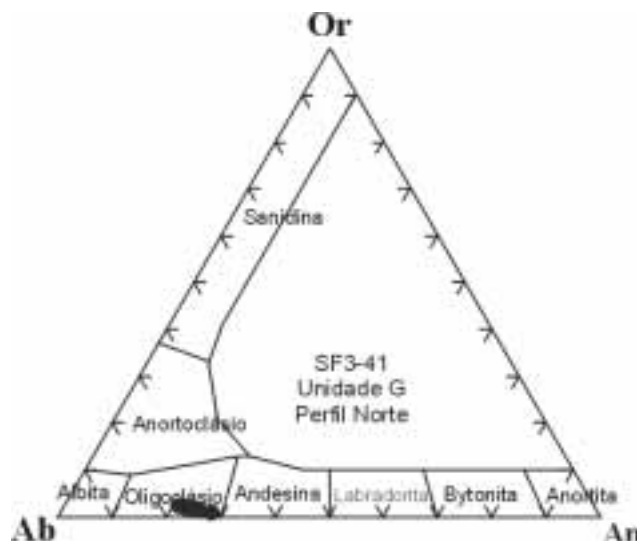


Figura 5.12: classificação do feldspato presente na lâmina SF3-41 (xisto Unidade G).

5.3.3.2. Granada

Todas as lâminas de xisto analisadas possuem granada, porém, em apenas duas foram realizados perfis de borda a borda.

Nos xistos analisados a molécula predominante é a almandina, cujo valor médio mais alto é alcançado pela lâmina MG-173 (aprox. 75%). A média dos valores das moléculas de almandina, grossulária, piropo e espessartita presentes nas lâminas é apresentada na tabela 5.11. É possível observar que, apesar de uma grande variação (desvio padrão – sd), a lâmina SF3-41 apresenta valores de grossulária bem mais elevados que as demais.

Tabela 5.11: Valores da média e do desvio padrão (sd) dos teores de Almandina, Grossulária, Piropo e Espessartita nas granadas dos xistos analisados. Uni// - Unidade a que a amostra pertence.

Lâmina	Uni//	Perfil	Alm	Sd Alm	Gros	Sd Gros	Pir	Sd Pir	Esp	Sd Esp
SF3-41	G	N	60.99	3.49	15.00	5.00	21.79	6.62	2.15	1.07
MG 177	G	N	66.89	3.68	5.94	1.16	21.92	1.79	5.20	1.66
MG 173	E	E	75.14	0.51	3.39	0.95	20.79	0.69	0.61	0.22

Nos perfis realizados nas granadas das lâminas MG-177 e SF3-41 (figura 5.13) é possível observar dois comportamentos distintos. Enquanto na lâmina MG-177 o teor de espessartita diminui em direção à borda do cristal, na lâmina SF3-41 este teor aumenta. Uma característica comum é o aumento do teor de almandina na borda dos cristais. Um fato que chama atenção é a variação química apresentada pelas moléculas grossulária e piropo na granada SF3-41, que pode indicar desequilíbrio químico do cristal.

O perfil apresentado pela lâmina MG-177 pode ser interpretado como decorrente de um crescimento associado ao aumento da temperatura, marcado pelo decréscimo de Mn (espessartita) e pelo aumento do teor de almandina (Fe), em direção à borda do cristal. O perfil exibido pela amostra SF3-41 é difícil de ser interpretado, porém é possível notar um nítido aumento do teor de espessartita na borda que provavelmente está associado aos processos retrometamórficos. Nota-se também um pequeno aumento de almandina para a borda, de maneira semelhante ao descrito para a amostra MG-177.

Simões & Girardi (1996) estudaram as variações químicas presentes nos cristais de granadas de rochas metapelíticas associadas a da Nappe de Passos, na região de Passos-MG. Os estudos realizados pelos autores evidenciaram que:

- as granadas associadas a Unidade E apresentam perfil típico de granadas zonadas, com maior concentração de Mn e Ca no núcleo e Fe e Mg na borda. Segundo os autores este padrão é decorrente do crescimento do cristal associado ao aumento da temperatura. Outro fator utilizado pelos autores para avaliar o aumento de temperatura durante o crescimento da granada foi o aumento da dimensão das inclusões de rutilo em direção à borda do cristal;
- nas as unidades H e I as granadas tendem a apresentar perfis composicionais retos (aproximadamente constantes). Segundo os autores a ausência de zonação está associada ao processo de homogeneização por difusão iônica ocorrido durante o auge metamórfico, tendo em vista que as granadas foram geradas em fácies anfíbolito; e
- o cristal de granada da Unidade G, estudado pelos autores, apresenta um padrão de variação composicional diferente daqueles apresentados pelas unidades E, H e I. Segundo os autores, o padrão anômalo exibido pela granada evidencia um desequilíbrio interno, provavelmente causado por intemperismo, notadamente mais intenso neste cristal que nos demais (unidade E, H e I). Com base no teor de Mn (espessartita) que manteve-se constante ao longo do perfil, os autores interpretaram que, da mesma forma que nas unidades H e I, nesta unidade, o cristal de granada foi homogeneizado durante o auge metamórfico.

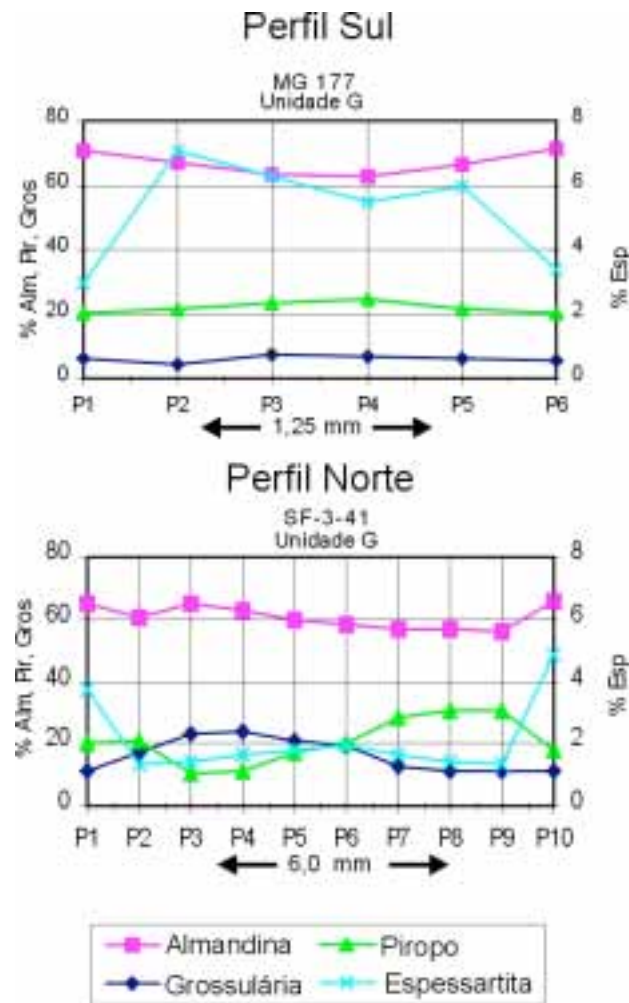


Figura 5.13: perfis (borda a borda) mostrando a variação interna nos cristais de granada dos xistos analisados. Perfil Norte: perfil de amostragem com direção NE-SW, realizado na porção norte da área de estudo. Perfil Sul: perfil de amostragem com direção NW-SE, realizado na porção sul da área de estudo.

5.4. Geotermobarometria

Buscando melhor caracterizar o gradiente metamórfico (térmico e bórico) presente nas rochas do Domínio Interno foram aplicados alguns geotermômetros e geobarômetros baseados no quimismo mineral. Utilizou-se também, quando possível, o programa THERMOCALC (Powell & Holland 1985, 1988, Holland & Powell 1985, 1990), um programa específico para cálculos geotermobarométricos que utiliza um banco de dados internamente consistente, baseado na entalpia de formação das reações metamórficas. Desta forma, os cálculos geotermobarométricos são realizados através da combinação de diversos equilíbrios (vários termômetros e barômetros utilizados ao mesmo tempo).

Para os cálculos geotermobarométricos utilizou-se, além do *THERMOCALC* (versão para Windows - Powell & Holland 1985, 1988, Holland & Powell 1985, 1990), um programa simples em *Basic* e uma planilha do *Microsoft Excel*, específica para os cálculos geotermobarométricos de rochas pelíticas (GPT: *an excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks* – Reche & Martinez, 1996).

Os dados aqui apresentados referem-se a um lote de onze amostras, sendo cinco de rochas metabásicas, quatro de gnaisses e duas de xistos. Estas amostras correspondem a parte das amostras abordadas no item 5.3. Algumas lâminas analisadas na microsonda não puderam ser utilizadas nos cálculos geotermobarométricos devido à ausência de minerais que compusessem as associações exigidas para cada calibração. Os dados químicos referentes às análises utilizadas para os cálculos de pressão e temperatura são listados nas tabelas do anexo 7. Vale a pena destacar que as fórmulas estruturais apresentadas no anexo 7 não referem-se, necessariamente, aos valores utilizados nos cálculos geotermobarométricos, tendo em vista que para estes cálculos utilizou-se as normas apresentadas em cada calibração.

Durante o desenvolvimento do presente trabalho foi realizada uma revisão dos principais geotermômetros e geobarômetros aplicáveis as paragêneses presentes na área de estudo. Nas tabelas 5.12 e 5.13 são apresentados os geotermômetros e geobarômetros estudados, incluindo as principais características, aplicações e restrições de cada calibração. Entretanto nem todos os geotermômetros e/ou geobarômetros apresentados nas tabelas 5.13 e 5.14 foram aplicados no presente trabalho.