



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE)

JOSÉ RENATO NOGUEIRA

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS TERRENOS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DA
FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE JUIZ DE FORA, MINAS GERAIS

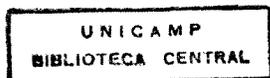
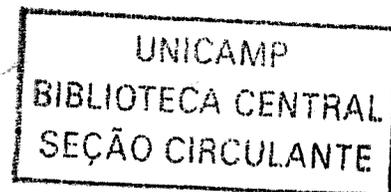
Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos
requisitos para obtenção do título de Doutor em geociências

Orientador: Professor Doutor Asit Choudhuri

Este exemplar corresponde a
redação final da tese defendida
por José Renato Nogueira
e aprovada pelo Julgador
em 30/04/1999
Asit Choudhuri
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

ABRIL - 1999



UNIDADE	BC
N.º CHAMADA:	TUNAMP
	N689e
V.	Ex.
TOMBO BC/	38932
PROC.	229.99
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
VALOR	R\$ 11,00
DATA	07/10/99
N.º CPD	

CM-00126384-4

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA do I.G. - UNICAMP

Nogueira, José Renato
 N689e Evolução geológica dos terrenos de alto grau metamórfico da Faixa Ribeira na região de Juiz de Fora, Minas Gerais / José Renato Nogueira - Campinas, SP: [s.n.], 1999.

Orientador: Asit Choudhuri
 Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Petrogênese. 2. Geologia Estrutural. 3. Granulito. 4. *Inclusões Fluidas
 I. Choudhuri, Asit. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências.
 III. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE)**

AUTOR: JOSÉ RENATO NOGUEIRA

**TÍTULO DA TESE: EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS TERRENOS GNÁISSICOS DE ALTO
GRAU METAMÓRFICO DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE JUIZ DE FORA, MINAS
GERAIS**

ORIENTADOR: ASIT CHOUDHURI

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Asit Choudhuri

EXAMINADORES:

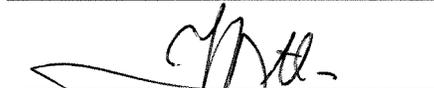
Prof. Dr. Asit Choudhuri

 - Presidente

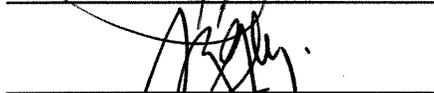
Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira



Prof. Dr. Job Jesus Batista



Prof. Dr. Gergely Szabó



Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw



Campinas, de de

*Aos meus pais
E aos que têm ideais*

AGRADECIMENTOS

Esta tese é dedicada a todos que de alguma forma contribuíram para sua realização.

A FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo apoio financeiro para a realização do trabalho, na forma de bolsa, Proc.93/4814-3, e de Projeto de Pesquisa, Proc. 94/3023-9.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Asit Choudhuri, pela forma como conduziu os trabalhos, pela amizade, pelas discussões e conversas sempre interessantes e empolgantes, e pelos sempre enriquecedores ensinamentos, os quais espero poder usar.

Aos membros da banca de qualificação, Prof. Dr. Luis Simões, Prof. Dr. Gergely Szabó, Prof. Dr. Job J. Batista e Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira pelas discussões, sugestões e importantes considerações que deram forma final ao trabalho.

Aos Profs. Drs. Roberto Xavier, Monica Heilbron, Wilson Teixeira, Fábio Paciullo, Joel Valença, Rudolph Trouw, André Ribeiro, Maria do Carmo Junho, Ciro Ávila, Jacinta Enzweiler e Cesar Gomes pelas discussões sobre os temas relacionados à tese.

A Prof. Dr. Beatriz Duarte pelas trocas de informações e pela forma cordial e amigável com a qual trabalhamos.

Aos funcionários do IG/Unicamp Davison, Aparecida, Maurícia, Augusto, Seu Aníbal, Dailto, Valzinha, Dora e ao motorista Juarez, pela forma simpática e agradável com que trabalham.

Aos geólogos e amigos Neivaldo, Catarina e Fornari pelo acompanhamento em algumas etapas de campo.

Aos geólogos e amigos Liliana, Irian e Amintas pela digitalização e elaboração dos mapas da tese.

A Bibiana pelo companheirismo e pela força com que ajudou a superar os problemas que apareceram.

Aos meus pais e minhas irmãs e conseqüentemente meus cunhados e sobrinhos pelo apoio.

E por fim a toda a galera que está sempre presente: Tati, Ana, Carrera, Blaublau, Rogério, Mara, Éder, Márcio, Hector, Alexandre, Ronaldo, Enrico, Rodox, Monge, Lúcia, Guilherme, Cubão, Little Pb, Miguel, Petain, e todos os demais que sabem quem são.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

Capítulo I - *INTRODUÇÃO*

I.1- Localização da Área e Acessos, 3

I.2 - Objetivos, 4

I.3 - Metodologia, 6

I.4 - Nomenclatura Adotada, 9

Capítulo II - *GEOLOGIA REGIONAL*, 10

II.1 - Complexo Juiz de Fora, 12

II.2 – Complexo Mantiqueira, 14

II.3 - Grupo Andrelândia, 17

II.4 - Trabalhos Recentes de Cunho Regional, 18

Capítulo III - *ASPECTOS LITOLÓGICOS E ESTRUTURAIS DA ÁREA*,

21

III.1 – Domínio Tectônico Andrelândia, 32

III.1.1 – Sequência Gnáissica I, 32

a) Ortognaisses

III.1.1.1 – Biotita-Hornblenda Gnaiss Fitado, 32

III.1.1.2 – Biotita-Hornblenda Gnaiss, 33

III.1.1.3 – Associação Máfico-Félsica, 34

b) Metassedimentos

III.1.1.4. – Granada-Biotita Gnaiss, 40

c) Rochas Máficas e Ultramáficas

III.1.1.5 – Anfíbolitos, 43

III.1.1.6 – Metagabros, 44

III.1.1.7 – Rochas Ultramáficas, 45

III.1.2 – Sequência Gnáissica II, 45

a) Ortognaisses

III.1.2.1 – Biotita-Hornblenda Gnaiss Migmatítico, 45

b) Metassedimentos

III.1.2.2 – Sillimanita-Biotita Gnaiss e Muscovita Quartzito, 47

c) Rochas Máficas

III.1.2.3 – Rochas Máficas, 47

III.1.3 - Rochas Ígneas Félicas, 52

III.1.3.1 – Hornblenda Tonalito, 52

III.1.3.2 – Biotita Leucogranito, 55

III.1.3.3 – Biotita Granito Róseos, 56

III.2 – Domínio Tectônico Juiz de Fora, 58

a) Ortognaisses

III.2.1 – Ortognaiss e Granulito, 58

III.2.1.1 – Hornblenda Gnaiss, 59

III.2.1.2 – Ortopiroxênio Granulito, 61

III.2.1.3 – Anfíbolito, 62

b) Metassedimentos

III.2.2 – Granada-Biotita Gnaiss, 62

III.2.2.1 – Granada-Biotita Gnaiss, 65

III.2.2.2 – Muscovita Quartzito, 67

III.2.2.3 – Rocha Calcissilicática, 69

III.2.2.4 – Anfíbolito, 70

III.2.2.5 – Granulito, 71

III.2.2.6 – Biotita Gnaiss Ultramilonítico, 72

c) Rochas Ígneas Félsicas

III.2.3 – Granada Charnockito, 76

III.2.4 – Granitoide Matias Barbosa, 77

III.2.5 – Leucogranito, 77

III.2.5.1 – Leucogranitóides, 77

III.2.5.2 – Biotita Granito Porfírico, 79

III.3 - Geologia Estrutural, 63

III.3.1 – Aspectos da Deformação Pré-brasiliana, 83

III.3.2 – Domínio Estrutural I, 87

III.3.3 – Domínio Estrutural II, 90

III.3.4 – Domínio Estrutural III, 93

Capítulo IV: *METAMORFISMO E FLUIDOS ASSOCIADOS*, 101

IV.1 - Metamorfismo, 101

IV.1.1 – Associações Mineralógicas, 102

IV.1.2 – Metamorfismo Progressivo x Retrometamorfismo, 104

IV.1.3 – Análise Metamórfica, 105

IV.1.3.1 – Rochas Pelíticas, 105

IV.1.3.2 – Rochas Calcissilicáticas, 105

IV.1.3.3 – Rochas Máficas, 106

IV.1.4 – Condições de Pressão e Temperatura, 106

IV.2 – Inclusões Fluidas em Granulitos do Domínio Tectônico Juiz de Fora, 110

IV.2.1 – Generalidades, 110

IV.2.2 – Métodos Analíticos, 112

IV.2.3 – Microtermometria, 112

IV.2.3.1 – Fluidos dos Ortogranulitos, 113

IV.2.3.2 – Fluidos dos Metassedimentos, 118

IV.2.4 – Discussão dos Resultados e Conclusões, 133

Capítulo V - LITOGEOQUÍMICA, 136

V.1 – Métodos Analíticos, 137

V.2 – Discussão dos Resultados, 138

V.3 – Comentários Finais, 168

Capítulo VI – EVOLUÇÃO CRUSTAL, 169

V.1 – Considerações Finais, 169

V.2 – Modelos Geotectônicos, 173

V.3 – Evolução Geológica, 177

V.4 –Metalogenênese Associada, 179

V.4 –Trabalhos Futuros, 180

Capítulo VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS, 181

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo I

Figura I.1. Mapa de localização da área e vias de acesso, 4

Figura I.2. Articulação das folhas topográficas mapeadas, 6

Capítulo II

Figura II.1. Mapa geológico regional de Hasui & Oliveira (1984), com localização da área, 11

Figura II.2. Perfil tectônico do setor central da Faixa Ribeira (Heilbron, 1993), 21

Figura II.3. Situação regional e mapa geológico com a compartimentação tectônica adotada, 26

Capítulo III

Figura III.1. Desenho esquemático de canaleta de estrada mostrando relações de contato e sentidos de cisalhamento ambíguos, 85

Figura III.2. Estereogramas referentes ao Domínio Estrutural I, 89

Figura III.3. Diagramas estereográficos para o Domínio Estrutural II, 92

Figura III.4. Estereogramas referentes à fase D₂ no Domínio Estrutural III, 95

Figura III.5. Estereogramas referentes às zonas de cisalhamento associadas às fases D₃ e D₄ do Domínio III, 96

Figura III.6. Desenho esquemático realçando estruturas relacionadas às zonas de cisalhamento D₃, 98

Figura III.7. Desenho de afloramento mostrando relações entre as fases D₂, D₃ e D₄, 99

Figura III.8. Desenho de zona de cisalhamento macroscópica da fase D₄, 100

Capítulo IV

Figura IV.1.1. Diagrama esquemático mostrando as possibilidades para a geração da paragênese clinopiroxênio + granaada + quartzo, 107

- Figura IV.1.2.* Grade petrogenética para rochas pelíticas com campo do pico metamórfico atingido pelos metassedimentos, 109
- Figura IV.2.1.* Histogramas de temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ (Tf and Th respectivamente) para todos os tipos de inclusões em cristais de K-feldspato e plagioclásio (amostra JRN-37e), 115
- Figura IV.2.2.* Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de K-feldspato (amostra JRN-37e), 115
- Figura IV.2.3.* . Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de plagioclásio (amostra JRN-37e), 116
- Figura IV.2.4.* Histogramas de temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ para todos os tipos de inclusões (amostra JRN-66c), 116
- Figura IV.2.5.* Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de plagioclásio (amostra JRN-66c), 120
- Figura IV.2.6.* .Histogramas de frequência com Tf e Th para todas as inclusões da amostra JRN-23b I, 120
- Figura IV.2.7.* Isócoras para inclusões fluidas em quartzo e feldspatos da amostra JRN-23b I, 121
- Figura IV.2.8.* Histogramas de frequência para Tf e Th (amostra JRN-23b II), 121
- Figura IV.2.9.* Isócoras obtidas para as inclusões fluidas da amostra JRN-23b II, aprisionadas principalmente em cristais de plagioclásio, 122
- Figura IV.2.10.* Histogramas de frequência de inclusões em aglomerados das amostras JRN-107b e JRN-223, associadas à fase D₂ de deformação, 128
- Figura IV.2.11.* Temperaturas de fusão (a) e homogeneização (b) de inclusões em aglomerados da amostra JRN-127b, representativa da deformação D₃, 128
- Figura IV.2.12.* Diagramas de frequência de inclusões fluidas diferenciadas por ocorrência em trilhas ou em aglomerados na amostra JRN-186, relacionada a fase D₄, 129
- Figura IV.2.13.* Histogramas de frequência de inclusões subdivididas em trilhas , aglomerados e isoladas para a amostra JRN-214, 129
- Figura IV.2.14.* Gráfico P-T mostrando o posicionamento das isócoras obtidas para inclusões fluidas da sequência metassedimentar do Domínio Tectônico Juiz de Fora, 130

Capítulo V

- Figura V.1.* Diagramas de Harker com distribuição dos óxidos CaO e MgO, 139
- Figura V.2.* Gráficos de variação dos teores de Fe total e TiO₂, 140
- Figura V.3.* Diagrama de Harker para alumina e álcalis, 141
- Figura V.4.* Diagrama biveriante de álcalis contra sílica e para os óxidos CaO e MgO, 142
- Figura V.5.* Diagrama de Middlemost (1985) confrontando os teores de álcalis e o diagrama QAP de Streckeisen (1973), 145
- Figura V.6.* Diagrama QAP de Streckeisen (1973) com os conteúdos normativos das rochas intermediárias a ácidas, 145
- Figura V.7.* Gráfico de classificação em séries magmáticas (Rollinson, 1993), 146
- Figura V.8.* Diagrama triangular de Irvine & Baragar (1971), 146
- Figura V.9.* Gráfico de classificação em séries magmáticas de Jensen (1976), 147
- Figura V.10.* Harker de Mg para elementos maiores, 148 e 149
- Figura V.11.* Gráficos binários com sílica contra LILE, 150
- Figura V.12.* Diagramas de sílica contra HFS, 151 e 152
- Figura V.13.* Diagramas de sílica contra elementos compatíveis, 153
- Figura V.14.* Harker de Mg para elementos traços, 154 a 156
- Figura V.15.* Padrão de ETR para rochas graníticas do DTAND, 160
- Figura V.16.* Padrão de ETR para gnaisses tonalíticos, 160
- Figura V.17.* Distribuição dos ETR nas rochas anfíbolíticas associadas ao DTAND, 161
- Figura V.18.* Distribuição dos ETR em rochas gabróicas e gnaisses mesocráticos do DTAND, 161
- Figura V.19.* Distribuição dos ETR de algumas amostras de enderbitos, granodiorito e trondhjemitos, 162
- Figura V.20.* Spidergramas para as rochas graníticas, 162
- Figura V.21.* Spidergramas relativos aos gnaisses tonalíticos, 163
- Figura V.22.* Diagrama de variação multi-elementos para as rochas máficas, 163
- Figura V.23.* Diagrama de variação multi-elementos para as rochas gabróicas e gnaisses mesocráticos, 164
- Figura V.24.* Spidergramas para enderbitos, granodioritos e trondhjemitos, 164

- Figura V.25.* Diagrama discriminante tectônico $R_1 \times R_2$ de Batchelor & Bowden (1985), 165
- Figura V.26.* Diagrama discriminante de Pearce et al. (1984) para rochas graníticas, 165
- Figura V.27.* Diagrama discriminante Ti-Zr-Nb (Pearce & Cann, 1973), 166
- Figura V.28.* Diagrama de discriminação Zr-Nb-Y para basaltos (Meschede, 1986), 166
- Figura V.29.* Diagrama discriminante tectônico Zr/Y-Zr para basaltos (Pearce & Norry, 1979), 167

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Capítulo III

- Fotografia III.1.* Biotita-hornblenda gnaissite fitado da Sequência Gnáissica I, 35
- Fotografia III.2.* Aspecto macroscópica das rochas da Associação Máfico-Félsica, 35
- Fotografia III.3.* Feições bandadas da Associação Máfico-Félsica, 36
- Fotografia III.4.* Rochas granulíticas da Associação Máfico-Félsica, 36
- Fotografia III.5.* Textura dictionítica em biotita-hornblenda gnaissite cinzento da Sequência Gnáissica II, 48
- Fotografia III.6.* Aspecto de campo de biotita-hornblenda gnaissite da Sequência Gnáissica II, 49
- Fotografia III.7.* Hornblenda gnaissite mesocrático da Sequência Gnáissica II cortado por lentes de rochas graníticas, 50
- Fotografia III.8.* Boudins de biotita anfíbolito em biotita-hornblenda gnaissite, 50
- Fotografia III.9.* Lentes métricas boudinadas de hornblenda gnaissite máfico em hornblenda ortognaissite da Sequência Gnáissica II, 53
- Fotografia III.10.* Vênulas tonalíticas irregulares em lente de anfíbolito, 54
- Fotografia III.11.* Porções enriquecidas em K-feldspato em zona de cisalhamento associada a ortognaissite da Sequência Gnáissica II, 57
- Fotografia III.12.* Enclave de rocha máfica em granito róseo, 57
- Fotografia III.13.* Porção leucossomática associada ao DTJF, com pequenos xenólitos ou restitos máficos de cor esverdeada, 60
- Fotografia III.14.* Gnaissite félsico milonítico com enclaves máficos estirados, intercalado com banda félsica oftálmica, 60
- Fotografia III.15.* Contato paralelo ao bandamento entre rocha granulítica e gnaissite félsico, 63

- Fotografia III.16.* Contato irregular entre gnaiss granulítico e gnaiss cinzento, 63
- Fotografia III.17.* Corpo de anfibolito subconcordante em ortognaiss miloítico do DTJF, 64
- Fotografia III.18.* Biotita gnaiss ultramilonítico com porfiroclastos milimétricos de feldspato e fragmento de rocha calcissilicática, 75
- Fotografia III.19.* Biotita gnaiss migmatítico com textura estromática, 80
- Fotografia III.20.* Estruturas relacionadas a zonas de cisalhamento extensionais em gnaiss granulíticos, 86
- Fotografia III.21.* Zona de cisalhamento macroscópica D₂ no Domínio Estrutural II, 91

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Capítulo III

- Fotomicrografia III.1.* Textura blasto-sub-ofítica de granada metagabro da Associação Máfico-Félsica, com intercrescimento de granada e clinopiroxênio, 37
- Fotomicrografia III.2.* Detalhe em lâmina de granada metagabro mostrando dois tipos de clinopiroxênio, 38
- Fotomicrografia III.3.* Texturas coroníticas em granada metaleucogabro com colares de granada em torno de piroxênios e intercrescimentos simplectíticos de hornblenda e quartzo, 41
- Fotomicrografia III.4.* Aspecto petrográfico de granada leucognaiss enderbítico, 42
- Fotomicrografia III.5.* Textura flaser em biotita gnaiss das vizinhanças da Faixa Milonítica, 68
- Fotomicrografia III.6.* Sistema porfiroclástico do tipo- σ em muscovita-biotita gnaiss, 68
- Fotomicrografia III.7.* Finos colares de granada em torno de cristais de piroxênio de granulito máfico de DTJF, 73
- Fotomicrografia III.8.* Piroxênio com bordos de hornblenda em ortopiroxênio granulito do DTJF, 74
- Fotomicrografia III.9.* Aspecto petrográfico de rocha da Faixa Milonítica com textura ultramilonítica, 75

Capítulo IV

Fotomicrografia IV.2.1. Grupos de inclusões em aglomerados em enderbito (amostra JRN-223), 131

Fotomicrografia IV.2.2. Região com alta população de inclusões em aglomerados em leucogranito (amostra JRN-186), 131

Fotomicrografia IV.2.3. Inclusões em trilhas em cristal de feldspato (amostra JRN-186), 132

Fotomicrografia IV.2.4. Inclusões isoladas em cristal de quartzo, 132

ÍNDICE DE TABELAS

Capítulo II

Tabela II.1. Quadro de compilação de datações radiométricas atribuídas, 27

Capítulo IV

Tabela IV.2.1. Valores usados para a determinação das isócoras para inclusões fluidas em K-feldspato e plagioclásio, 119

Tabela IV.2.2. Dados usados na determinação das isócoras (JRN-66c), 119

Tabela IV.2.3. Valores utilizados na determinação das isócoras (amostra JRN-23b), 119

Tabela IV.2.4. Relação entre os litotipos analisados e a deformação brasileira, 125

Tabela IV.2.5. Valores usados na obtenção das isócoras para amostras de metassedimentos, 125

Capítulo V

Tabela V.1. Relação entre os litotipos selecionados para análise química e a unidade litológica, 137

ANEXOS

Anexo I. Mapa Geológico-Estrutural

Anexo II. Mapa de Contorno Estrutural

Anexo III. Mapa de Pontos

Anexo IV. Perfis Geológicos

Anexo V. Tabela com as análises químicas

Anexo VI. Coordenadas UTM dos pontos



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE)**

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS TERRENOS GNÁISSICOS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE JUIZ DE FORA, MINAS GERAIS**

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

José Renato Nogueira

Os ortognaisses que compõe a Faixa Ribeira, na região de Juiz de Fora (MG) foram submetidos a uma sequência de processos geológicos ocorridos durante épocas anteriores ao Ett Brasileiro, que gerou este cinturão. O presente estudo pretende recuperar e reconstituir a evolução geológica relacionada a estes processos. As unidades se distribuem em dois domínios tectônicos principais (DTJF e DTAND) que foram subdivididos em três domínios estruturais com características particulares.

Os estudos de metamorfismo apontam para existência de dois picos metamórficos granulíticos associados dois diferentes eventos tectônicos. O último evento é seguramente relacionado ao Ett Brasileiro, com idades entre 610-490 Ma (Machado et al., 1996) e afetou tanto os ortognaisses do embasamento como as rochas supracrustais do Grupo Andrelândia, depositado entre 1.0 e 0.6 Ga. O metamorfismo relacionado ao Ett transamazônico, de idades entre 2.2-1.9 Ga, atingiu apenas as rochas ortognaissicas do embasamento. As condições P-T de pico metamórfico reinantes nestes dois eventos são consideradas respectivamente 6-8 kb/750-800°C e 4-6kb/800-850°C.

As estruturas geradas pelo Ett Brasileiro evidenciam um comportamento associado a tectônica compressional de caráter progressivo, inicialmente com características tangenciais, com vergência de SE para NW, culminando com a formação de estruturas em “amêndoas” durante a fase direcional de maior intensidade. A análise das evidências estruturais pré-brasilianas revela padrões associados à tectônica de baixo ângulo e relacionadas a estas estruturas ocorrem zonas de cisalhamento mostrando evidências de movimentação associada a esforços extensionais.

As inclusões estudadas se mostraram típicas de fácies granulito, possuindo de 81 a 93 % de CO₂, com densidades moderadas, variando entre 0,79 e 0,94 g/cm³, para as rochas do embasamento; e 92 a 100% de CO₂, e densidades moderadas a altas, oscilando entre 0,916 e 1,068 g/cm³ para a porção metassedimentar do DTJF.

O estudo litogeoquímico dos ortognaisses no DTAND mostra que as rochas analisadas podem ser subdivididas em duas sequências principais, toleítica e cálcio-alcalina. Foi possível sugerir para as rochas da suíte toleítica analisadas, uma origem em ambiente intraplaca, sob condições de crosta continental inferior, posteriormente evoluindo para a geração de magmas mais empobrecidos em elementos incompatíveis com a crosta continental.

A evolução geológico-geotectônica proposta envolve, durante o Ett Transamazônico, processos extensionais com a formação de “*under*” e “*intraplating*” magmático, provendo os fluidos ricos em CO₂ e o excesso de calor necessário para o metamorfismo granulítico. Nos estágios finais do Ett Transamazônico, um processo de afinamento crustal, auxiliado também por afinamento erosional, resultou em riftiamento da parte superior da crosta, gerando o início da formação das bacias intracratônicas onde foram posteriormente depositados os sedimentos dos Grupos Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia. Após um longo período de quiescência, no Ett Brasileiro, iniciou-se processo compressivo de colisão continental que posicionou em um mesmo nível crustal rochas supracrustais e o embasamento. Neste período, intensos processos anatéticos retiraram grandes quantidades de H₂O do sistema, fazendo com que os metassedimentos atingissem a fácies granulito.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE)**

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS TERRENOS GNÁISSICOS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE JUIZ DE FORA, MINAS GERAIS**

ABSTRACT

TESE DE DOUTORADO

José Renato Nogueira

The orthogneisses of the Ribeira Belt, in the Juiz de Fora area, were submitted to a sequence of geologic processes during times previous to Ett Brasileiro (tectono-thermal event), that generated this belt. The present study intends to recover and to reconstitute the geological evolution related to these processes. The units are distributed in two main tectonic domains (DTJF and DTAND) that were subdivided in three structural domains with specific characteristics.

The metamorphic studies point to the existence of two high-grade metamorphic peaks associated to two different tectonic events. The last event is related to Ett Brasileiro, with ages around 610-490 Ma, and this affected the orthogneisses of the basement as well as Andrelândia Group supracrustal rocks, deposited between 1.0 and 0.6 Ga. The metamorphism related to the Ett Trans-Amazonian, dated at 2.2-1.9 Ga, affected only the basement orthogneisses. Peak P-T conditions for these event are considered to be 6-8 kb/750-800°C and 4-6kb/800-850°C respectively.

The structures generated by Ett Brasileiro can be related to compressional tectonics of progressive nature, initially tangential with vergence of SE-NW, culminating with the formation of lenticular structures during the directional phase, of larger intensity. The analysis of pre-Brasiliano structures reveals patterns associated with low angle tectonics with related extensional shear zones.

The fluid inclusions are typical of granulite facies, as they consist of 81 to 93% CO₂ with moderate densities, varying between 0.79 and 0,94 g/cm³, for the basement rocks; and 92 to 100% CO₂, and moderate to high densities varying from 0.916 to 1.068 g/cm³ for the metasediments of DTJF.

Chemical compositions of the orthogneisses in DTAND shows that these rocks can be assigned to two main sequences, tholeiitic and calc-alkaline. It is possible that the rocks of the tholeiitic suite originated in intraplate environment, under lower crustal conditions, later on evolving to magmas enriched in incompatible elements.

The proposed geological evolution involves extensional processes with magmatic intra and underplating, during Ett Trans-Amazonian, that provided CO₂-rich fluids and the necessary heat for the granulite metamorphism. The final stage of the Ett Trans-Amazonian witnessed crustal thinning aided by erosion, which resulted in rifting of the upper crust and initiated intracratonic basin formation where Tiradentes, Lenheiro, Carandaí and Andrelândia Groups were deposited. After a long period of quiescence, compressive continental collision processes took place during the Ett Brasileiro and this juxtaposed the supracrustals and basement rocks. Intense anatetic processes in this period, removed large amounts of H₂O from the system, enabling the metasediments to attain granulite facies.

Capítulo I

INTRODUÇÃO

O estudo de terrenos gnáissicos de alto grau tem desempenhado um importante papel no entendimento de muitas questões relacionadas à evolução petrogenética da crosta durante o tempo geológico. Estes terrenos derivam de várias proporções de rochas sedimentares e ígneas e compõem uma significativa parte da crosta continental exposta em cinturões orogênicos e crátons Pré-cambrianos.

As estruturas internas e as relações entre os tipos de rochas existentes são geralmente complexas, devido à longa história evolutiva pela qual passaram estas rochas. Esta complexa estruturação decorre de uma sequência de processos e eventos geológicos que tendem a obliterar estruturas mais antigas imprimindo nas rochas feições mais novas. Esta sequência de eventos geológicos ocorre como efeito não só de sucessivas fases de metamorfismo, intrusões e deformação, como também de processos de fusão parcial, recristalização e assimilação, que podem estar associados ao transporte de fluidos na crosta. O não reconhecimento da natureza desta complexidade pode levar a interpretações incorretas da história geológica destes terrenos e a trabalhos analíticos de menor valor.

Este trabalho pretende abordar a história evolutiva de uma porção do Cinturão Ribeira, na região de Juiz de Fora (MG), recuperando quando possível a sequência de processos geológicos ocorridos durante épocas anteriores ao Evento Tectono-Termal Brasileiro (Ett Brasileiro), que gerou este cinturão.

Neste sentido, esta pesquisa vem abordando o entendimento da evolução geológica e das relações tectono-estruturais e metamórficas entre os metassedimentos pertencentes ao Grupo Andrelândia (Ebert, 1968), e os ortognaisses e granulitos mais antigos pertencentes ao embasamento, classificado na região como Complexo Mantiqueira (Brandalise et al., 1991) e Complexo Juiz de Fora (Machado Filho et al., 1983).

A área enfocada nesta tese é composta por rochas predominantemente gnáissicas metamorfasadas em alto grau, desde a fácies anfíbolito até a fácies granulito. A deformação imposta pelo Ett Brasileiro foi muito intensa, geralmente de caráter dúctil e de evolução não-coaxial, gerando foliações, lineações, dobras e rochas miloníticas durante pelo menos três fases de deformação. Na região ocorre um sistema de empurrões que pôs em contato rochas de

diferentes níveis crustais, causando um empilhamento tectônico e intercalando lascas tectônicas de embasamento com rochas supracrustais. Concomitantemente a estes eventos deformacionais ocorreu extensa migmatização por anatexia, o que levou à formação de corpos de composição granítica a granodiorítica.

As litologias aflorantes na região de Juiz de Fora (MG) podem ser subdivididas basicamente em ortoderivadas, compostas por granulitos e hornblenda gnaisses, e metassedimentares, constituídas de quartzitos e granada-biotita gnaisses, além de corpos granitóides e charnockitóides. Destacam-se ainda ocorrências minerais de interesse econômico, como ouro aluvionar e pegmatitos zonados como fonte de caulim.

Estas unidades litológicas apresentam uma intensa variação de litotipos tanto de forma lateral quanto longitudinal. Tal variação decorre dos intensos processos deformacionais/termais por que passaram estas rochas, resultando em transposições de foliações e episódios de fusão parcial.

A complexidade litológica está relacionada em muitos casos à diferentes taxas de deformação e/ou grau metamórfico que podem dar à mesma rocha diferentes aspectos de campo. Além disto, mesmo minimizando estas diferenças, há uma grande variedade de litotipos na área estudada. Nos metassedimentos esta variação possivelmente decorre, além dos fatores supracitados, da própria característica do Grupo Andrelândia que comumente apresenta variações faciológicas laterais e longitudinais (Trouw, 1986; Silva et al., 1992). No embasamento, processos de injeção de magmas máficos e félsicos que ocorreram durante sua evolução geológica podem ser os responsáveis por esta variação.

A complexa estruturação da área em questão, comum às rochas de alto grau metamórfico, envolvendo superposição de fases de deformação dúcteis e diferentes gerações de milonitos, estruturação prévia à deformação brasileira nas rochas do embasamento, desenvolvimento de zonas de cisalhamento subsidiárias como efeito de “*strain hardening*” (White et al., 1980), requer uma análise detalhada, a fim de que se possa afirmar com mais segurança as direções de transporte para cada complexo citado.

O embasamento da sequência metassedimentar apresenta evidências de ter sofrido metamorfismo de fácies granulito durante o Evento Tectono-Termal Transamazônico (Ett Transamazônico), com pressões relativamente baixas, entre 4 e 6 kb, e temperaturas em torno de 800 °C (Nogueira & Trouw, 1993). O metamorfismo dos metassedimentos é de fácies anfíbolito superior, localmente atingindo a fácies granulito. Este metamorfismo é atribuído ao Ett

Brasiliiano, e teria atingido pressões mais elevadas, entre 6 e 8 kb, com temperaturas também em torno de 800 °C (Nogueira & Trouw, op cit).

Nesta tese, estão processadas as informações obtidas durante a pesquisa, através de mapeamento geológico detalhado abrangendo quatro folhas em escala 1:50.000, análise estrutural e metamórfica, estudo de inclusões fluidas, geoquímica de ortognaisses e estudos petrológicos, tendo-se como objetivo fornecer subsídios para um maior aprofundamento do entendimento da evolução deste terreno de alto grau metamórfico, a partir de uma melhor caracterização dos eventos tectono-termais supracitados, com a inserção das ocorrências de interesse econômico no contexto geológico destes eventos.

Desta forma, procurou-se analisar o comportamento destas rochas face à necessidade de uma melhor compreensão destes diferentes processos ocorridos, possivelmente associados à tectônica brasiliiana e transamazônica, e talvez até à arqueana (p. ex. Oliveira, 1980). Pretende-se também propor e discutir modelos possíveis para a evolução geotectônica do Cinturão Ribeira de forma que possa capacitar uma concepção mais clara das complexas evoluções polimetamórficas e multideformacionais ocorridas.

I.1- Localização da Área e Acessos

A região enfocada neste trabalho está localizada na parte SSE do Estado de Minas Gerais, próximo à divisa com o Estado do Rio de Janeiro, onde se situam as cidades de Juiz de Fora, Ewbank da Câmara, Matias Barbosa e Santa Bárbara do Monte Verde, cobrindo as folhas topográficas homônimas em escala 1:50.000, do IBGE. Esta área é limitada pelos paralelos 21° 30' e 22° 00' e pelos meridianos 43° 15' e 43° 45', totalizando aproximadamente 2900 km². O acesso à região pode ser feito pelas rodovias federais BR-040 (Rio - Belo horizonte) e BR-267 (Juiz de Fora – Caxambú), além de um grande número de estradas não pavimentadas, algumas de tráfego periódico (Figura I.1 e Anexo I).

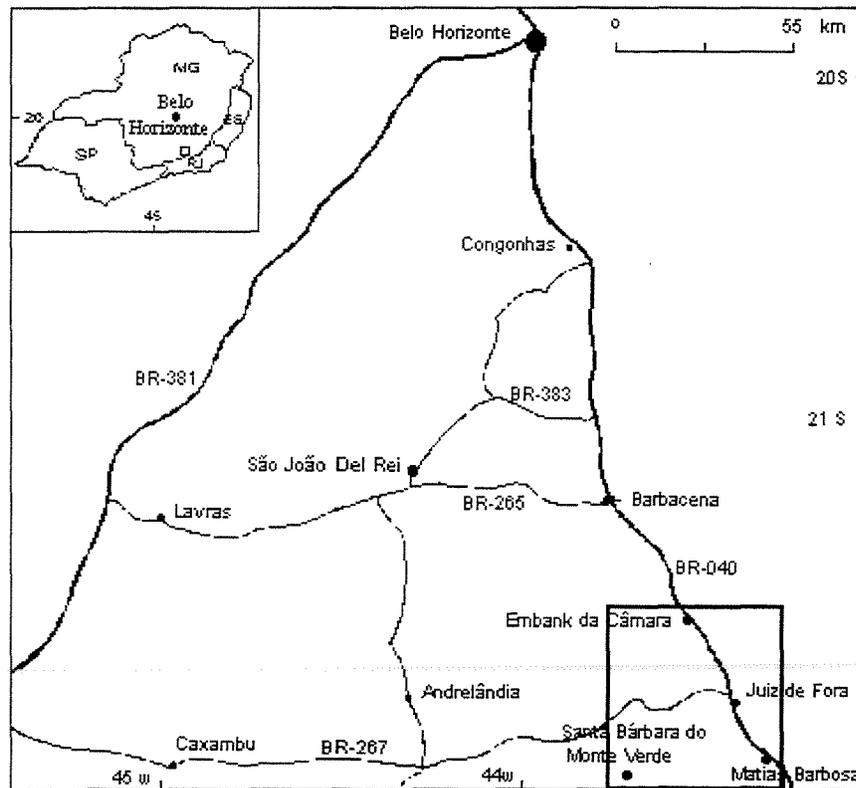


Figura 1.1 – Mapa de localização da área no estado de Minas Gerais (canto superior esquerdo) e no detalhe as principais vias de acesso à área (quadrado em negrito).

I.2 - Objetivos

O objetivo básico desta pesquisa é compreender a evolução geológico-geotectônica da área, a partir da análise detalhada das principais características dos eventos tectono-termiais supracitados, inserindo as mineralizações no contexto geológico destes eventos. Para se chegar a esta meta maior foi proposto para esta pesquisa alcançar os seguintes objetivos:

- i.) entender e diferenciar os processos anatéticos ocorridos nos ortognaisses e nos metassedimentos, e sua possível relação com as zonas de cisalhamento;
- ii.) determinar a evolução metamórfico-estrutural para estes dois grandes grupos de rochas orto e paraderivadas e definir os campos prováveis de pico metamórfico para cada evento;

iii.) tecer considerações mais seguras com respeito às direções de movimento e sentido de transporte dos diferentes domínios tectônicos estudados;

iv.) conhecer as características dos fluidos participantes em cada fase de deformação brasileira;

v.) estudar e avaliar o grau de participação dos fluidos na geração de rochas granulíticas;

vi.) estudar o metamorfismo de fácies granulito do Complexo Juiz de Fora a partir da comparação entre os fluidos associados aos ortognaisses granulíticos do embasamento mais antigo, com os fluidos de granulitos encontrados nas supracrustais do Grupo Andrelândia, muito provavelmente relacionados ao Ett Brasileiro;

vii.) comparar a composição química dos ortognaisses do Complexo Mantiqueira a partir da análise dos teores de elementos separadamente para cada unidade litológica deste complexo, abrangendo toda a gama composicional de rochas encontradas em cada unidade;

viii.) estabelecer possíveis caminhos de evolução P-T-t sofridos durante os diferentes eventos tectônicos;

ix.) apresentar modelos possíveis para a evolução geotectônica para a área, com enfoque nos processos geológicos ocorridos no período pré-Brasiliano.

x.) avaliar as diversas hipóteses para a gênese das ocorrências minerais, em especial as mineralizações auríferas;

I.3 - Metodologia

Com a finalidade de atingir os objetivos inicialmente propostos foram desenvolvidos os seguintes métodos de trabalho.

a) Mapeamento Geológico e Integração de Áreas

Esta fase envolveu o mapeamento geológico-estrutural da Folha Ewbank da Câmara e de grande parte das Folhas Juiz de Fora e Santa Bárbara do Monte Verde, em escala 1:50.000, feito a partir de um total de 54 dias de trabalhos de campo. O mapa obtido foi integrado, em escala 1:100.000, com mapeamentos realizados por Nogueira (1994), Duarte et al. (1994) e Heilbron et al. (1994^a) (Figura I.2 e Anexo I).

Para elaboração do mapa-base foram utilizadas cartas topográficas do IBGE, escala 1:50.000. As campanhas de campo consistiram de análise dos afloramentos, elaboração de desenhos esquemáticos, obtenção de medidas estruturais, análise mineralógica através de lupa, descrição do material observado, registro fotográfico e coleta de amostras.

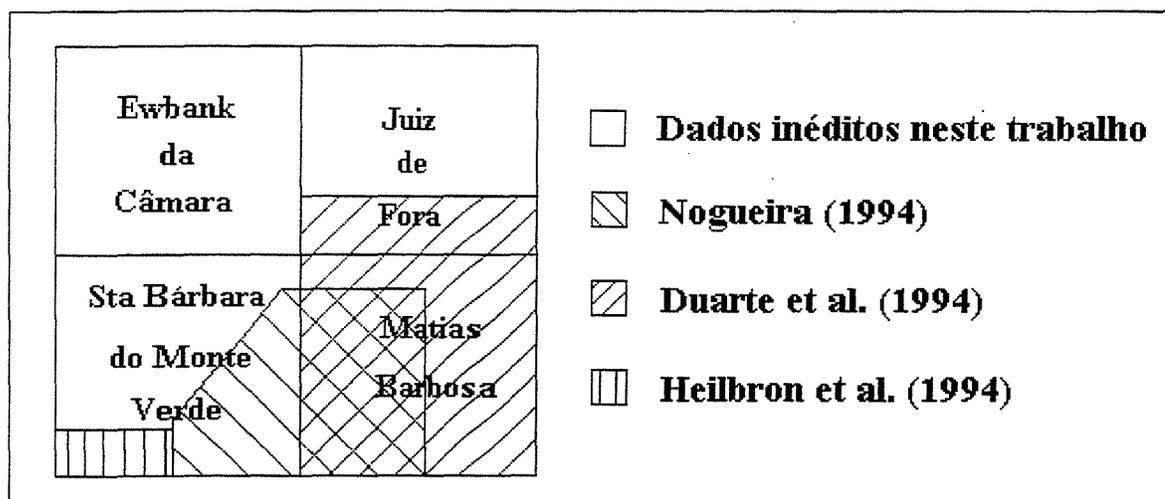


Figura I.2 – Articulação das folhas topográficas, escala 1:50.000, do IBGE, com posicionamento das áreas mapeadas por outros autores.

b) Confecção de Mapas e Tratamento de Imagem Satélite Landsat/TM-5

O tratamento dos dados obtidos nas etapas de mapeamento e integração de áreas foi feito através da confecção de mapas litológico, de pontos e estrutural. Os mapas litológicos e de pontos foram digitalizados usando-se o software AUTOCAD. Além disto, foi feito o processamento digital básico da imagem Landsat-5 TM, utilizando-se o software Ermapper no Laboratório de

Processamento de Informações Geo-referenciadas (Lapig) do IG/Unicamp. O tratamento de imagem satélite foi realizado através de serviço de terceiros, com recursos de reserva técnica / FAPESP, conforme decisão tomada no decorrer do trabalho.

c) Análise Estrutural

Para a análise estrutural foram coletados dados de foliações, lineações e indicadores cinemáticos, elaboração no campo de perfis geológicos regionais, fotografias de afloramentos e desenhos de caderneta de campo.

O tratamento dos dados estruturais foi realizado através da elaboração de mapas estrutural e de contorno estrutural, diagramas estereográficos, além de compilação dos dados cinemáticos.

d) Análise Petrográfica

As amostras representativas coletadas durante as campanhas de campo foram analisadas ao microscópio ótico onde foram estudadas texturas, estruturas e paragêneses associadas aos eventos metamórficos e deformacionais. Este estudo inclui também análises modais para classificação petrográfica e considerações sobre a relação entre metamorfismo e deformação. O estudo de microtectônica é importante para a compreensão da evolução metamórfico-estrutural e dos prováveis campos de pico metamórfico.

e) Estudos Litogeoquímicos

Os ortognaisses do Complexo Mantiqueira, subdivididos em grupos petrograficamente distintos, foram selecionados para as análises químicas de rocha total. A opção pelo estudo destas rochas foi feita tendo-se em vista que a comparação em termos litogeoquímicos, entre os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora com aqueles do Complexo Mantiqueira, já se encontrava em andamento através de tese de doutoramento, parcialmente apresentada em Duarte et al. (1997).

O tratamento dos resultados foi feito através de gráficos de correlação entre os elementos maiores, traços e de terras raras obtidos a partir de 64 amostras analisadas, visando a definição de possíveis trends magmáticos, ou a cogeneticidade de rochas de uma mesma unidade litológica. O comportamento dos elementos analisados foi estudado e comparado à literatura existente.

A partir das evidências encontradas e das correlações feitas foram estabelecidos alguns modelos possíveis para a evolução destas rochas, levando-se em consideração a necessidade de se testar e confrontar estes modelos com os resultados obtidos a partir de outros métodos utilizados no presente trabalho.

Os métodos específicos usados na obtenção e tratamento dos dados geoquímicos serão descritos posteriormente no capítulo referente a este tema.

f) Análise de Inclusões Fluidas

Este método permite uma avaliação da composição, temperatura e pressão dos fluidos presentes, fornecendo dados sobre a evolução P-T-t e sobre o regime de fluidos atuantes nos processos metamórficos e magmáticos.

As amostras foram selecionadas de acordo com sua importância no contexto geológico e neste sentido, procurou-se fazer o controle dos fluidos presentes nas litologias, associados a estruturas previamente localizadas na sequência de eventos geológicos, com o objetivo de obter uma melhor definição sobre a participação e evolução dos fluidos no terreno como um todo. Esta é também uma ferramenta útil na determinação de possíveis caminhos de evolução retrometamórfica.

Como no caso das análises químicas, a metodologia específica referente a este estudo será descrita no respectivo capítulo.

g) Estudos Metalogenéticos

Esta fase do trabalho foi desenvolvida nos estágios finais da pesquisa. Este estudo consiste de uma abordagem sobre os aspectos metalogenéticos regionais com base na evolução geológica construída. São então levantadas as principais hipóteses de ocorrência de mineralizações de acordo com o ambiente geológico em que se encontram.

Deste modo, a intenção foi desenvolver um modelo para a evolução do terreno que englobe considerações metalogenéticas. Não foi possível realizar um estudo aprofundado e detalhado devido à falta de tempo para o desenvolvimento deste tipo de trabalho, já que não há dados suficientes e disponíveis para esta área. Adiciona-se a isto o fato de atualmente existir pouco conhecimento sobre mineralizações associadas a terrenos metamórficos de alto grau.

I.4 - Nomenclatura Adotada

Seguindo a classificação internacionalmente adotada pela IUGS (“*International Union of Geological Sciences*”), para nomes compostos usou-se colocar o mineral mais abundante próximo ao nome da rocha, indo em ordem decrescente de abundância até o primeiro mineral citado. As unidades litológicas descritas são definidas pelo predomínio de certos litotipos, devido à intensa variação litológica que apresentam.

Para a descrição das rochas metamórficas foi usada uma nomenclatura que contém elementos de Winkler (1967), de Miyashiro (1975) e de Yardley (1989). Para gnaisses migmatíticos usou-se os termos descritivos texturais de Mehnert (1971), por vezes modificados por Ashworth (1985).

Os termos leucossoma, mesossoma e melanossoma foram utilizados com base na nomenclatura de campo. A classificação composicional de granitos e gnaisses foi feita através de diagrama triangular QAP, proposto por Streckeisen (1973).

A classificação granulométrica é a que foi recomendada pela IUGS para rochas metamórficas:

- muito fina < 0,1 mm
- fina de 0,1 a 1 mm
- média de 1 a 4 mm
- grossa > 4 mm

As atitudes de foliação são sempre representadas pela direção azimutal de maior mergulho, seguido pelo valor deste mergulho (e.g. Hobbs et al., 1976). Foram usados os conceitos de superfície -S- de Turner & Weiss (1983). Os estereogramas foram obtidos a partir de rede de áreas iguais (Rede de Schmidt), com projeção no hemisfério inferior.

A sigla JRN refere-se a pontos visitados, amostras ou lâminas petrográficas referentes à dissertação de mestrado do autor (Nogueira, 1994), enquanto que a sigla JF diz respeito a pontos, amostras ou lâminas desta tese.

Capítulo II

GEOLOGIA REGIONAL

Diversos mapas regionais (Hasui & Oliveira, 1984, Figura II.1; Campos Neto et al., 1990; Pinto & Padilha, 1993; entre outros) posicionam as litologias da porção sul e leste da área como pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (Machado Filho et al., 1983), enquanto que a norte podem ser incluídas no Complexo Mantiqueira (Brandalise et al., 1991; ver discussão feita a seguir, ítem II.2), sendo separadas entre si, segundo os autores, por contato de empurrão ou discordância. Entretanto, estudos mais recentes (p. ex. Heilbron et al., 1991; Nogueira, 1994), feitos em escala de maior detalhe, propuseram também a ocorrência nesta região de um maior volume de paragnaisses e quartzitos associados ao Grupo Andrelândia (Ebert, 1968). As relações estruturais, petrogenéticas e geocronológicas entre estes dois complexos predominantemente ortoderivados e de distribuição regional, juntamente com a definição do posicionamento e classificação das rochas supracrustais, tem sido um tema de constante estudo e debate. Neste contexto, a área estudada neste trabalho está localizada em uma região relevante para o entendimento do posicionamento tectono-estratigráfico destas três grandes unidades geológicas neste segmento importante da Faixa Ribeira.

Devido ao fato de estas três unidades litoestratigráficas regionais convergirem para a área em questão, será dado neste capítulo um enfoque especial ao Complexo Juiz de Fora, Grupo Andrelândia e Complexo Mantiqueira. Entretanto, unidades como Complexo Barbacena (Oliveira, 1980), Gnaiss Piedade (Ebert, 1958), Grupo Paraíba do Sul (Ebert, 1968), entre outras, também possuem importância no contexto regional e serão também abordadas.

Antes da década de cinquenta, as rochas do sudeste do Brasil eram classificadas em Séries Arqueanas, constituídas por gnaisses e migmatitos, e Séries Algonquianas, onde predominavam metassedimentos e metabasitos (sequência "greenstone"). Em 1949, Barbosa definiu a Série Mantiqueira, contendo gnaisses migmatíticos da Serra da Mantiqueira, e Série Barbacena (redefinida) que incluía o que depois veio a se chamar de faixas "greenstone" (rochas ultramáficas, máficas, gonditos, quartzitos e xistos) e o atual Grupo Carandaí. A partir de 1955, Ebert definiu os Grupos Andrelândia (classificado primeiramente como Série Andrelândia) e São João del Rei e ainda a Série Barbacena (composta pela sequência "greenstone"), o Gnaiss

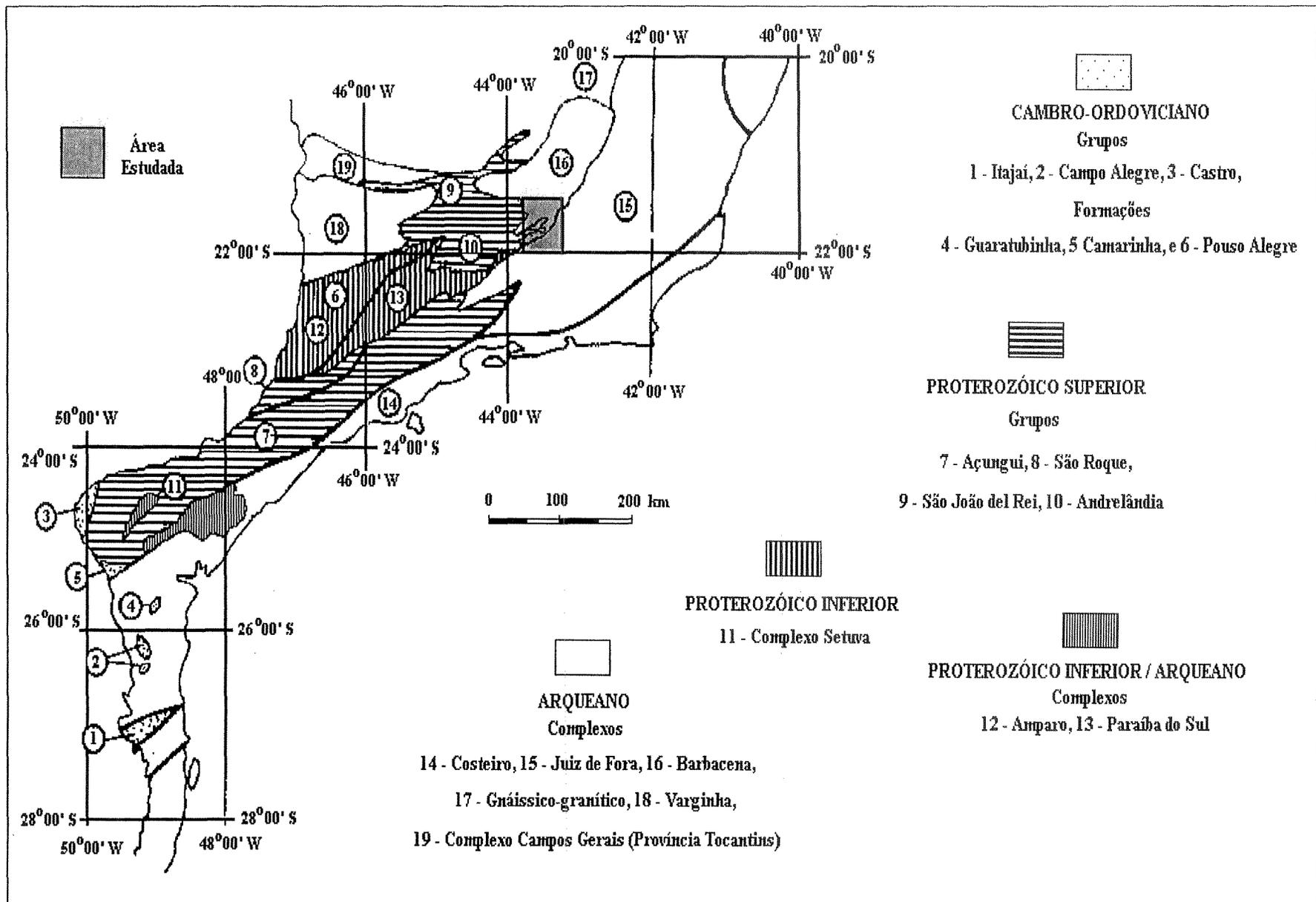


Figura II.1 – Distribuição das unidades litológicas e litoestratigráficas do Setor Central da Província Mantiqueira, segundo Hasui e Oliveira (1984), com a localização da área estudada neste trabalho.

Piedade (gnaiss bandado), o Grupo Mantiqueira (gnaisses e migmatitos) e a Série Juiz de Fora (incluindo granulitos).

Posteriormente, muitos trabalhos foram publicados enfocando esta região, e dentre eles destacam-se: Campos Neto et al. (1990), Campos Neto e Figueiredo (1990), Duarte et al. (1997), Ebert (1957), Figueiredo e Teixeira (1996), Hasui e Oliveira (1984), Heilbron (1993), Machado Filho et al. (1983), Machado et al. (1996), Oliveira (1982), Paciullo (1992), Paciullo et al. (1993), Pinto (1991), Ribeiro et al. (1990), Ribeiro et al. (1995), Schobbenhaus et al. (1984), Trouw et al. (1986), e Trouw e Pankhurst (1993).

A partir da análise de caráter regional de algumas destas publicações, pode-se agrupar as principais unidades litológicas da região da seguinte maneira:

1 - Sequências Predominantemente Ortoderivadas (pré -1.8 Ga): constituídas pelo Complexo Mantiqueira, Gnaiss Piedade, Complexo Juiz de Fora (unidades metassedimentar e ortoderivada), e Grupo Barbacena (faixas "greenstone"). Estas sequências formam o embasamento das sequências descritas abaixo.

2 - Sequências Supracrustais Proterozóicas: compostas pelo Supergrupo Minas e Ciclos Depositionais Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia e pelo Supergrupo São Francisco e Grupo Paraíba do Sul.

A descrição dos trabalhos anteriores e comentários, feitos a seguir, mostram a evolução dos conceitos e as principais controvérsias relacionadas ao estudo destas rochas.

II.1 - Complexo Juiz de Fora

A primeira descoberta de ocorrências de rochas granulíticas no Brasil foi feita por Brajniov (1953, in Ebert, 1968) no Espírito Santo. Ebert (1955) deu o nome de "Série Juiz de Fora" às rochas da suíte charnoquítica aflorantes nos arredores da cidade homônima.

Posteriormente, Ebert (1968) redefiniu a "Série Juiz de Fora" e o Grupo Paraíba do Sul ("grauvacas conglomeráticas, ou varvíticas laminadas, com um quartzito basal"), incorporando neste último as rochas granulíticas paraderivadas da antiga "Série Juiz de Fora". Na sua visão, os granulitos teriam sido formados num ambiente de baixa pressão de água, mas em condições metamórficas semelhantes (subfácies sillimanita da fácies anfíbolito) às demais litologias do Grupo Paraíba do Sul.

Oliveira (1980), estudando a região de Três Rios, atribuiu idade primária arqueana (2.800 Ma) às rochas granulíticas do que ele nomeou de Faixa Paraíba do Sul, que posteriormente foi reconhecido como Complexo Juiz de Fora (Machado Filho et al., 1983). Posteriormente as mesmas teriam sido afetadas por fortes deformações e recristalização do Ciclo Transamazônico, transformando-as em blastomilonitos. No Ciclo Brasileiro novo evento tectono-termal (Ett) teria atingido a região, mas os granulitos mostraram-se refratários à sua ação, preservando-se como paleossomas de migmatitos ou como boudins e xenólitos. O autor, a partir de feições texturais primárias e da avaliação de resultados de análises químicas, admitiu que a origem da grande maioria destas rochas seria magmática e advogou uma evolução geológica do tipo daquela dos cinturões móveis para a área.

A denominação Complexo Juiz de Fora foi cunhada por Machado Filho et al. (1983), para designar um conjunto de rochas da suíte charnockítica, composto predominantemente por enderbitos, com faixas kinzigíticas intercaladas, que ocorrem na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Estes autores definiram o Complexo Juiz de Fora como estendendo-se na direção nordeste-sudoeste (N20°E) desde Volta Redonda, no médio vale do Paraíba do Sul, até a região entre Raul Soares e Manhuaçu, no vale do Rio Doce, numa extensão de 360 km aproximadamente. Confina-se entre os domínios do Complexo Costeiro e do Grupo Barbacena (Ebert, 1955). A parte sul apresenta-se virgada pelas direções brasileiras passando para N60°E a partir do limite dos estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro. É nesta região onde o complexo possui maior expressão, atingindo cerca de 100 km de largura. Seu contato a oeste com as rochas do Gnaiss Piedade, se faz por falhas inversas de médio a alto ângulo. Embutidos nestas falhas ocorrem quartzitos, quiçá atribuíveis ao Grupo Andrelândia. Seus contatos com o Complexo Paraíba do Sul a leste são também por falhas inversas ou inferidos.

Segundo estes autores as rochas do Complexo Juiz de Fora são consideradas de idade fundamentalmente Arqueana, retrabalhadas no Ciclo Transamazônico e, em parte, no Ciclo Brasileiro. Corresponde "pró-parte" a "Série Juiz de Fora" de Ebert (1955), embora sem as características atribuídas por este autor. Desta forma, subdividiram o Complexo Juiz de Fora em duas unidades:

a) unidade magmática: rochas gnáissicas ou migmatíticas, cujos paleossomas são em geral metanoritos, metadioritos e metagabros, e os neossomas enderbíticos.

b) unidade metassedimentar: composta por paraganulitos e gnaisses kinzigíticos.

Machado Filho et al. (1983) admitem ainda que o Complexo Juiz de Fora, juntamente com o Gnaiss Piedade, poderiam ser representantes da base da crosta, ou representar em parte a crosta basáltica arqueana. Vale mencionar que o Gnaiss Piedade foi introduzido por Ebert (1958) para agrupar os gnaisses bandados que afloram nas vizinhanças da cidade homônima.

Hasui & Oliveira (1984) relatam que "na faixa que passa pela região de Juiz de Fora, as rochas são bandadas, com alternâncias de granulitos finos, cinza claros, com charnockitos esverdeados, enderbitos ou termos mais básicos. Em termos petrográficos, distinguem-se diversas rochas da suíte charnockítica: hiperstênio granito (charnockito), hiperstênio granodiorito, hiperstênio tonalito (enderbito) e norito. A textura original hipidiomórfica granular foi mascarada quase sempre pela cataclase e recristalização que gerou feições catacláticas e blastomiloníticas. As rochas acham-se dobradas em padrões ainda por delinear. A observação detalhada levou a se reconhecer um conjunto original de rochas plutônicas (incluindo termos ácidos e intermediários, e em parte básicos e ultrabásicos) e rochas sedimentares clásticas e químicas, transformado em condições de fácies granulito (charnockito e tipos associados) e anfibolito (migmatitos diversos), a 6-7 Kb e cerca de 850°C, ao que parece no Evento Jequié (Oliveira, 1980). Dobramentos, transposição e blastomilonitização, bem como recristalização e alguma migmatização incidiram sobre o conjunto durante o Evento Transamazônico. O Evento Brasileiro impôs novas recristalizações e remobilização".

Heilbron (1993) define como Complexo Juiz de Fora apenas os ortognaisses migmatíticos, de composição muito variada, com paragêneses inequívocas para a fácies granulito. Afirma ainda que em alguns locais estes gnaisses perdem a sua cor esverdeada, e se transformam em gnaisses com relíquias de ortopiroxênio, muito semelhantes aos gnaisses cinzentos que constituem o Complexo Mantiqueira.

II.2 – Complexo Mantiqueira

Os trabalhos anteriores apresentam muitas controvérsias com relação a melhor denominação a ser aplicada aos anfibólitos ortognaisses por vezes migmatíticos, comumente associados às rochas máficas, que constituem o embasamento das seqüências metassedimentares proterozóicas supracitadas. As definições envolvem nomes como Série, Grupo ou Complexo Mantiqueira e Barbacena; e Gnaiss, Grupo ou Complexo Piedade. Estas denominações vêm

sendo classificadas, ao longo das últimas quatro décadas, de formas distintas, variando conforme o autor ou a região. Os termos Grupo ou Complexo Mantiqueira parecem ser aplicáveis à região estudada. Entretanto, nas referências aos trabalhos anteriores, mencionar outros nomes, como por exemplo Gnaisse Piedade, se torna inevitável. A seguir é apresentado um pequeno histórico sobre estes trabalhos.

Barbosa (1954) criou a "Série Mantiqueira" para englobar gnaisses listrados, interpretados como a base cristalina anterior à "Série Barbacena", definida também neste trabalho como compreendendo rochas xistosas, básicas e metabásicas extremamente granitizadas.

Ebert (1955) denominou como Grupo Mantiqueira os mesmos gnaisses bandados, por vezes migmatíticos, da anterior "Série Mantiqueira". Este autor também definiu o Grupo Barbacena como composto por faixas vulcano-sedimentares. Posteriormente, Ebert (1958) sugeriu que o nome Grupo Mantiqueira fosse substituído pelo termo Gnaisse Piedade.

O Complexo Barbacena, descrito por Oliveira (1980), entre Juiz de Fora e Barbacena, constitui-se de migmatitos bandados e dobrados, caracteristicamente com frequentes paleossomas, restos e enclaves de anfíbolitos, rochas gabróides e metaultrabásitos. As partes claras são granodioríticas e graníticas e as escuras são gnáissicas ou básicas. Texturas cataclásticas e blastomiloníticas estão presentes. A saussuritização de plagioclásio é um aspecto notável, aumentando para norte a medida que se avança para zonas mais migmatizadas, até que na região de Barbacena, a substituição por epidoto e sericita é total. Estas feições parecem ser devidas a retrometamorfismo ligado à evolução dos grupos Andrelândia e São João del Rei (Oliveira, 1980).

De acordo com Machado Filho et al. (1983), o Gnaisse Piedade (Ebert, 1958) constitui o embasamento do Grupo Andrelândia e tem comportamento pouco variável, caracterizando-se pela predominância de rochas gnáissicas com estrutura bandada regular, que se apresentam migmatizadas próximo ao contato com o Complexo Juiz de Fora, onde mostram também um aumento na basicidade e possuem maior concentração de corpos metabásicos.

Com base nestas variações, estes autores propuseram uma subdivisão em quatro unidades para o Gnaisse Piedade:

I – *Unidade Gnáissica*, a mais extensa, onde ocorre o Gnaisse Piedade típico, composicionalmente identificado como biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, biotita-

hornblenda gnaisses, epidoto-biotita gnaisses e muscovita-biotita gnaisses, possuindo percentagens variáveis de quartzo, plagioclásio e microclínio e textura granoblástica poligonal;

II – *Unidade Migmatítica*, próxima ao contato com o Complexo Juiz de Fora onde o gnaisse se encontra migmatizado a granulizado, indicando aumento das condições metamórficas de oeste para leste;

III – *Unidade Metabasítica*, caracterizada pelo aumento, de sentido oeste para leste, no número de bandas máficas e corpos anfibolíticos, por vezes penetrados por neossomas graníticos a pegmatíticos de forma *lit-par-lit*; estes gnaisses foram identificados como metadioritos, constituídos principalmente por hornblenda e plagioclásio, com quartzo e epidoto subordinados, e metagabros mostrando granulação grossa, com textura hipidioblástica e remanescentes de textura subofítica, onde os componentes básicos estão representados por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda;

IV - *Maciço do Matola*, constituído por um corpo alongado de orientação norte-sul composto por um álcali-feldspato granito gnaissificado.

Segundo Hasui & Oliveira (1984), rochas básicas, ultrabásicas, graníticas a tonalíticas se associam a estes migmatitos, assim como os paragneisses biotíticos de Piedade, os gnaisses sieníticos de Matola (Coutinho, 1968, in Hasui & Oliveira, 1984) e Ubari e às rochas granulíticas de Ibertioga (Fonseca et al., 1979, in Hasui & Oliveira, 1984). Menos expressivamente aparecem ainda gnaisses com sillimanita, granada e biotita/muscovita, quartzitos impuros (feldspáticos e ferruginosos), mármore e rochas calcissilicáticas. As datações a norte de Juiz de Fora, indicam idade arqueana (2,8 Ga) para o Complexo Barbacena e rejuvenescimento transamazônico e brasileiro.

Trouw et al. (1986) definiram para a região compreendida na Folha Barbacena (esc. 1:250.000) um conjunto de gnaisses bandados, por vezes migmatíticos, com intercalação de anfibolitos e hornblenda gnaisses, que seria equivalente ao Grupo Mantiqueira (Ebert, 1955), e pelo menos em parte ao Gnaisse Piedade (Ebert, 1958). Estes autores consideraram que " o embasamento é essencialmente constituído por três conjuntos litológicos distintos: gnaisses bandados (Grupo Mantiqueira e Gnaisse Piedade); faixas vulcano-sedimentares (Grupo Barbacena); e ortognaisses. Estes últimos são sem dúvida mais novos, pois contém xenólitos dos dois conjuntos anteriores e mostram contatos intrusivos".

Pires et al. (1990), mostra que as sequências mais antigas da região de Lavras - S. João del Rei são compostas pelos gnaisses do Grupo Mantiqueira, constituídos de biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos (tonalitos-granodioritos), faixas ou corpos irregulares de granulitos e frequentes intercalações de anfibolitos; e também pelos metamorfitos do Greenstone Belt Barbacena, definido em Pires (1977), interpretativamente subdividido em três partes intergradacionais compostas por rochas vulcano-sedimentares.

As citações dos trabalhos de Oliveira (1980), Machado Filho et al. (1983), Hasui & Oliveira (1984), Trouw et al. (1986) e Pires et al. (1990) feitas acima, traduz parte das controvérsias sobre a nomenclatura destas rochas. Considera-se neste trabalho as sugestões de Trouw et al. (1986) e Pires et al. (1990) como sendo as versões mais concisas em termos de classificação regional; além disto, há continuidade física do que foi classificado como Grupo Mantiqueira por estes autores, com as rochas do embasamento situadas a norte da área estudada. Optou-se porém, por adotar o termo Complexo Mantiqueira, cunhado por Brandalise et al. (1991), por ser atualmente usado com frequência, além de refletir melhor a diversidade litológica observada.

Por outro lado, a descrição feita por Machado Filho et al. (1983) para o Gnaisse Piedade, incluindo sua subdivisão em quatro unidades litológicas, traduz com maior fidelidade e detalhe as observações feitas no presente trabalho, principalmente em relação à Unidade Metabásica que pode ser correlacionada à Associação Máfico-Félsica a ser descrita no próximo capítulo (item III.1.1.3). Além disto, o aumento no grau de fusão parcial destes gnaisses em direção ao contato com o Complexo Juiz de Fora também foi observado, não tendo porém este fato sido usado como critério para individualização de unidades litológicas.

II.3 - Grupo Andrelândia

Ebert (1956 a e b, 1958, 1963, 1968, 1971, 1984) foi o primeiro geólogo a descrever e discutir as relações estratigráficas, estruturais e metamórficas encontradas nas rochas que ele primeiro denominou de Série Andrelândia (1955), e depois rebatizou como Grupo Andrelândia (1968).

Trouw et al. (1986) descreveram os metassedimentos que afloram na parte sul da folha Barbacena (esc. 1:250.000, IBGE), enquadrando-os no Grupo Andrelândia (Ebert, 1968). Foi

apresentada uma coluna estratigráfica com uma divisão do grupo em cinco unidades informais: A, B, C, D e E.

Andreis et al.(1989) redefinem o Grupo Andrelândia como "Ciclo Depositional Andrelândia, e reconheceram quatro ciclos deposicionais que são, da base para o topo, Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia, cuja história deposicional teve seu início entre os eventos termo-tectônicos Transamazônico (2200 - 1800 Ma.) e Uruaçuano (1300 - 1000 Ma.).

Paciullo et al. (1993) dividiram as sequências do Ciclo Depositional Andrelândia (CDA) em três domínios estruturais: um autóctone (I), e dois alóctones (II e III), desmembrados por falhamentos de empurrão. Baseados em estudo estratigráfico e na distribuição das litofácies em cada domínio, subdividiram o CDA em duas sequências deposicionais, informalmente denominadas de CDA I e CDA II. Estes autores concluíram que as sucessões do CDA I e II foram depositadas em bacia intracratônica, numa margem continental passiva, com rampas laterais (ausência de fácies de talude e fundo). O CDA I representaria uma fase inicial de abertura (rifte ?); e o CDA II, o franco desenvolvimento desta bacia em condições marinhas mais fundas.

Trouw et al.(1980, 1982, 1983, 1984 e 1986) descreveram a evolução estrutural do Grupo Andrelândia, na Folha Barbacena, escala 1:250.000, e a dividiram em três fases de deformação. Outros autores também assim a descreveram, entre eles: Ribeiro e Heilbron (1982), Heilbron (1983 e 1985), Valeriano (1983 e 1985), Silva (1990), Silva et al. (1992), Junho et al. (1990), Paciullo (1983) e Nummer (1991).

II.4 - Trabalhos de Cunho Regional

Campos Neto et al. (1990) afirmam que o Cinturão Alto Rio Grande, definido por Almeida & Hasui (1984), representaria uma margem continental ativa do Proterozóico Médio desenvolvida em uma crosta continental do Arqueano-Proterozóico Inferior. Segundo estes autores, suas unidades caracterizam uma sequência plataformal transgressiva (Carrancas) lateralmente gradando para grauvacas e contribuições vulcanoclásticas de bacia "back-arc" (Andrelândia), ambos cobertos por uma sequência plataformal progradante (Itapira). Associado ao empilhamento de nappes anticlinais (Tipo Pennino), redobrados durante o seu transporte em direção ao Cráton do São Francisco, um evento orogênico do final do Proterozóico Médio é marcado por um metamorfismo de grau médio e pressão intermediária. O ciclo tectônico Brasileiro, limitado entre 900-590 Ma, parece representar uma evolução do Tipo Andina na Nappe Socorro-Guaxupé, que é caracterizada como um terreno

suspeito pela sua constituição, transporte, história metamórfica e dados isotópicos. A junção destes domínios crustais representa uma sutura de subducção-A de um evento tectônico Cambriano.

Campos Neto & Figueiredo (1990) definem, nos estados de RJ-MG-ES, três distintos domínios crustais, o Domínio Juiz de Fora, o Complexo Paraíba do Sul e o Domínio Costeiro, que ocorreriam na região por eles estudada como dois terrenos suspeitos principais unidos durante a evolução Cambriana de uma microplaca continental. Os terrenos retrabalhados do Domínio Juiz de Fora corresponderiam a duas séries plutônicas cálcio-alcálicas intimamente associadas: uma sequência TTG e uma enriquecida em LILE (Large Ion Lithophile Elements). Segundo este trabalho, a transição entre as fácies anfíbolito e granulito ocorre neste terreno que provavelmente se consolidou durante o Proterozóico Inferior. Os outros terrenos suspeitos consistem das rochas migmatíticas do Domínio Costeiro e das supracrustais do Complexo Paraíba do Sul. Estas rochas supracrustais provavelmente foram depositadas no Proterozóico Superior. O terreno evoluiu, no limite com o Cambriano, para uma margem continental ativa com estabelecimento de um arco magmático continental e, no Domínio Costeiro, ocorreu forte anatexia das supracrustais. A junção Cambriana destes dois terrenos suspeitos representa uma microplaca que cavalgou o Cráton do São Francisco. Isto foi seguido por plutonismo Cambro-Ordoviciano representando estágios finais de um ciclo tectônico.

Trouw (1992) disserta sobre a evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseando-se em análise metamórfica. O autor cita que as rochas aflorantes ao sul da cidade de Andrelândia mostram evidências de um retrometamorfismo a partir de uma temperatura auge entre 700 e 900 °C e uma pressão entre 8 e 10 Kb, para um ambiente com temperatura entre 500 e 600 °C e uma pressão em torno de 5 Kb (Uruçuano ou Brasileiro?). Os granulitos do embasamento formaram-se com temperatura ao redor de 800 °C e pressão entre 4-5 Kb e mostram reequilíbrio parcial com o metamorfismo que atingiu o Ciclo Depositional Andrelândia (CDA). Em duas amostras de retroeclogitos encontrou-se evidências de uma pressão original mínima entre 13-14 kb, acompanhada por temperatura ao redor de 700 °C. A respeito destas rochas, são levantadas duas hipóteses: i) são rochas máficas intrusivas que, junto com o CDA, sofreram metamorfismo de alta pressão, do qual nos gnaisses encaixantes não sobraram evidências; ii) são fragmentos do manto superior, que junto com as rochas ultramáficas, foram incorporados nos metassedimentos do CDA.

Segundo Trouw (1992), "a evolução metamórfica do CDA e metabásicas aí encaixadas, desde uma fase inicial de alta P e T, para uma fase subsequente de P mais baixa e T algo menor,

sugere um caminho PTt no sentido horário. Este caminho é característico para espessamento tectônico crustal, que aumentaria a pressão com ajuste secundário da temperatura. Em seguida a pressão tenderia a diminuir, por soerguimento isostático, acompanhado por aumento inicial e decaída posterior da temperatura. Este seria o cenário típico para uma colisão continental. Entretanto, o mesmo resultado poderia ser obtido num ambiente intracratônico por subducção do tipo A. A presença de um embasamento siálico contornando as sucessões do CDA, favorece a hipótese de uma evolução intracratônica".

Paciullo (1992), estudando a geoquímica dos anfíbolitos que ocorrem como lentes no Ciclo Depositional Andrelândia, constatou que os mesmos representam basaltos e/ou diabásios BTi (baixo Ti) de magmatismo subalcalino toleítico continental. Segundo o autor esta interpretação leva às seguintes conclusões: 1 - o caráter intracontinental da bacia de deposição do Ciclo Depositional Andrelândia (bacia intracratônica); 2 - o magmatismo como resposta a um regime tectônico extensional; 3 - a presença localizada de uma fonte picrítica; 4 - os conteúdos de elementos incompatíveis indicadores de contaminação crustal (K, Ba, Ti, etc.) abaixo daqueles para basaltos continentais tipo derrame, bem como suas razões (p. ex. K/P=6,84, Ti/Yb=4676, La/Nb=0,61) sugerem pouca contaminação crustal e/ou ascensão rápida em crosta continental fina, possivelmente como enxame de diques e sills, uma vez que não há evidências de grandes derrames.

Heilbron (1993), em sua tese de doutoramento, interpretou estes dados como sendo indicativos de entrada de material mantélico ("underplating"), associado a processos de delaminação crustal. Esta autora abordou a evolução tectono-metamórfica da seção entre Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Piraí (RJ). Nesta tese, foi apresentado um modelo tectônico para o Ett Brasileiro, associado a processos de delaminação e subducção tipo-A, causando pronunciado encurtamento crustal, representado pelo nappeamento de porções superiores da litosfera. Os resultados deste trabalho estão sintetizados na Figura II.2 que apresenta também a subdivisão em domínios tectônicos então proposta, e em parte adotada no presente trabalho, conforme será explanado no capítulo seguinte.

Esta autora propôs ainda o abandono do termo Faixa Alto Rio Grande, considerando que na prática este conceito tem sido usado para delimitar geograficamente a área de ocorrência de rochas atribuídas ao Ciclo Depositional Andrelândia, incluindo ou não o seu embasamento.

Pinto & Padilha (1993) realizaram um esboço tectônico mostrando a distribuição propugnada para as províncias São Francisco, Mantiqueira e Cinturão Ribeira e indicam as

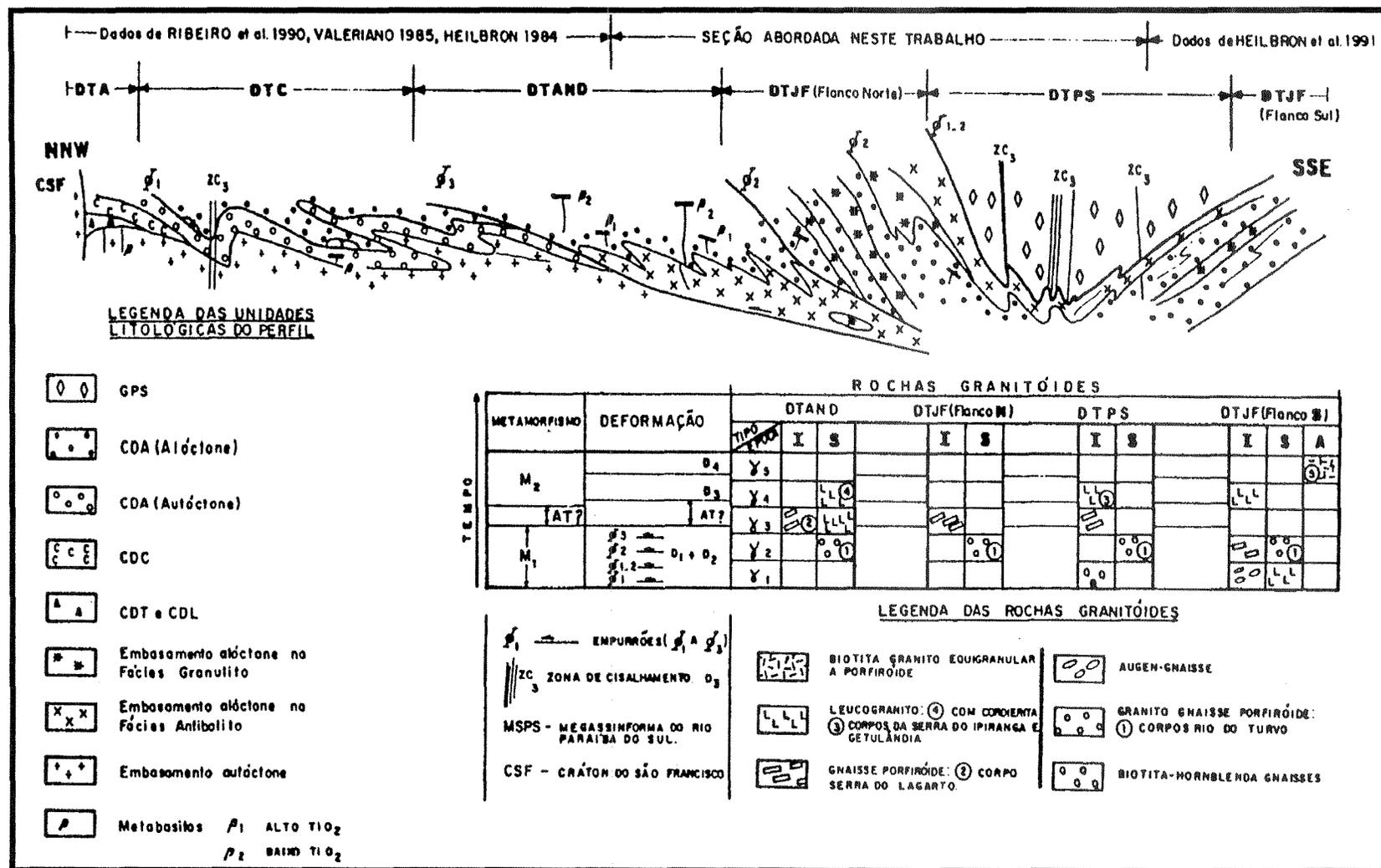


Figura II.2 – Perfil tectônico do segmento central da Faixa Ribeira, desde a área cratônica (CSF, a NW) até o mar (Mangaratiba, a SE). Abreviações: GPS, Grupo Paraíba do Sul; CDA, CDC, CDT e CDL são respectivamente, Ciclos Depositionais Andrelândia, Carandaí, Tiradentes e Lenheiro. Retirado de Heilbron (1993).

prováveis faixas de superposição. Foi mantido o termo província para evitar um outro qualquer, até que se defina com precisão os limites entre estes domínios. Segundo estes autores, os dados litogeoquímicos, embora não uniformemente distribuídos, permitem que se conjecture sobre a evolução tectônica desta região. A análise do mapa geológico sugere a província São Francisco como um núcleo antigo, representando uma crosta continental arqueana com seus domínios tipo granito-greenstone.

A partir de novas datações Trouw & Pankhurst (1993) chegaram a conclusão que o ETT Uruçuano não se confirma na região e que toda a deformação e metamorfismo devem ser atribuídos ao ETT Brasileiro.

Trouw et al. (1994) interpretam a Faixa Alto Rio Grande como sendo uma zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira, e que por tal razão aquela não merece status de faixa independente.

Segundo Ebert et al. (1994) o Complexo Socorro, como vários outros granitóides da Faixa Ribeira relacionados à tectônica de cavalgamento para NW, corresponde a uma série cálcio-alcalina típica de zona de subducção. Entretanto, os dados isotópicos indicam muito mais um material arqueano e paleoproterozoico retrabalhado do que a acreção de um expressivo arco magmático Brasileiro do tipo Andino. Pouca crosta juvenil parece ter sido gerada durante o evento Brasileiro, indicando que a colisão continental envolveu no máximo um oceano de dimensões muito restritas. Estes autores propuseram um modelo de fusão parcial do manto superior durante o espessamento das margens transpressivas dos blocos colididos, delimitadas por profundas zonas de cisalhamento.

Machado & Endo (1994) propõem um modelo cinemático em dois estágios, de idade Brasileira, compatível com uma convergência lateral oblíqua, com mudança de orientação dos vetores tectônicos transpressivos de E-W para aproximadamente N-S. Segundo os autores, a convergência frontal observada na porção setentrional do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA) na altura do médio vale do Rio Doce, deve-se ao efeito do escape tectônico lateral positivo promovido pelos movimentos transpressivos dextrais oriundos da zona focal do CCA. A inversão do regime cinemático criou condições para a implantação de ambiente transtensional, principalmente no CCA, propiciando a ascensão e colocação de magmas graníticos neste cinturão no intervalo aproximado de 620-550Ma. Este modelo difere dos modelos de acreção lateral e de escape tectônico

na medida que implica também em uma tectônica de acreção longitudinal em relação aos sistemas de cisalhamento circundantes.

Heilbron et al. (1994^b), com base em mapeamento geológico sistemático aliado ao estudo do metamorfismo e das rochas granitóides, propõe uma evolução tectono-metamórfica em que a convergência crustal do setor central da Faixa Ribeira se deu principalmente por empurrões dúcteis e dobras da fase de deformação principal D_1+D_2 , cujos estágios mais tardios passaram a envolver convergência oblíqua dúctil, com deformação distributiva por todo o orógeno.

Ribeiro et al. (1995) apresentam uma reconstrução da evolução geológica Meso- a Neoproterozóica no sul do Cráton do São Francisco onde um embasamento pré- 1.8 Ga e sua cobertura representam duas unidades maiores separadas por uma discordância principal. Na cobertura foram reconhecidos quatro ciclos deposicionais, denominados, em ordem estratigráfica de Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia. A análise destes ciclos ou sequências deposicionais levou ao reconhecimento de três bacias deposicionais, as bacias São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia. As duas primeiras são interpretadas como bacias intracontinentais enquanto que a última representaria uma margem continental passiva do paleocontinente do São Francisco, que na época se estendia mais para sudeste, em relação ao limite do atual cráton.

Heilbron et al. (1995) apresentam uma subdivisão para a Orogênese Brasileira, no segmento central da Faixa Ribeira, em três principais períodos tectônicos: sin-colisional (590-563 Ma); pós-colisional (535-520 Ma); e pós-tectônico (503-492 Ma). Nesta subdivisão, o período sin-colisional é caracterizado pela deformação principal (D_{1+2}), responsável pelo empilhamento tectônico vislumbrado, que posteriormente teria registrado uma importante componente de movimentação oblíqua (inversa e dextral), sendo este período relacionado à etapa metamórfica M_1 , com regime de pressão média a alta e zoneamento inverso e a granitóides deformados do tipo I e S. O período pós-colisional é associado à fase de deformação tardia (D_3), representada pela implantação de zonas de cisalhamento com componente direcional dextral, e relacionado à etapa metamórfica M_2 , com regime de pressão mais baixa, responsável por uma intensa fusão parcial da cobertura e do embasamento na porção mais interna da faixa. O período pós-tectônico representaria a transição para o regime distensional predominante no Fanerozóico, com a geração de corpos granitóides isotrópicos, comumente associados à rochas básicas.

Resultados geocronológicos importantes, definindo eventos metamórficos específicos para a orogenia Brasileira, são apresentados em Machado et al. (1996), a partir de idades U/Pb obtidas em

zircão, monazita e titanita. Estas idades foram obtidas para uma variedade de tipos de rochas pertencentes aos domínios tectônicos Andrelândia, Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro. Segundo os autores, todos estes domínios gravaram um importante evento tectono-termal em 590-565 Ma, representado por fusão parcial, intrusão de granitóides e remobilização de gnaisses do embasamento mais antigo, além dos correspondentes empurrões e zonas de cisalhamento dextrais. Para idades metamórficas mais antigas de 611-604 Ma não foi atribuído um significado. Somente os domínios Paraíba do Sul e Costeiro gravaram o evento metamórfico mais novo (M_2) a 535-520 Ma, o que foi interpretado como muito provavelmente associado a outro episódio de desenvolvimento de empurrões e zonas de cisalhamento. A ausência do metamorfismo M_2 nos domínios Andrelândia e Juiz de Fora foi explicado pela colocação pós- 535-520 Ma do domínio Paraíba do Sul. Atividade tardi- a pós-tectônica está representada por um metamorfismo a 503-492 Ma. Precursores de gnaisses do embasamento são rochas mais antigas de 2185-2134 Ma, gerados durante a Orogenia Transamazônica, sendo que alguns dos quais contém um significativo componente Arqueano com idades mínimas de 2981-2846 Ma.

Duarte et al. (1997) abordam a geoquímica dos ortognaisses em fácies granulito do Complexo Juiz de Fora, investigado em sua área-tipo, próximo a cidade homônima, em área contida no mapeamento realizado no presente trabalho (vide Figura I.2). Estes autores subdividiram estes ortogranulitos em granulitos máficos, intermediários e félsicos, e a partir do estudo dos elementos imóveis e de terras raras afirmam que: (a) os granulitos máficos são toleítos de provável evolução a partir de um mesmo magma parental; (b) os intermediários e félsicos são calcioalcalinos e possuem evidências que sugerem relação petrogenética entre alguns de seus litotipos; e (c) nenhuma relação petrogenética parece existir entre os granulitos máficos e os demais.

Heilbron et al. (1997), também enfocando a litogeoquímica dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, porém na região entre Rio Preto (MG) e Vassouras (RJ), propuseram uma subdivisão em duas associações tectônicas distintas. A primeira seria representada por duas séries calcioalcalinas geoquimicamente semelhantes às dos arcos magmáticos modernos; e a outra, com dois grupos de rochas básicas, um toleítico e outro com basaltos transicionais a alcalinos, ambos indicando ambiente distensivo intracontinental. Os autores destacaram ainda a necessidade de uma investigação em termos geocronológicos para o entendimento da relação entre estes ambientes tectônicos distintos.

Valladares et al. (1997) abordando a geoquímica e geocronologia dos gnaisses paleoproterozóicos do Complexo Paraíba do Sul (Unidade Quirino), na região de Barra Mansa (RJ) afirmam que estes foram gerados a 2185-2169 Ma (dados de U/Pb em zircão), e estão temporalmente relacionados à evolução do Ciclo Transamazônico. Idades mínimas de 2846-2981 Ma revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para os gnaisses investigados. Os estudos geoquímicos apontaram para a existência de duas suítes calcioalcalinas, uma de médio a alto-K, e outra de alto-K, enriquecida em LILE. Estes autores sugerem uma correlação tectônica da Unidade Quirino com granitóides calcioalcalinos relacionados a arcos magmáticos, gerado durante a Orogênese Transamazônica (2,2 – 1,9 Ga). Idades entre 605-503 Ma (dados de U/Pb em zircão e titanita) indicam retrabalhamento da Unidade Quirino durante a Orogênese Brasileira (700-450 Ma).

A partir da observação da Tabela II.1, com uma compilação de idades atribuídas às rochas da região, pode-se dizer que as rochas ortognáissicas pertencentes ao embasamento (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora) podem ser consideradas como geradas durante o ETT Transamazônico (2,2-1,9 Ga), em uma crosta Arqueana com idades entre 2,9-2,6 Ga. Idades arqueanas mais antigas, em torno de 3,3 Ga, possivelmente devem pertencer às rochas do Complexo Barbacena.

A análise dos trabalhos anteriores feita neste capítulo revela a existência de um número de controvérsias e questões a serem esclarecidas, dentre as quais destaca-se uma carência de homogeneização das nomenclaturas adotadas para as grandes unidades litológicas no contexto regional. A Figura II.3 apresenta a localização da área enfocada neste trabalho e sua inserção no âmbito regional, com sua posição na Faixa Ribeira, e em relação à compartimentação dos domínios tectônicos, de acordo com o que foi apresentado em Heilbron (1995). Esta compartimentação tectônica é a que foi adotada no presente trabalho na medida que encontra correspondência com a metodologia de campo utilizada e reflete com melhor afinidade a complexidade litológico-estrutural observada nesta faixa móvel, conforme será relatado no capítulo seguinte.

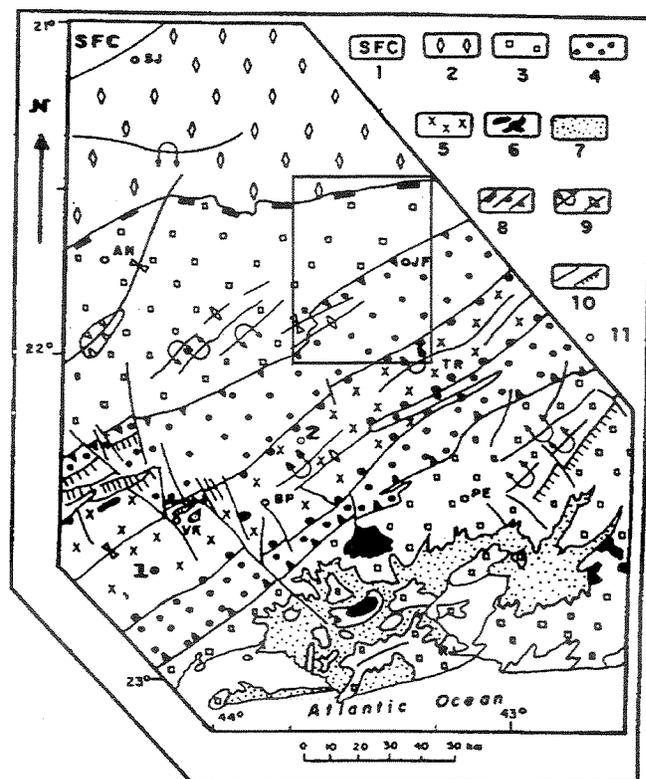
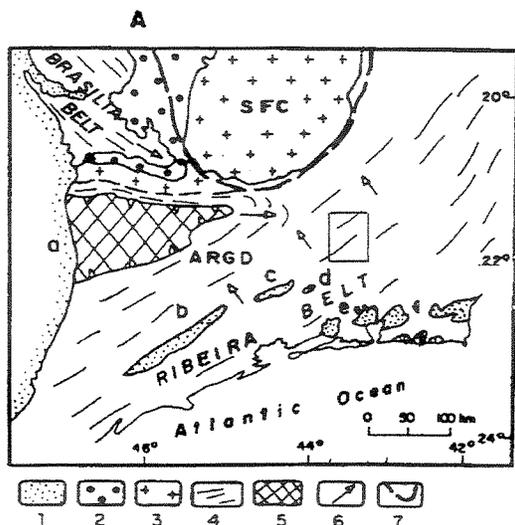


Figura II. 3 - A) Mapa simplificado do sudeste brasileiro, apresentado por Heilbron (1995), compilado e integrado com dados de Hasui & Oliveira (1984); Campos Neto (1992); Valeriano et al. (1993); Trouw et al. (1984). A inserção mostra a área de estudo desta pesquisa. **Legenda:** 1. Coberturas Fanerozóicas: a- Bacia do Paraná, b, c, d e e- Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e Rift da Guanabara; 2. Grupo Bambuí; 3. Embasamento Cratônico; 4. Cinturões Brasilianos (ARGD) - Domínio Alto Rio Grande; 5. Nappe de Guaxupé; 6. Direção principal de vergência; 7. Limite do Cráton do São Francisco.

B) Organização tectônica proposta por Heilbron (1995) para o segmento central da Faixa Ribeira, com localização da área mapeada nesta pesquisa. **Legenda:** 1. Cráton do São Francisco; 2. Domínio Autóctone; 3. Domínio Inferior ou Domínio Andrelândia; 4. Domínio Intermediário ou Domínio Juiz de Fora; 5. Domínio Superior ou Domínio Paraíba do Sul; 6. Rochas Alcalinas Meso-Cenozóicas; 7. Coberturas Fanerozóicas; 8. Zonas de Cisalhamento principais de baixo ângulo (Empurrão); 9. Traços axiais de deformação tardia; 10. Falhas no Fanerozóico; 11. Cidades: SJ - São João Del Rei, AN - Andrelândia, JF - Juiz de Fora, VR - Volta Redonda, BP - Barra do Piri, TR - Três Rios, PE - Petrópolis, RJ - Rio de Janeiro. Retirado de Valladares et al. (1997). Os retângulos em ambos mapas representam a área estudada no presente trabalho.

Autores	Método	Mineral	Rocha	Lugar	Idade (Ma, Ga) Ett	Processos, Grupo, Complexo...
Dirac & Ebert, 1967	K/Ar	Muscovita	pegmatitos	S.J. del Rey	511 a 483 Brasiliiano	
Delhal et al., 1969	K/Ar, Rb/Sr e U/Pb		gnaisses migmatíticos	SE do Brasil	2000 Transamazônico	metamorfismo do Gnaiss Paraíba do Sul e Complexo Juiz de Fora
			rochas granitóides	Serra dos Órgãos (RJ)	620 Brasiliiano	granitóides Serra dos Órgãos
Delhal et al., 1969 e Cordani et al., 1973	Rb/Sr, K/Ar e U/Pb		gnaisses migmatíticos	SE do Brasil	2800 - Arqueano	Gnaiss Mantiqueira
			granitos		2070-1983 Transamazônico	Grupo Paraíba do Sul e Complexo Juiz de Fora
			granitos e pegmatitos		620-540 Brasiliiano	extensa granitização
Cordani & Teixeira, 1979	Rb/Sr			Juiz de Fora e Barbacena (MG)	3280-300 Arqueano	Complexos Juiz de Fora e Barbacena
	K/Ar				2000 retrabalhamento Transamazônico	
Oliveira, 1980	Rb/Sr Rb/Sr		granulitos	SE do Brasil	1983 - retr. Transamazônico 566 - retr. Brasiliiano	Complexo Juiz de Fora

Tabela II.1. Quadro de compilação de datações radiométricas atribuídas às rochas da região (modificado de Heilbron, 1993).

Autores	Método	Mineral	Rocha	Lugar	Idade (Ma, Ga) Ett	Processos, Grupo, Complexo...
Machado Filho et al., 1983	Rb/Sr ----- Rb/Sr, U/Pb e K/Ar ----- K/Ar ----- Rb/Sr		----- ortognaisses ----- supracrustais -----	Folha Rio de Janeiro, escala 1:1.000.000	Prot. Inferior ----- Transamazônico retr. Brasileiro ----- 1,8 - 1,0 Prot. Médio ----- 2160-Transamaz. ----- 2650 - 2259	Grupo Andrelândia ----- Complexo Paraíba do Sul ----- Complexo Paraíba do Sul ----- tectonismo no Gnaiss Piedade ----- Complexo Juiz de Fora
Tassinari & Campos Neto, 1988				porção leste do estado de São Paulo	2,9 e 2,2-1,9 Arqueano e Transamazônico	Faixa Alto Rio Grande
Heilbron et al., 1989	K/Ar, Rb/Sr Sm/Nd ----- Rb/Sr e K/Ar ----- Sm/Nd ----- Rb/Sr	----- ----- anfíbó- lio ----- -----	granodiorito ----- ----- rochas básicas granitos ----- granitos	SE do estado de Minas Gerais	2,2 - 1,9 Transamazônico Arqueano ----- 1,3-0,9 Proterozóico Médio ----- 1,3-1,0 - Prot. Médio 860-600 Brasiliano ----- 670-640 - Bras.	magmatismo granodiorítico no embasamento dos Grupos S. J. del Rey e Andrelândia Grupo Barbacena e Complexo Mantiqueira ----- sedimentação dos Ciclos Dep. Lenheiro, Tiradentes, Carandaí e Andrelândia ----- Ciclo Depositional Andrelândia granitogênese tardi a pós-tectônica ----- ídem

Tabela II.1. Quadro de compilação de datações radiométricas atribuídas às rochas da região (modificado de Heilbron, 1993).

Autores	Método	Mineral	Rocha	Lugar	Idade (Ma, Ga) Ett	Processos, Grupo, Complexo...
e Campos Neto & Figueiredo, 1992			granitos peraluminosos	SE do Brasil	600-490 Orogênese Rio Doce	Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul e Nappe Socorro-Guaxupé
Heilbron, 1993	Rb/Sr		ortogranulitos	Santa Isabel do Rio Preto (RJ)	1729	idade mínima para o metamorfismo granulítico do Complexo Juiz de Fora
Trouw & Pankhurst, 1993	Sm/Nd e Rb/Sr		rochas máficas intrusivas e retroeclogitos	Folha Barbacena, esc. 1:1.000.000	1900-1700 ----- 700-450 Brasiliano	Sedimentação do Ciclo Depositional Andrelândia ----- Deformação e metamorfismo do Ciclo Depositional Andrelândia
Figueiredo & Reixeira, 1996	Rb/Sr			Borda leste do Cráton de S. Francisco	2300-2000	Complexo Mantiqueira
Machado et al., 1996	U/Pb	zircão, monazita e titanita		Porção central da Faixa Ribeira	2981-2846 Arqueano ----- 2185-2314 Transamazônico ----- 590-565 Brasiliano ----- 535-520 Brasiliano	Gnaisses do Domínio Juiz de Fora e Paraíba do Sul ----- Gnaisses do embasamento ----- Metamorfismo M1, fusão parcial, intrusão de granitóides e remobilização de gnaisses do embasamento mais antigo ----- Metamorfismo M2 e atividade tardi a pós-tectônica
Valladares et al., 1997	U/Pb	zircão	Hornblenda gnaisses	NW do estado do Rio de Janeiro	2846-2981 Arqueano ----- 2185-2169 Transamazônico	Crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados ----- Unidade Quirino

Tabela II.1. Quadro de compilação de datações radiométricas atribuídas às rochas da região (modificado de Heilbron, 1993).

Capítulo III

ASPECTOS LITOLÓGICOS E ESTRUTURAIS DA ÁREA

Os principais aspectos geológicos da área, analisados diretamente a partir dos trabalhos de campo, são abordados neste capítulo. Este enfoque consiste na descrição das rochas de acordo com suas características, desde escalas microscópicas até megascópicas. Além disto, são apresentados o tratamento e análise dos dados estruturais com o intuito de gerar subsídios para uma melhor compreensão da história deformacional ocorrida.

Em decorrência dos diversos processos geológicos por que passaram estas rochas, a área estudada contém uma gama de litotipos que podem ser agrupados e classificados em função da escala de observação. Optou-se pelo agrupamento destas litologias em domínios tectônicos abrangentes, que além de serem caracterizados por suas evidências litológicas, são principalmente limitados por grandes descontinuidades de caráter regional.

Estes domínios foram subdivididos em unidades litológicas definidas principalmente a partir dos seus prováveis protólitos. Desta forma, procurou-se mapear separadamente as unidades compostas basicamente por rochas ortoderivadas, daquelas compostas em sua maioria por rochas supracrustais, predominantemente metassedimentares. Deste modo, os litotipos que compõem cada uma das unidades litológicas individualizadas serão descritos em detalhe de acordo com suas características de campo e microscópicas.

Neste sentido, foi adotada a compartimentação tectônica proposta em Heilbron et al. (1994) e Duarte et al. (1994) para os domínios desta região, resultando em quatro domínios tectônicos regionais (ver Anexo I e Figura II.3), limitados por contatos de empurrão com vergência de SE para NW.

Os quatro domínios tectônicos são, do domínio estrutural inferior ao superior, os seguintes:

- . Domínio Tectônico Autóctone (DTA);
- . Domínio Tectônico Andrelândia (DTAND);
- . Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF);
- . Domínio Tectônico Paraíba do Sul (DTPS).

O DTA é constituído por metassedimentos do Grupo Andrelândia, ou Ciclo Depositional Andrelândia (CDA de Andreis et al., 1989), que permanecem em posição autóctone em relação ao seu embasamento e segundo Ribeiro et al. (1995), foram depositados no Proterozóico Médio a Superior (1,0 - 0,6 Ga). Este domínio aflora na área estudada em uma pequena extensão areal localizada a NW (Anexo I), e é representado por granada-muscovita-quartzo xistos que podem conter estauroilita, cianita e plagioclásio, tendo apatita e turmalina como minerais acessórios. Intercalados a estes xistos, ocorrem muscovita quartzitos finos a grossos com espessuras centimétricas a métricas.

O DTAND é também composto por metassedimentos do Grupo Andrelândia, porém intercalados com o seu embasamento, representado por hornblenda ortognaisses por vezes migmatíticos e anfibolitos que subordinadamente apresentam porções granulíticas. Por suas características, estas rochas ortoderivadas são atribuídas ao Complexo Mantiqueira.

Cabe mencionar que na área em questão o DTAND é predominantemente composto por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Portanto, embora o nome Domínio Tectônico Mantiqueira fosse mais apropriado neste caso, optou-se por manter a denominação inicial de forma a unificar a nomenclatura regional existente.

O DTJF é composto por metassedimentos, também correlacionáveis ao Grupo Andrelândia, metamorfisados em fácies anfibolito superior chegando a atingir fácies granulito. Estes metassedimentos intercalam-se também com seu embasamento que neste caso é composto por hornblenda ortognaisses e ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.

Estas intercalações entre metassedimentos e ortognaisses no DTAND e DTJF são o resultado de um forte imbricamento tectônico, causado pela deformação principal brasileira que colocou as rochas supracrustais do Grupo Andrelândia em contato com o seu embasamento, representado pela porção ortoderivada do Complexo Juiz de Fora e pelo Complexo Mantiqueira.

Ocorrem ainda no DTAND e DTJF um grande número de rochas graníticas muitas vezes formadas por anatexia, gerando vários corpos não mapeáveis. Dentre as rochas granitóides intrusivas mapeáveis ocorrem o Granitóide Matias Barbosa (Duarte et al., 1994), leucogranitos tipo-S e granada charnockitos.

O DTPS aflora no extremo SE da área e é representado pela Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia, caracterizada por um muscovita-biotita granito porfirítico, rico em fenocristais de plagioclásio e K-feldspato. Além disto, ocorrem muitos enclaves de hornblenda-biotita gnaiss,

rochas máficas e calcissilicáticas. Estas rochas se encontram intensamente deformadas nesta região e apresentam texturas miloníticas e flaser em decorrência da maior proximidade com a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS), de idade brasileira.

Neste trabalho, é dado enfoque principal aos Domínios Tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora aflorantes na maior parte da área mapeada.

III.1 – Domínio Tectônico Andrelândia

Para fins descritivos, e sobretudo com base em aspectos estruturais (ver item III.3, a seguir), este domínio foi subdividido em duas grandes unidades lito-estruturais (ou domínios estruturais), que por serem predominantemente constituídas por rochas gnáissicas, foram aqui denominadas de Sequências Gnáissicas I e II, usando-se o termo sequência em preferência a complexo ou associação para os grupos de rochas descritos a seguir. Estas sequências possuem uma grande variedade de orto e paragneisses, além de rochas graníticas, máficas e ultramáficas.

III.1.1 – Sequência Gnáissica I

Esta sequência está localizada na porção norte da área (vide Anexo I; Domínio Estrutural I), adjacente à borda sul do Cráton de São Francisco, em posição externa em relação à Faixa Ribeira. Por ter sofrido menor influência da ZCPS, é caracterizada pela presença de estruturas e texturas que evidenciam ter sido menos afetada pela tectônica brasileira, preservando feições mais antigas, conforme será exposto no item III.3. A maioria das unidades litológicas pertencentes a esta sequência são compostas predominantemente por ortogneisses de composição tonalítica. Entretanto, encontram-se associados a estes gnaisses quantidades variáveis de rochas granulíticas, metassedimentares, máficas, ultramáficas e graníticas.

a) Ortogneisses

III.1.1.1 – Biotita-Hornblenda Gnaiss Fitado

Esta litologia é caracterizada por um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico marcante, dado por uma intercalação de bandas félsicas de composição predominantemente tonalítica e subordinadamente granítica, com bandas anfibolíticas e tonalíticas máficas (Fotografia III.1). Comumente ocorrem veios de quartzo milimétricos concordantes e por vezes dobrados juntamente com o bandamento principal.

O aspecto fitado e a constância do bandamento gnáissico observada em alguns locais poderiam levar à suposição de que esta rocha se trata de um milonito. Entretanto, em lâmina delgada este gnaiss geralmente apresenta texturas granoblásticas inequigranulares poligonais, e somente em alguns locais mostra feições de recristalização intensa característica de milonitização.

As bandas máficas destes gnaisses podem ser classificadas como *hornblenda-biotita tonalito máfico*, de granulação média, com quantidades subordinadas de epidoto e titanita. Também ocorre *biotita-hornblenda anfíbólico*, de granulometria fina a média que possui carbonatos além de epidoto e titanita. Epidoto ocorre como cristais idioblásticos por vezes com inclusões de titanita e são considerados secundários, juntamente com carbonatos, gerados por processos de retrometamorfismo.

As bandas félsicas foram classificadas como *biotita tonalito* e *hornblenda tonalito* com proporções variadas de epidoto, titanita, minerais opacos, com muscovita e zircão como acessórios. No hornblenda gnaiss tonalítico a hornblenda ocorre em bandas ou faixas, com hábito hipidiomórfico, por vezes associada à titanita e com bordos transformados em pequenos cristais de biotita. O biotita gnaiss tonalítico apresenta pouca quantidade de minerais máficos e a biotita ocorre em pequenos cristais. Além disto, foram também observadas bandas de biotita granito fino a muito fino, com megacristais de microclina com dimensões em torno de 1mm, por vezes com bordos de mirmequita.

III.1.1.2 – Biotita-Hornblenda Gnaiss

Em escala mesoscópica estas rochas são gnaisses bandados cinzentos, pouco migmatíticos, muitas vezes com segregações centimétricas quartzo-feldspáticas, veios de quartzo e bolsões graníticos concordantes. Diferenciam-se dos gnaisses fitados descritos acima por serem geralmente mais homogêneos e por apresentarem um bandamento mais espesso (decimétrico).

Estes gnaisses possuem granulação variando de muito fina a média. Sua mineralogia é composta por hornblenda, biotita, quartzo, oligoclásio, titanita e zircão, e de forma mais localizada ocorrem K-feldspato, allanita, apatita, epidoto, minerais opacos, monazita e carbonatos.

Comumente, esta litologia apresenta uma intercalação entre bandas máficas ricas em hornblenda, biotita e titanita e bandas félsicas ricas em plagioclásio com alguma quantidade de quartzo.

Ao microscópio ótico, hornblenda e biotita ocorrem com hábito hipidiomórfico, em bandas ou faixas, associadas à titanita. Este mineral ocorre em cristais elipsoidais por vezes alongados, geralmente nas faixas onde hornblenda é mais abundante. A biotita pode ocorrer também em pequenos cristais e em pouca quantidade junto à parte félsica rica em plagioclásio, que por sua vez poucas vezes apresenta a geminação polissintética característica.

O quartzo ocorre recristalizado em diversos tamanhos, desde < 0,1 mm até 3 mm. Esta variação geralmente está associada aos diferentes graus de deformação. Quando em menor tamanho apresentam extinção ondulante e bandas de deformação.

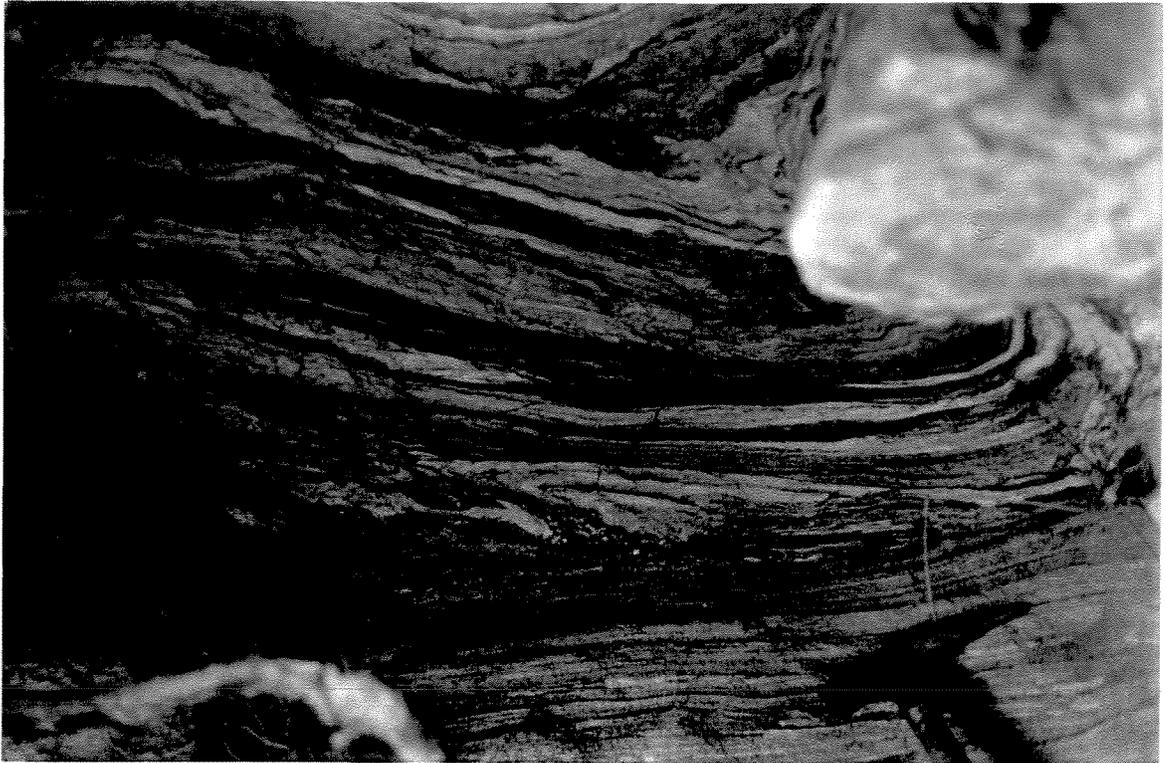
III.1.1.3 – Associação Máfico-Félsica

Ocorre encaixada no biotita-hornblenda gnaiss descrito acima (item III.1.1.2) e é caracterizada por um gnaiss fortemente bandado, em escala centimétrica a métrica, com bandamento composto por uma intercalação entre rochas máficas e biotita-hornblenda gnaiss leucocrático de composição granítica a tonalítica (Fotografias III.2 e III.3). Foi possível constatar que em muitos locais estas rochas atingiram metamorfismo de fácies granulito, gerando uma unidade bandada constituída de granulitos máficos, charnockitos e enderbitos (Fotografia III.4).

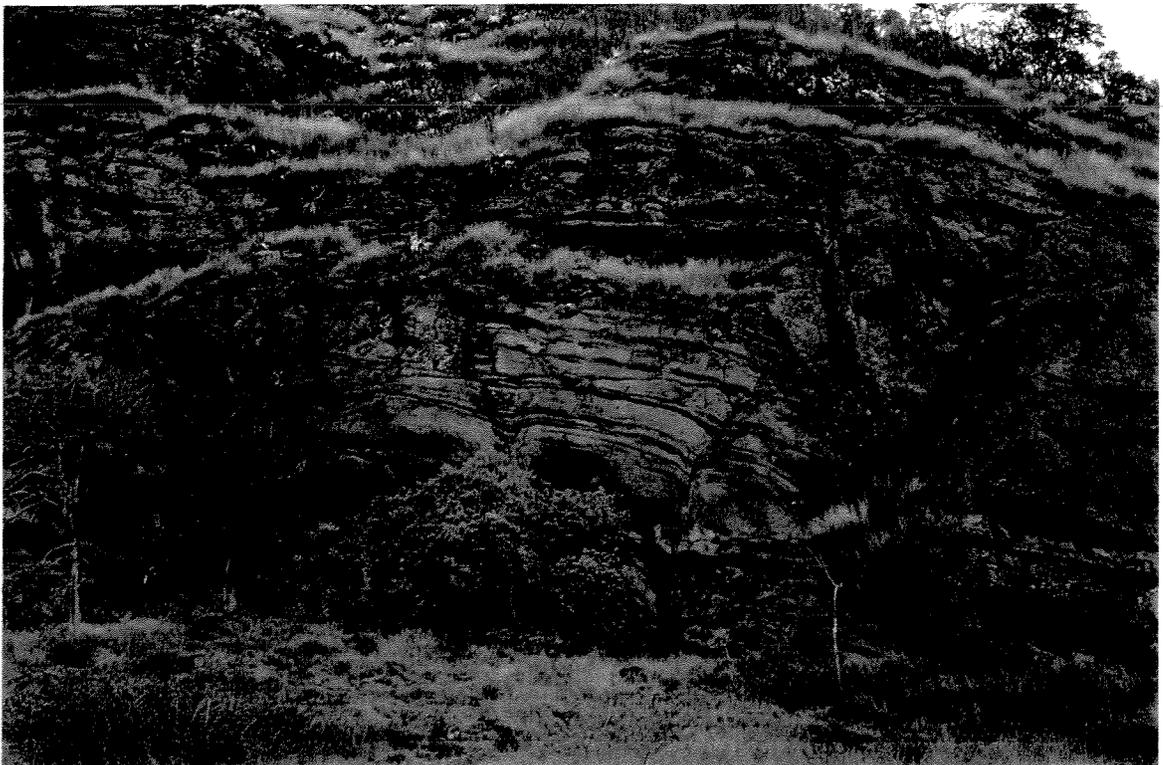
A associação de rochas máficas acamadadas inclui variedades meta-gabróicas e meta-leucogabróicas que localmente hospedam "*pods*" milimétricos a decimétricos de clinopiroxenito e websterito. Os meta-leucogabros ocorrem em bolsões ou lentes de formas irregulares contidos nos metagabros. Estas rochas quando deformadas geram um bandamento geralmente milimétrico com contatos também irregulares entre si.

Os granada metagabros contém como minerais principais plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, hornblenda, biotita e minerais opacos, e como acessórios quartzo e zircão. Possuem geralmente granulação fina a média e em porções mais deformadas, além do aspecto bandado supracitado, apresenta foliação incipiente dada pela orientação preferencial de cristais de hornblenda.

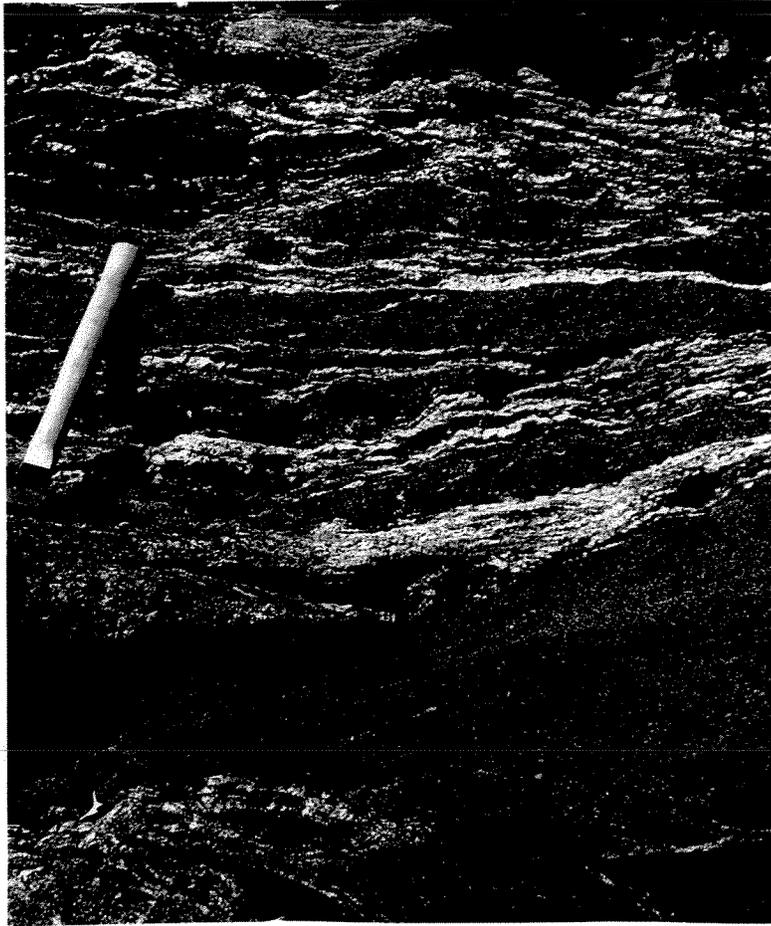
Petrograficamente, este *granada metagabro* apresenta texturas blasto-sub-ofíticas em porções onde o aspecto textural gabróico se encontra melhor preservado (Fotomicrografia III.1). Neste caso, os cristais de plagioclásio ocorrem de forma alongada sem orientação definida.



Fotografia III.1. Bitotita-hornblenda gnaiss fitado com bandamento marcado pela alternância de bandas tonalíticas máficas, félsicas, graníticas e anfíbolíticas (ponto JF-21).



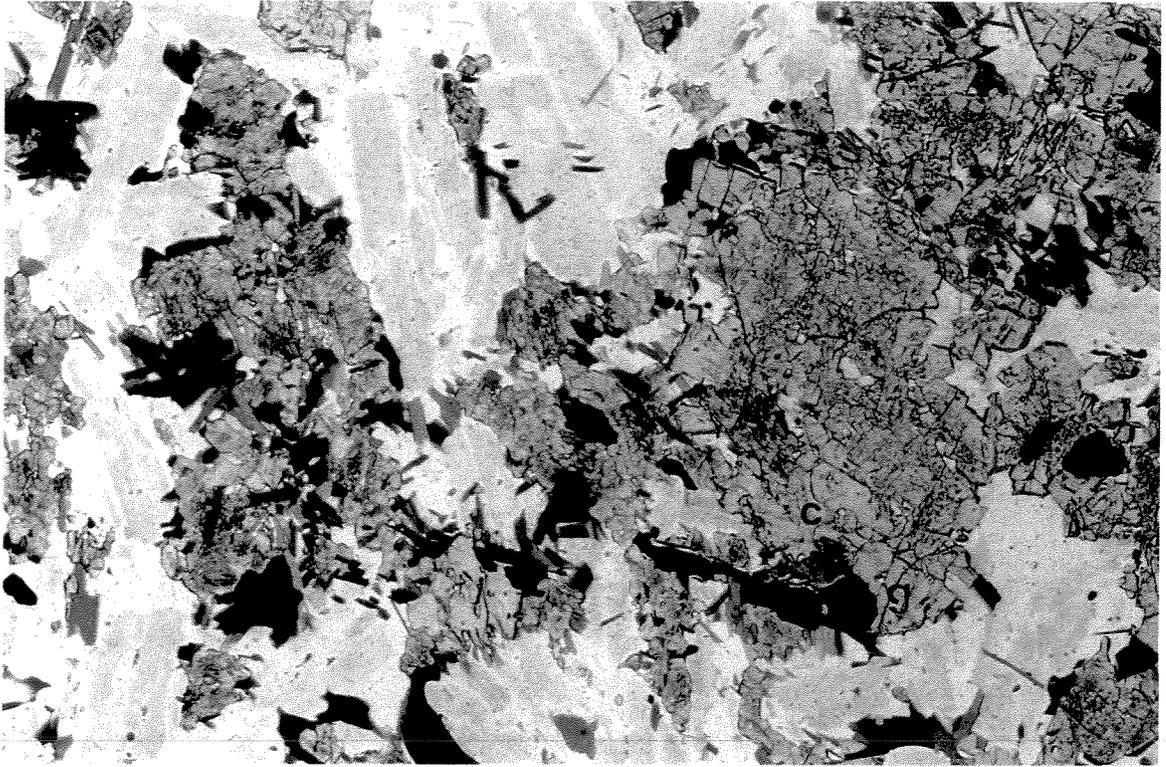
Fotografia III.2. Aspecto macroscópico da Associação Máfico-Félsica mostrando neste ponto (JF-190) predominância de bandas félsicas.



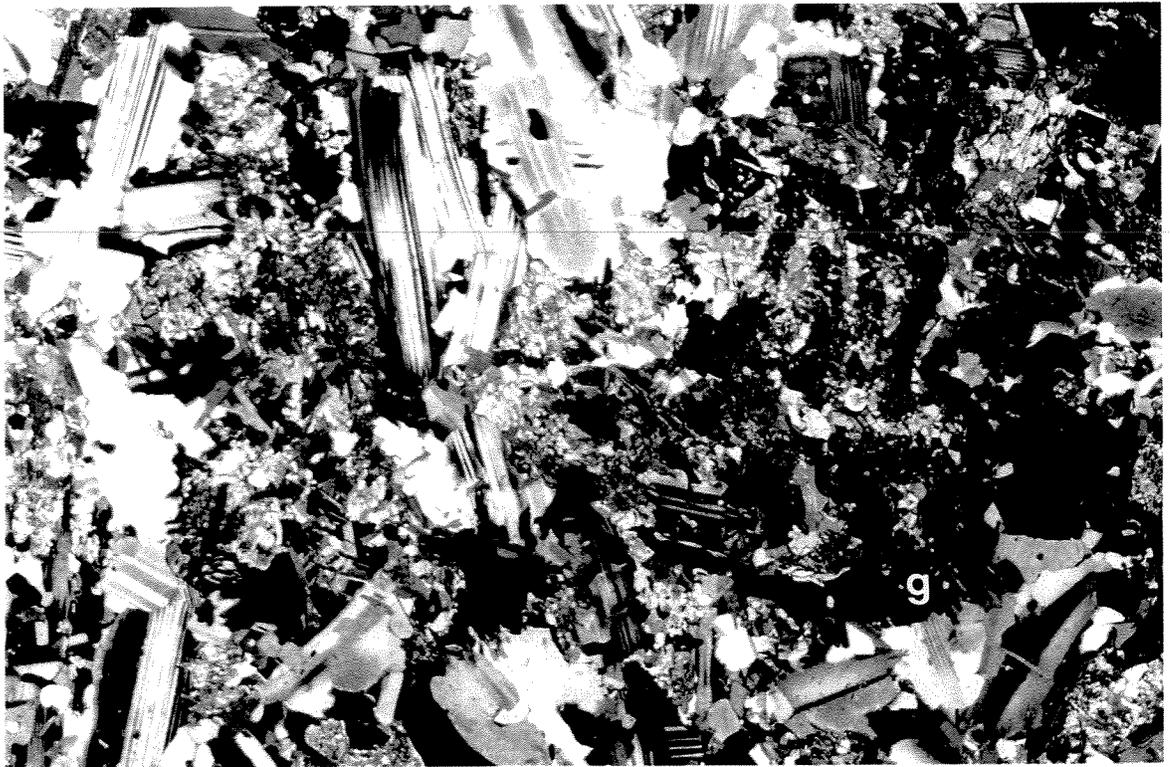
Fotografia III.3. Feições acamadadas da Associação Máfico-Félsica apresentando maior quantidade de rochas máficas metagabroicas a anfibolíticas (ponto JF-237).



Fotografia III.4. Rocha bandada esverdeada da Associação Máfico-Félsica contendo ortopiroxênio tanto nas porções máficas quanto félsicas (ponto JF-194).

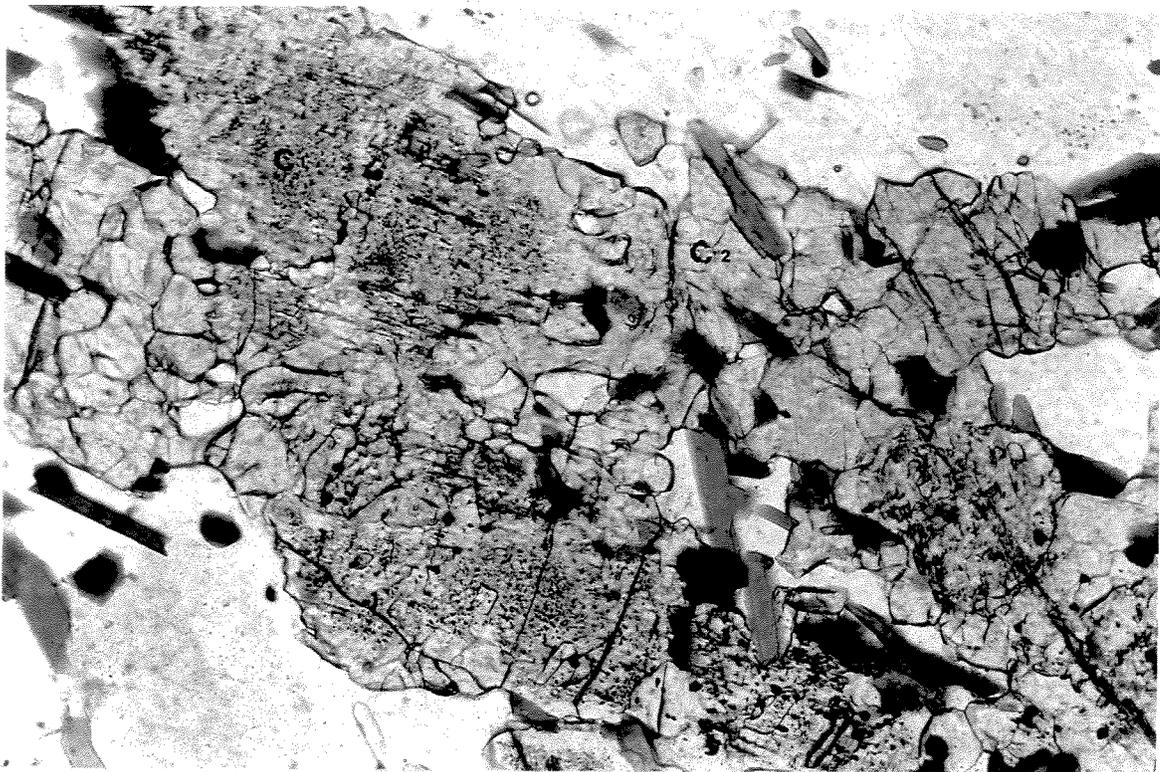


a)

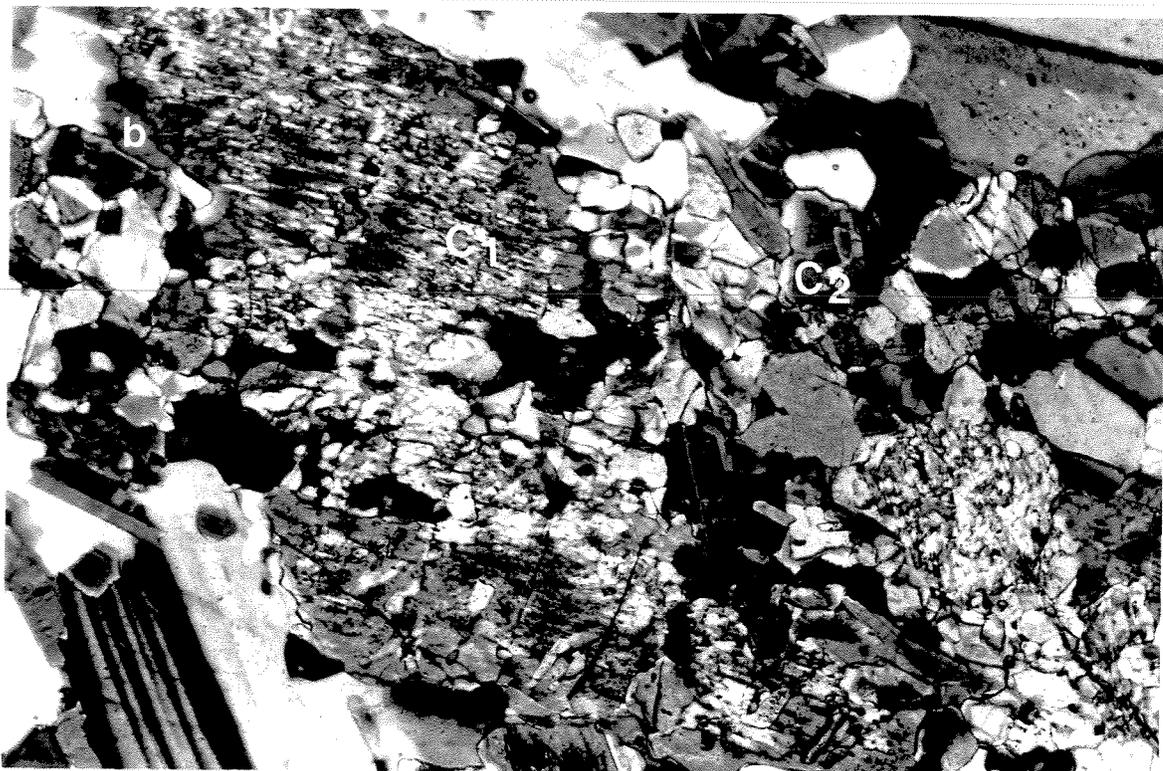


(b)

Fotomicrografia III.1. Aspecto microscópico de granada metagabro (amostra JF-176) com textura blasto sub-ofítica e intercrescimento entre granada (g) e clinopiroxênio (c) (a. polarizadores paralelos e b. polarizadores cruzados). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



(a)



(b)

Fotomicrografia III.2. Detalhe em lâmina de granada metagábbro (amostra JF-176) mostrando megacristal de clinopiroxênio alterado (c₁), associado a cristais menores, recrystalizados, do mesmo mineral (c₂). Biotita (b) ocorre como bordos de alteração. (a. polarizadores paralelos e b. polarizadores cruzados). Comprimento maior da foto = 1,3 mm.

Dois tipos de clinopiroxênio foram observados (Fotomicrografia III.2): no primeiro, cristais de clinopiroxênio (> 1mm) subédricos ocorrem muito alterados e hornblenda e biotita ocorre bordos de piroxênios como resultado de transformação retrometamórfica; no segundo tipo, os cristais se mostram poligonizados (< 1 mm) e associados a cristais também poligonizados de granada e plagioclásio. A granada ocorre nestas bandas entre cristais de clinopiroxênio e plagioclásio, ou ainda com inclusões destes minerais sendo então poiquiloblástica e xenomórfica.

Na medida que o *granada metagabro* se apresenta mais deformado, a hornblenda se torna mais abundante e os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio ocorrem mais recristalizados. Desta forma, a textura da rocha é gradualmente transformada em granoblástica poligonal e o granada metagabro é transformado em um *granada anfíbolito*.

O meta-leucogabro é mineralogicamente semelhante ao metagabro, entretanto possui maiores quantidades de plagioclásio e os minerais máficos tendem a ocorrer em aglomerados de cristais. Este *granada meta-leucogabro* apresenta em lâmina delgada texturas de desequilíbrio importantes (Fotomicrografia III.3) onde cristais de clinopiroxênio xenomórfico se encontram bastante alterados, podendo estar totalmente substituídos ou manteados por intercrescimentos de hornblenda e quartzo. Este conjunto invariavelmente é circundado por colares de pequenos cristais de granada hipidiomórfica. Nestas rochas, biotita ocorre muitas vezes em aglomerados ou feixes, substituindo hornblenda. Esta, além de ocorrer nos intercrescimentos simplectíticos pode ocorrer bordejando-os e neste caso se apresenta em pequenos cristais recristalizados.

Além das porções meta-leucogabroicas descritas acima, as rochas desta Associação Máfico-Félsica apresentam outros tipos de rochas félsicas, que ocorrem intercaladas em faixas ou lentes entre as bandas máficas. Esta associação de rochas félsicas é composta predominantemente por um *granada leucognaisse enderbítico* a dois piroxênios com texturas migmatíticas diversas, e por lentes ou veios de rochas de composição granítica a tonalítica.

O *granada leucognaisse enderbítico* é geralmente bandado milimetricamente, com granulação variando de fina a muito fina, e composto por quartzo, plagioclásio, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e minerais opacos, tendo K-feldspato, zircão e muscovita como minerais acessórios.

Muitas vezes este leucognaisse possui texturas migmatíticas estromáticas, porfiríticas, nebulíticas, e "*schlieren*", indicativas de que esta rocha passou por estágios de fusão parcial durante sua evolução. Dentre estas texturas destaca-se a presença de segregações félsicas com granada, ricas

em feixes de melanossomas biotíticos. Localmente, pode-se observar veios ou lentes de granito grosso, de quartzo, tonalíticas e pegmatíticas, geralmente de espessura centimétrica, que podem ocorrer tanto de forma concordante como discordante.

Estas porções granitóides intrudem o granada metagabro e granada leucognaisse enderbítico desta unidade e localmente contém enclaves de metagabros por vezes transformados em granada anfíbolitos. Em alguns locais é possível observar, na região de contato entre leucogranitos intrusivos e os enclaves metagabrobróicos, um halo de rocha mesocrática rica em granada, hornblenda e biotita, possivelmente gerado por processos de mistura ou assimilação.

Ao microscópio ótico, os leucognaisse possuem orientação dada por bandas, ou aglomerados alongados, ricos nos minerais máficos ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, hornblenda, biotita e minerais opacos; e bandas félsicas constituídas de quartzo e plagioclásio por vezes sericitizado, localmente com K-feldspato subordinado. Granada pode ocorrer tanto como cristais xenomórficos e poiquiloblásticos ricos em inclusões de biotita e plagioclásio, ou como coronas de pequenos cristais idioblásticos em torno dos minerais máficos (Fotomicrografia III.4), em contato com plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Os piroxênios ocorrem com bordos e fraturas preenchidas por hornblenda e biotita.

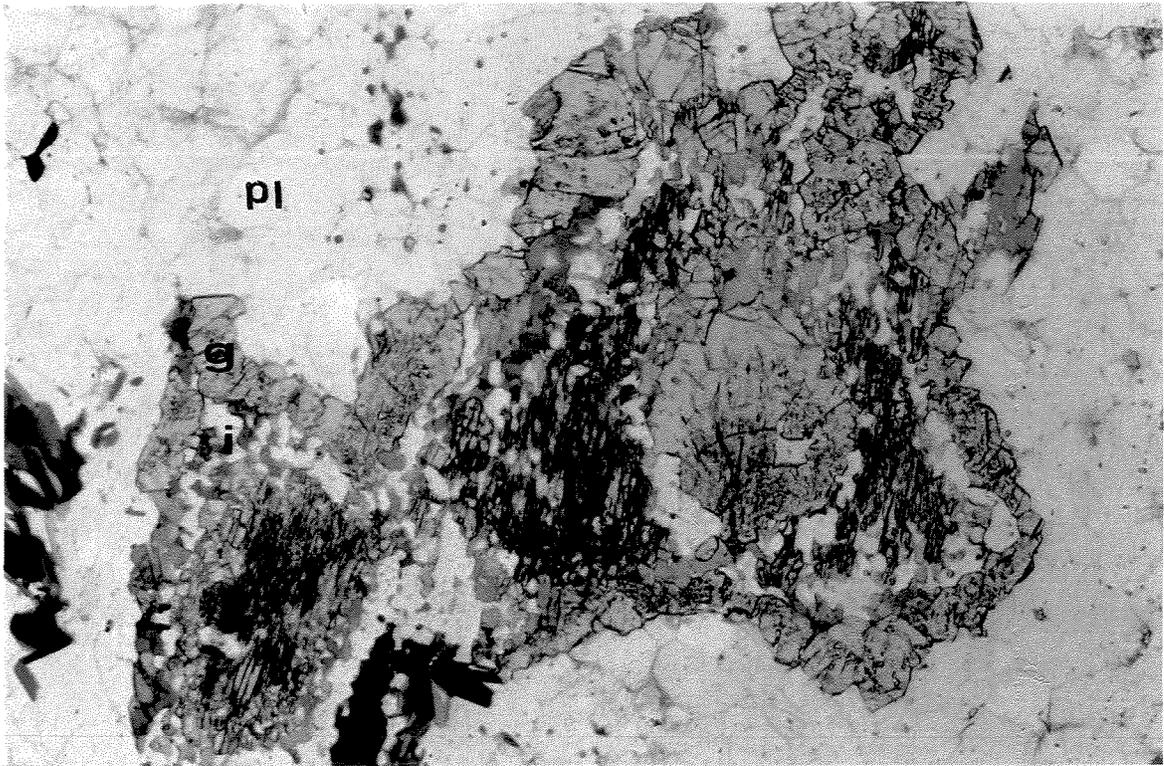
As rochas granitóides desta unidade possuem quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e localmente granada, subordinadamente apresentam minerais opacos e muscovita. Escapolita, zircão, allanita e clorita podem ocorrer como minerais acessórios.

b) Metassedimentos

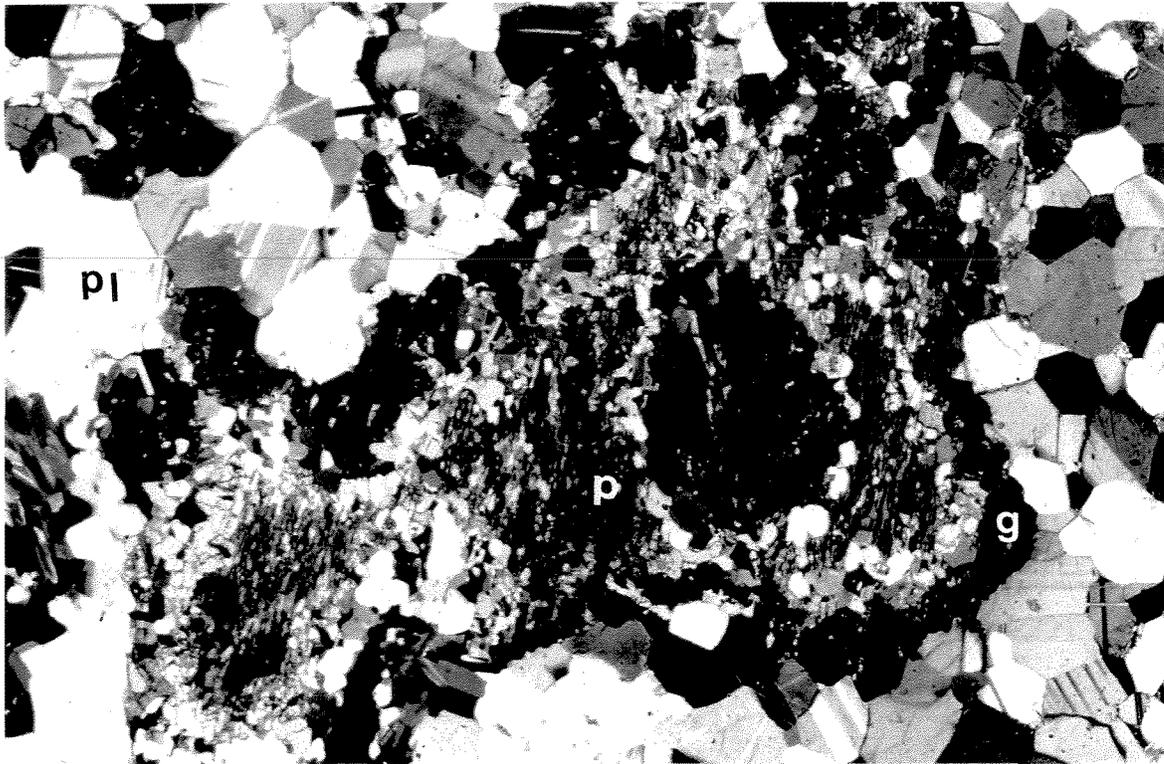
III.1.1.4. – Granada-Biotita Gnaiss

Esta litologia ocorre em camadas com espessuras médias de 2 km, intercaladas sobretudo nos biotita-hornblenda gnaisses descritos acima (ítem III.1.1.2). Trata-se de um granada-biotita gnaiss pouco migmatítico, de granulometria fina, localmente com sillimanita, rico em boudins anfíbolíticos e veios de quartzo. Associado a este gnaiss ocorre biotita gnaiss finamente bandado com aspecto milonítico, localmente com granada e/ou sillimanita. Estas rochas não puderam ser delineadas em mapa na escala utilizada, devido à pequena espessura destas camadas de metassedimentos e à complexidade estrutural deste domínio (ver ítem III.3, a seguir).

Sillimanita-granada-biotita gnaiss Estes paragnaisses, se comparados às rochas ígneas, possuem composição tonalítica e são compostos por quartzo, plagioclásio (An-20), biotita, granada e sillimanita e localmente por minerais opacos, apatita, zircão e muscovita. A sillimanita

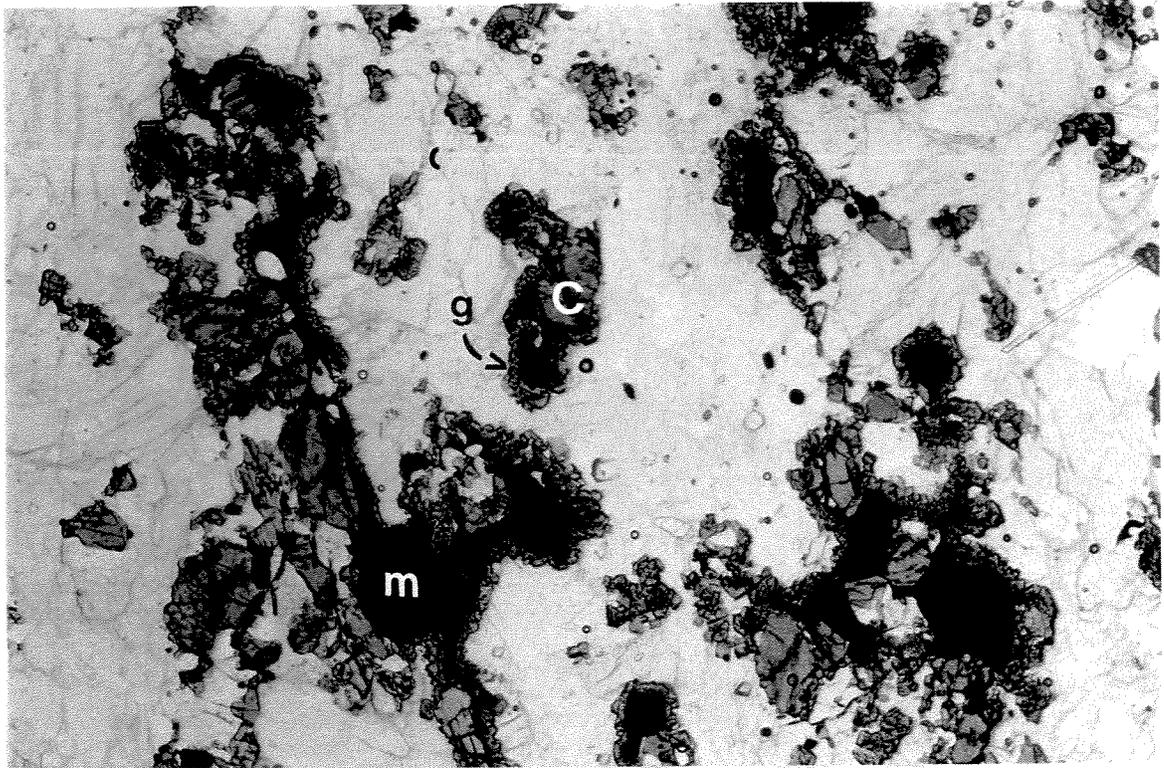


(a)

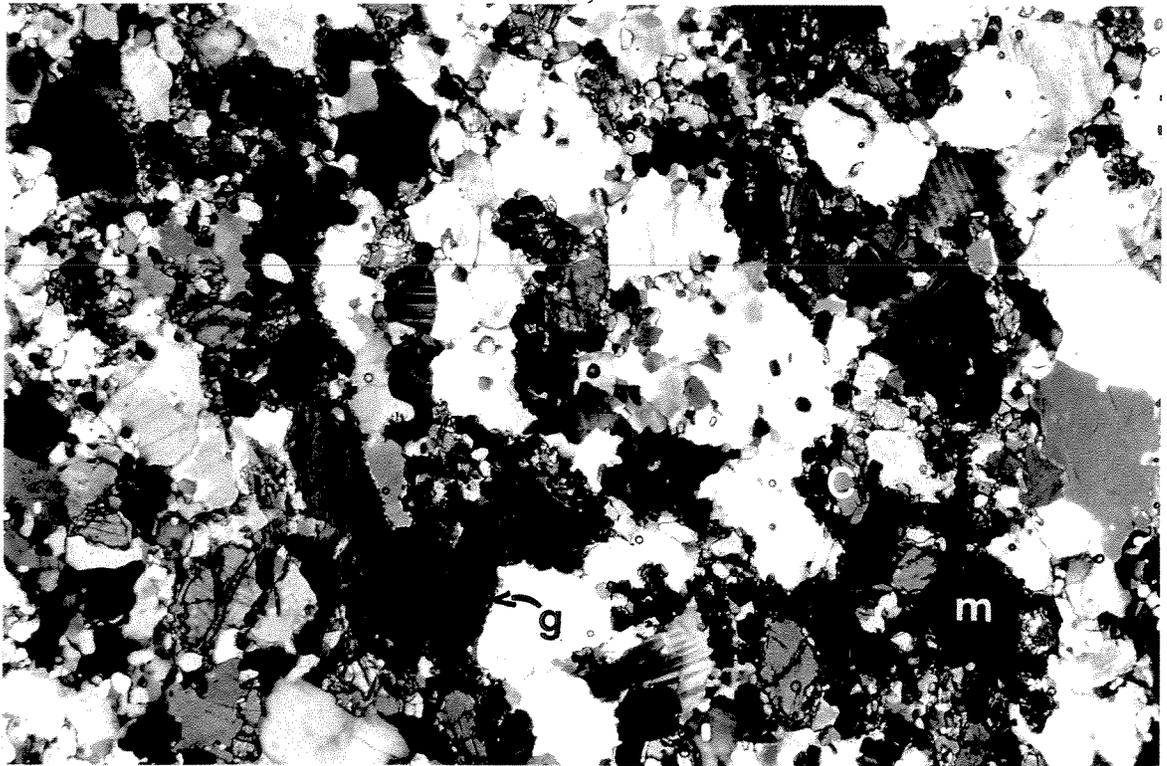


(b)

Fotomicrografia III.3. Texturas coroníticas em granada metaleucogabro (amostra JF-359) mostrando colares de granada (g) nas partes externas, bordejando intercrescimento simplectítico entre hornblenda e quartzo (i), que por sua vez circunda cristais alterados de piroxênio (p). Plagioclásio (pl) ocorre com textura granoblástica polygonal (a. polarizadores paralelos e b. polarizadores cruzados). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



(a)



(b)

Fotomicrografia III.4. Aspecto petrográfico de granda leucognaisse enderbítico (amostra JF-190), com textura granoblástica inequigranular interlobulada, exibindo colares de pequenos cristais de granada (g) em torno de cristais de magnetita (m) e por vezes de clinopiroxênio (c) (a. polarizadores paralelos e b. polarizadores cruzados). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.

ocorre com hábito prismático ou em cristais maiores também alongados, em paragênese com granada, biotita, plagioclásio e quartzo. O plagioclásio se encontra pouco alterado com pontos de sericita e carbonatos. Quando ocorre geminação polissintética, esta se encontra deformada.

A granada ocorre com inclusões geralmente de biotita ou ainda, pode não ter inclusões. A apatita ocorre localmente em abundância, com hábito prismático e em aglomerados. Os minerais opacos também tem hábito prismático e estão associados a aglomerados de granada e biotita.

Rochas calcissilicáticas

São rochas de cores brancas e verdes em amostra de mão, de granulometria fina a média, constituídas de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e epidoto. Em lâmina delgada apresentam texturas granoblásticas com plagioclásio bem formado. As partes esverdeadas são compostas por clinopiroxênio, epidoto e hornblenda. Não há orientação preferencial de minerais e a foliação da rocha é dada pelo bandamento máfico-félsico. Pelas texturas observadas, estes minerais ocorrem em paragênese estável, não apresentando evidências de alteração retrometamórfica.

c) Rochas Máficas e Ultramáficas

III.1.1.5 – Anfibolitos

Estas rochas ocorrem geralmente boudinadas com orientação concordante com aquela das rochas encaixantes. Possuem granulação fina a média e são constituídas de hornblenda, plagioclásio (An-60), clinopiroxênio, granada, titanita e minerais opacos.

Hornblenda e clinopiroxênio ocorrem em cristais prismáticos com bordos de alteração para biotita. O plagioclásio se encontra muitas vezes intensamente fraturado e com geminação deformada. Os minerais opacos geralmente ocorrem como inclusões em hornblenda ou em contato com esta.

Anfibolitos ocorrem na forma de lentes ou boudins de espessuras métricas a centimétricas intercalados às sequências de hornblenda gnaisses bandados. Estas rochas puderam ser subdivididas em dois tipos principais: *biotita anfibolito* e *granada-clinopiroxênio anfibolito*.

O primeiro tipo é composto basicamente por hornblenda e plagioclásio com biotita e minerais opacos ocorrendo de forma subordinada. Sericita e muscovita podem se apresentar como forma de alteração de plagioclásio. Quartzo ocorre localmente em pequenas quantidades. Quando deformados, cristais de hornblenda geram a foliação da rocha e biotita ocorre de maneira esparsa. Este mineral pode também ocorrer em bordos de alteração de hornblenda. Os minerais opacos invariavelmente ocorrem em contato ou inclusos em hornblenda.

O outro tipo normalmente possui textura granoblástica poligonal e é constituído basicamente por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, granada e minerais opacos, podendo também apresentar como minerais de alteração biotita, muscovita e sericita. Os cristais de clinopiroxênio podem ocorrer ricos em inclusões de minerais opacos e muitas vezes possuem bordos e até mesmo auréolas de alteração para hornblenda. Em rochas onde este processo foi mais avançado, hornblenda ocorre em abundância também rica em inclusões de minerais opacos. A granada se apresenta em pequenos cristais subédricos sempre em contato com hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e minerais opacos, e pelas texturas observadas, aparentemente ocorre em paragênese estável.

III.1.1.6 – Metagabros

Metagabro-noritos

Estas rochas ocorrem a noroeste da área e possuem textura gabróica e granulação média. Os minerais que o compõe são plagioclásio (An-50), clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita, hornblenda, minerais opacos e apatita.

O plagioclásio é o mineral predominante e tem forma idiomórfica. Apresenta geminação polissintética e por vezes ocorre zonado. Os cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio perfazem por volta de 15% da rocha e são hipidiomórficos com bordos de alteração retrometamórfica para biotita e subordinadamente hornblenda.

Outra área de ocorrência localiza-se ao norte, em região de ocorrência de rochas ultramáficas, onde não foi possível estabelecer suas relações de contato com as encaixantes devido à escassez de afloramentos e também por ter sido construída uma represa na região, o que dificultou o acesso à área. Entretanto, foi possível observar a ocorrência de grande quantidade de rochas máficas e graníticas nesta região. A rocha encaixante é um gnaiss bandado com intercalações de hornblenda gnaisses cinzentos homogêneos e biotita gnaisses félsicos.

Olivina gabro

Também a noroeste da área, ocorre um olivina gabro, com textura glomeroporfirítica. O plagioclásio ocorre em cristais euédricos freqüentemente zonados chegando a atingir 3 mm enquanto que a olivina possui diâmetros em torno de 1 mm e se destaca com cores de interferência elevadas e fraturamento típico. A textura sub-vulcânica observada nesta rocha indica que se trata de um dique de rochas máficas, possivelmente de idade mesozóica.

III.1.1.7 – Rochas Ultramáficas

Ao norte da área observou-se um grande número de camadas de anfibolitos sem granada que ocorrem associados a um corpo ultramáfico, atualmente antofilita xistos e talco xistos, que possui algo em torno de 1 km de diâmetro maior. A rocha encaixante destas rochas máficas e ultramáficas é um biotita-hornblenda gnaiss tonalítico e algumas vezes granada-biotita gnaisses.

Antofilita Xistos

São tremolita-talco-antofilita xistos que quando mais deformados apresentam texturas de reação de antofilita prismática para talco acicular. Tremolita ocorre como cristais prismáticos maiores subedrais.

Clinopiroxenitos

Ocorrem como finas lentes associadas a bandas de anfibolitos intercalados aos biotita-hornblenda gnaisses aflorantes a NW da área. Possuem textura sub-ofítica e hornblenda e biotita se formam a partir do clinopiroxênio como produto de alteração retrometamórfica. Titanita e escapolita quando ocorrem estão inclusas em cristais de plagioclásio.

III.1.2 – Sequência Gnáissica II

Com exceção feita à ausência de rochas ultramáficas e à ocorrência apenas localizada de rochas granulíticas, esta sequência possui litotipos semelhantes àqueles encontrados na Sequência Gnáissica I. Porém, por se encontrar em posição mais a sul, mais próxima à ZCPS, apresenta maior predominância do estilo da deformação brasileira, com bandamento e zonas de cisalhamento com inclinações médias para SE, resultando em faixas menores e mais estreitas onde a deformação pré-brasiliana se encontra preservada. Desta forma, é mais comum nesta sequência a presença de rochas graníticas geradas por processos magmáticos brasileiros. Além de rochas máficas e graníticas, a Sequência Gnáissica II é composta basicamente por duas unidades distintas, constituídas por hornblenda ortognaisses correlacionáveis ao Complexo Mantiqueira, e por metassedimentos do Grupo Andrelândia.

a) Ortognaisses

III.1.2.1 – Biotita-Hornblenda Gnaiss Migmatítico

Esta unidade litológica é principalmente constituída por um biotita-hornblenda gnaiss migmatítico, geralmente com composição tonalítica e subordinadamente granodiorítica, que pode possuir quantidades variáveis dos minerais K-feldspato, minerais opacos, apatita, zircão,

muscovita e titanita. Localmente pode ser observado granada, carbonatos, allanita, escapolita, piroxênios, epidoto e clorita.

Esta unidade é caracterizada por um ortognaisse migmatítico cinzento, com granulação variando de fina a média, que frequentemente apresenta padrões de dobramentos diversos e estruturas de cisalhamento, chegando a ser por vezes miloníticos, e podem também conter veios centimétricos de quartzo e pegmatíticos.

Os tipos de texturas mais comuns são migmatíticas estromáticas onde ocorrem lentes félsicas contínuas centimétricas, intercaladas com bandas de gnaisses cinzentos, lentes pegmatóides e de anfibolitos. São também observadas texturas migmatíticas oftálmicas, dictioníticas e nebulíticas.

Rochas graníticas leucocráticas e róseas podem ocorrer associadas ao bandamento gnáissico destas rochas e serão descritas separadamente, em ítem subsequente (ítem III.1.3).

O *biotita-hornblenda gnaisse migmatítico* possui foliação dada pela orientação preferencial de bandas máficas ricas em biotita, hornblenda e minerais opacos, com bandas félsicas ricas em quartzo e plagioclásio que podem também conter K-feldspato. O plagioclásio por vezes ocorre sericitizado ou alterado para carbonatos e biotita pode se apresentar em bordos de alteração de hornblenda.

Em regiões mais deformadas, apresenta diferentes graus de recristalização de quartzo e feldspatos formando uma textura lenticular anastomosada. Nestas porções, a rocha é enriquecida em muscovita, biotita, carbonatos e por vezes pode também ocorrer clorita e escapolita.

Visando uma caracterização mais detalhada dos litotipos pertencentes a esta unidade, foram visitadas algumas pedreiras existentes a norte da cidade de Juiz de Fora, onde foi possível observar a forma de ocorrência de alguns diferentes tipos de hornblenda gnaisses associados a este complexo e subdividi-los em três tipos: a) *biotita-hornblenda gnaisse migmatítico cinzento* com bandas tonalíticas (Fotografia III.5); b) *biotita-hornblenda gnaisse fitado* com intercalações de bandas máficas e félsicas, podendo também possuir bandas de gnaisse cinzento (Fotografia III.6); e c) *biotita-hornblenda gnaisse mesocrático* tonalítico, com bandas tonalíticas e rochas máficas associadas (Fotografia III.7).

Estes litotipos possuem composições mineralógicas semelhantes entre si e o seu reconhecimento nos afloramentos descritos previamente a esta classificação pôde ser feito em alguns pontos amostrados. Entretanto, os diferentes graus de deformação e retrometamorfismo

que afetaram esta unidade litológica ao longo de toda a área estudada, dificultou uma análise mais pormenorizada que pudesse enriquecer esta classificação.

b) Metassedimentos

III.1.2.2 – Sillimanita-Biotita Gnaiss e Muscovita Quartzito

Esta unidade litológica ocorre intercalada com os ortognaisses migmatíticos descritos acima (vide Anexo I) e é caracterizada por uma alternância entre metassedimentos pelíticos e psamíticos, representados por *sillimanita-biotita gnaiss* e *muscovita quartzito*. Estes metassedimentos afloram em continuidade lateral com as rochas do Grupo Andrelândia situadas a oeste da área, sendo correlacionáveis às Unidades A e B definidas em Trouw et al. (1986).

Em termos mineralógicos, os sillimanita gnaisses são compostos por quartzo, plagioclásio, biotita, sillimanita, muscovita, minerais opacos e por vezes granada, fibrolita e K-feldspato. Em alguns locais podem ocorrer lentes de leucogranitos porfiríticos, e ainda lentes foliadas, de granitos concordantes que atingem 2 m de espessura.

Em lâmina delgada, mostram-se bandados, com foliação dada pela orientação de lentes de biotita, sillimanita, muscovita e minerais opacos, intercaladas com lentes ricas em quartzo, com algum plagioclásio e localmente K-feldspato. A sillimanita ocorre em feixes, por vezes dobrados, constituídos de pequenos cristais alongados, ou em aglomerados de cristais asciculares de fibrolita. Granada ocorre em alguns locais, em certa abundância, podendo alcançar até 4 mm de diâmetro.

Quartzitos micáceos ocorrem intercalados a estes gnaisses em diversas escalas, indo desde escalas de afloramento até escalas megascópicas. Estes muscovita quartzitos possuem granulometria variando de fina a grossa, podendo ser puros ou conter ainda sillimanita, plagioclásio, minerais opacos, turmalina e zircão. Estes quartzitos são bons marcadores da lineação de estiramento pois geralmente apresentam grãos de quartzo bastante estirados.

c) Rochas Máficas

III.1.2.3 – Rochas Máficas

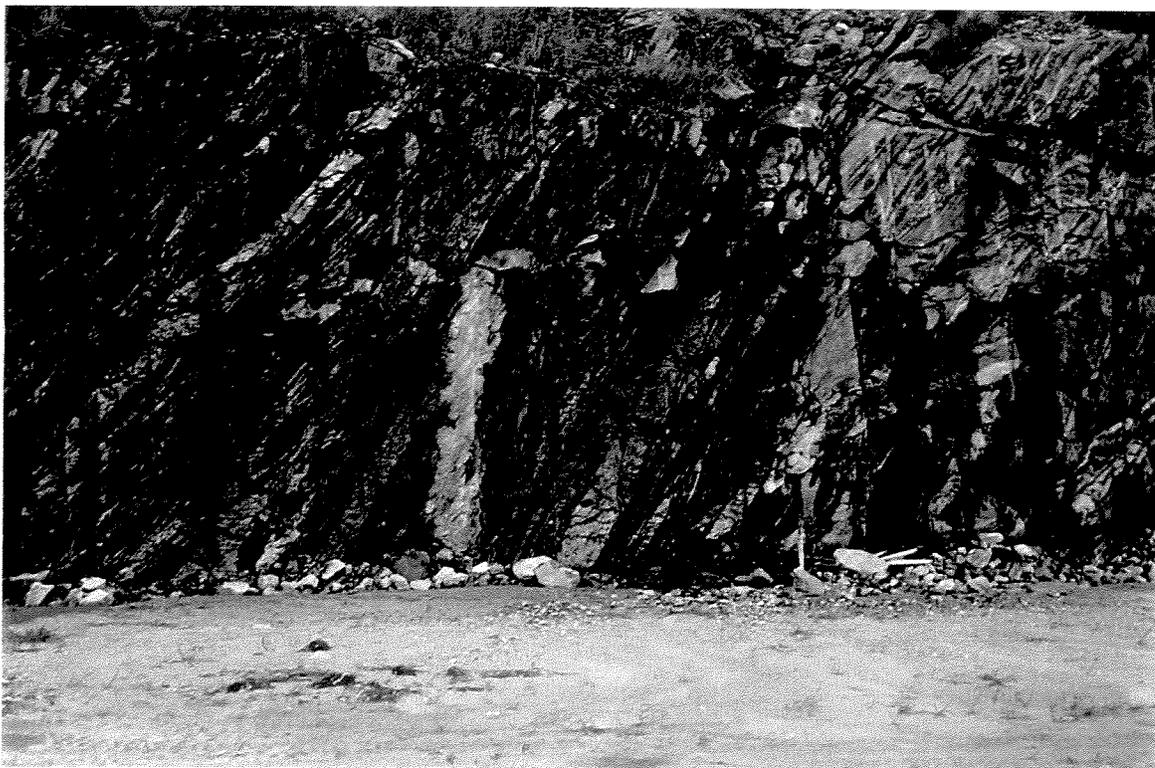
Rochas máficas intercalam-se em várias escalas com as rochas desta sequência geralmente de forma concordante. Dois tipos principais foram observados: o primeiro, mais frequente, ocorre na forma de boudins centimétricos a métricos de *biotita anfíbrito* (Fotografia III.8); o outro tipo é representado por *hornblenda gnaiss máfico* homogêneo, com vênulas lenticulares centimétricas de



Fotografia III.5. Biotita-hornblenda ortognaisse cinzento da Sequência Gnáissica II apresentando textura dictionítica, cortado por lente de anfibolito (ponto JF-371). Orientação da foto da esquerda para a direita (mesmo sentido nas demais): SE-NW.



Fotografia III.6. Biotita-hornblenda gnaiss fitado da Sequência Gnáissica II, com lentes de anfibolitos e tonalitos e bandas de gnaiss cinzento (ponto JF-371). Orientação da foto: SE-NW.



Fotografia III.7. Afloramento de biotita-hornblenda gnaíse mesocrático cortado por lentes subconcordantes de rochas graníticas (ponto JF-367). Orientação da foto: SSW-NNE.



Fotografia III.8. Hornblenda-biotita gnaíse com boudins centimétricos de biotita anfíbolito dispostos de forma concordante com o bandamento gnáissico (ponto JF-353). Orientação da foto: E-W.

composição tonalítico-trondhjemítica, que tanto pode ter a mesma forma de ocorrência do primeiro, quanto constituir camadas mais espessas, métricas a decamétricas (Fotografia III.9).

Os anfibolitos podem ocorrer tanto nos ortognaisses quanto nos metassedimentos enquanto que as rochas gnáissicas máficas se restringem a porção ortoderivada desta sequência.

Biotita Anfibolito

O *biotita anfibolito* é constituído basicamente por plagioclásio e hornblenda, com biotita e minerais opacos em quantidades subordinadas e quartzo, clinopiroxênio, titanita, apatita e carbonatos ocorrendo localmente como minerais acessórios. Possuem granulação variando de fina a muito fina e as texturas observadas vão de granoblásticas poligonais a miloníticas.

Em lâmina delgada, o plagioclásio pode apresentar evidências de alteração para sericita e carbonatos, e em amostras mais deformadas ocorre intensamente fraturado e/ou com extinção ondulante. Nestas porções, a foliação possui direções constantes e é dada pela orientação de hornblenda alongada paralelamente ao bandamento gnáissico.

Minerais opacos geralmente se apresentam em pequenos cristais, sempre associados aos minerais máficos hornblenda e clinopiroxênio e algumas vezes podem ocorrer inclusos em plagioclásio. Cristais de clinopiroxênio quando ocorrem, se apresentam com bordos de alteração para hornblenda. Carbonatos podem ocorrer como cristais bem formados, a partir de plagioclásio e biotita.

Hornblenda Gnaisse Máfico

Este gnaisse é caracterizado pela predominância de minerais máficos com quartzo ocorrendo em pequenas quantidades, e pela frequente presença de venulações tonalíticas centimétricas de formas lenticulares, por vezes muito irregulares. Estas lentes possivelmente são o resultado de injeções tonalíticas geradas por fusão parcial desta rocha máfica.

As lentes tonalíticas possuem granulação fina e quartzo anédrico com subgrãos e início de formação de novos grãos e plagioclásio com extinção ondulante. Por vezes, apresentam fenocristais de plagioclásio e uma matriz fina, poligonalizada, rica em quartzo. Hornblenda pode ocorrer como restito. Algumas vênulas dentro destas lentes apresentam plagioclásio sericitizado e carbonatados, sugerindo serem enclaves do gnaisse encaixante englobados nos veios.

A composição mineralógica básica do *hornblenda gnaisse máfico* é dada por plagioclásio, hornblenda e minerais opacos. Biotita, quartzo, clinopiroxênio e titanita geralmente estão presentes e apatita, zircão e k-felspatos ocorrem como minerais acessórios.

Ao microscópio ótico, a porção félsica destes gnaisses é caracterizada pela presença de porções recristalizadas de granulação fina (~ 0,2mm) com textura poligonal e fenocristais de plagioclásio (~1mm). Nestas porções, pode ocorrer algum K-feldspato em pequenos cristais.

Nas bandas ricas em minerais máficos são observadas coronas de titanita em minerais opacos, quando em contato com hornblenda e clinopiroxênio. Onde este processo é mais avançado titanita ocorre com inclusões de minerais opacos. Megacristais de clinopiroxênio podem atingir 6,5mm, ocorrem bastante fraturados e alterados com bordos de hornblenda, e podem possuir inclusões de minerais opacos com coronas de titanita, ladeadas por hornblenda. Biotita ocorre associada aos minerais opacos ou em bordos de hornblenda. Apatita ocorre em cristais arredondados sempre junto à hornblenda.

III.1.3 - Rochas Ígneas Félsicas

Em relação às porções graníticas associadas ao Domínio Tectônico Andrelândia, nas Sequências Gnáissicas I e II, particularmente nas unidades ortognaissicas, foram observados gnaisses graníticos oftálmicos cinzentos, gnaisses graníticos róseos e leucocráticos, além de tonalitos. Em sua maioria, estas porções ocorrem na forma de intrusões centimétricas a métricas geralmente concordantes nos gnaisses tonalíticos, podendo por vezes, em corpos de dimensões maiores, apresentar xenólitos destes gnaisses e também de rochas máficas.

Basicamente, três tipos intrusivos félsicos puderam ser caracterizados nestas sequências: *hornblenda tonalitos; biotita leucogranitos e biotita granitos róseos.*

III.1.3.1 - Hornblenda Tonalito

Bandas tonalíticas, geralmente centimétricas, ocorrem em grande parte associadas a rochas máficas e gnaisses tonalíticos mesocráticos em contato com os hornblenda ortognaissicas. Podem conter, além de quartzo, plagioclásio e hornblenda, pequenas quantidades de titanita, apatita, minerais opacos, biotita, zircão e K-feldspato. Possuem granulação variando de fina a muito fina e podem ocorrer fenocristais de plagioclásio com diâmetro maior do que 3 mm.

Em porções onde a deformação foi mais intensa, ocorrem como bandas contínuas, por vezes foliadas, intercaladas aos ortognaissicas. Neste caso, em lâmina delgada, apresentam venulações de quartzo, formando estruturas lenticulares tipo flaser, intercaladas a lentes ricas em plagioclásio, mais grossas, e lentes de cristais recristalizados menores ricas em quartzo e plagioclásio.



Fotografia III.9. Lentes métricas boudinadas de hornblenda gnaiss máfico com lentes centimétricas tonalito-trondhjemiticas, encaixado em hornblenda ortognaisse da Sequência Gnáissica II (ponto JF-371). Orientação da foto: S-N.



Fotografia III.10. Lente de anfibolito intrudida por veios e vênulas tonalíticas irregulares (ponto JF-371). Orientação da foto: S-N.

Quando pouco deformados, estes tonalitos possuem contatos irregulares, podendo ser intrusivos também nas rochas máficas (Fotografia III.10). Nestes veios, a foliação da rocha pode ser dada pela orientação de minerais máficos, porém é mais comum não haver orientação preferencial de cristais nem de porções que sofreram maior recristalização. A ocorrência de K-feldspato limita-se às regiões de maior recristalização de bordos entre megacristais de plagioclásio. Estes ocorrem fraturados, com extinção ondulante e início de formação de subgrãos e podem apresentar antipertitas do tipo filete. Biotita ocorre a partir de alteração de bordos de hornblenda e os minerais opacos também ocorrem em contato ou inclusos neste mineral.

Os tonalitos do Domínio Tectônico Andrelândia, em comparação com aqueles encontrados no Domínio Tectônico Juiz de Fora, a ser tratados em seguida (item III.2.1), apresentam menores sinais de alteração retrometamórfica, inclusive podendo mostrar texturas de metamorfismo progressivo (bordos de hornblenda em biotita), em contraste com abundantes texturas retrometamórficas, maior grau de deformação e mais intensa saussuritização de plagioclásio dos tonalitos do Complexo Juiz de Fora. Ainda, o teor de cálcio do plagioclásio é um pouco maior (An-38) nestes últimos, em comparação com aqueles (An-30).

III.1.3.2 – Biotita Leucogranito

Estas rochas graníticas geralmente se apresentam gnaissificadas e ocorrem intercaladas nas diversas unidades litológicas do Domínio Tectônico Andrelândia e por vezes intercalam-se aos biotita tonalitos descritos acima. O K-feldspato comumente presente é a microclina.

Estes gnaisses são leucocráticos, por vezes mesocráticos, e possuem granulação de muito fina a média. São principalmente compostos por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita (verde, marrom ou avermelhada), podendo conter também minerais opacos, titanita e hornblenda. Localmente possuem clinopiroxênio, muscovita, apatita, zircão, escapolita, epidoto, clorita e allanita.

A foliação da rocha é dada pela orientação de biotita, alguns cristais de quartzo alongado e as vezes por vênulas de quartzo com até 0,5 mm de espessura, também com alguns cristais de quartzo estirados. Possivelmente, algumas destas vênulas foram formadas por injeção de quartzo na rocha.

Quando passaram por forte deformação e milonitização apresentam intensa recristalização e reduzido tamanho dos cristais. Os porfiroclastos presentes são essencialmente de microclina, com geminação frequentemente ondulada. Por vezes, o plagioclásio ocorre com intensa alteração para sericita e carbonatos. Zircão muitas vezes ocorre zonado, com centro mais claro e bordos mais

escuras. Os minerais micáceos comumente se apresentam com tamanho muito reduzido entre os cristais de quartzo e feldspato.

Os fenocristais geralmente são compostos de K-feldspato e subordinadamente de plagioclásio, com quartzo xenomórfico apresentando extinção ondulante e início de formação de sub-grãos. Muscovita quando ocorre, está em contato com biotita, e por vezes em bordos desta, indicando reação retrometamórfica. O teor de anortita do plagioclásio (oligoclásio) varia de An-20 a An-30.

Em uma seção delgada de um titanita-biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (amostra JF-371.G) pertencente à unidade descrita no item III.1.2.1, foi possível observar texturas que indicam a formação de líquidos graníticos intersticiais no material tonalítico encaixante. Nesta textura, pode-se observar finos feixes irregulares de composição granítica dispostos nos interstícios entre os cristais maiores de quartzo e plagioclásio que preservam as texturas do gnaiss tonalítico hospedeiro.

III.1.3.3 - Biotita Granito Róseos

Rochas graníticas de cores alaranjadas a róseas ricas em fenocristais de K-feldspato ocorrem neste domínio tectônico principalmente associados às rochas da Sequência Gnáissica II, particularmente no biotita-hornblenda gnaiss migmatítico (item III.1.2.1). Neste gnaiss, texturas migmatíticas oftálmicas e enriquecimento em K-feldspato (Fotografia III.11) são comuns e o gnaiss tonalítico é gradualmente transformado em um gnaiss granítico a álcali-granítico oftálmico homogêneo. Este processo pode ocorrer em extensões areais consideráveis, gerando pequenos "stocks" de álcali-granitos róseos que muitas vezes contém enclaves de rochas máficas (Fotografia III.12), ou em porções mais localizadas. Este fato também é observado nos ortognaisses da Sequência Gnáissica I, porém de forma mais localizada, geralmente em escala decimétrica a métrica, formando veios ou bolsões irregulares concordantes.

Estes granitos são constituídos basicamente por quartzo, plagioclásio (~An-23), microclina e biotita, e possuem muscovita, minerais opacos, hornblenda, apatita, titanita, zircão e clorita como minerais acessórios. Ao microscópio ótico, apresentam essencialmente texturas oftálmica ou flaser a milonítica, sendo a segunda muito mais frequente, indicando que estas rochas se formaram sob condições de deformação intensa.

Nas porções oftálmicas, os fenocristais são constituídos de microclina de até 3,5 mm de diâmetro, e a matriz é composta por quartzo, microclina e plagioclásio menores, com tamanho em



Fotografia III.11. Hornblenda ortognaisse da Sequência Gnáissica II com porções enriquecidas em k-feldspato (ponto JF-367). Orientação da foto:SSW-NNE.Comprimento maior aproximado da foto = 1,5m.



Fotografia III.12. Afloramento de granito róseo homogêneo com enclave de rocha máfica (ponto JF-369). Comprimento maior aproximado da foto = 8 m.

torno de 0,3 mm. Nestas rochas o plagioclásio ocorre intensamente sericitizado e os fenocristais de microclina apresentam pertitas do tipo filetes e vênulas.

As partes mais deformadas apresentam forte recristalização de quartzo e feldspatos e são comuns vênulas ou injeções de quartzo, em cristais estirados apresentando bandas de deformação e formação de sub-grãos. Nos álcali-granitos ocorrem pertitas, anti-pertitas e mirmequitas. Titanita quando ocorre se apresenta em bordos de minerais opacos.

III.2 – Domínio Tectônico Juiz de Fora

De forma semelhante ao que foi feito para o Domínio Tectônico Andrelândia, foi possível agrupar as rochas do Domínio Tectônico Juiz de Fora em três unidades litológicas mapeáveis na escala utilizada: ortognaisses, compostos por granulitos e hornblenda gnaisses; metassedimentos, constituídos basicamente por granada-biotita gnaisses e quartzitos; e as rochas ígneas félsicas que ocorrem preferencialmente junto aos metassedimentos. Conforme mencionado anteriormente, estes ortognaisses são considerados como pertencentes ao embasamento dos metassedimentos, correlacionáveis neste domínio ao Grupo Andrelândia.

a) Ortognaisses

III.2.1 – Ortognaisse e Granulito

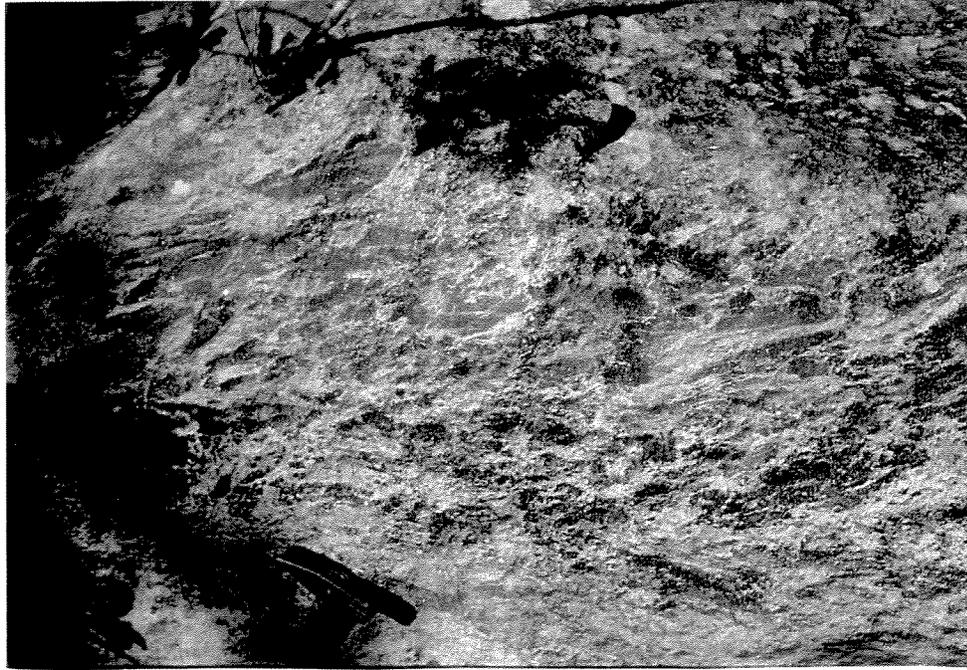
As litologias desta unidade são biotita-hornblenda gnaisses com ou sem ortopiroxênio. Caracterizam-se por serem fortemente bandadas, migmatíticas estromáticas, e por apresentarem uma alternância entre gnaisses félsicos finos a médios, ricos em aglomerados foliados com biotita, anfibólio e piroxênio, e gnaisses máficos de mineralogia semelhante, que comumente possuem texturas granoblásticas ou miloníticas. Os feldspatos apresentam cores acinzentadas e esverdeadas. Estes dois tipos litológicos intercalam-se desde a escala de afloramento até a escala de mapa, podendo conter lentes de anfibolitos que nas porções granulíticas são classificados como granulitos máficos. Geralmente exibem evidências de deformação intensa, na forma de um forte bandamento, acompanhado por lineação de estiramento. Inicialmente, durante o mapeamento geológico, tentou-se subdividir estas duas litologias em mapa. Entretanto, não foi possível individualizá-las em unidades mapeáveis.

III.2.1.1 – Hornblenda Gnaisse

As litologias desta unidade são migmatíticas, e classificadas como *hornblenda gnaisse*, *biotita-hornblenda gnaisse*, *biotita gnaisse* e *hornblenda-biotita gnaisse* que podem também conter clinopiroxênio, K-feldspato, zircão, epidoto, titanita e raramente granada. Nestas rochas o plagioclásio invariavelmente ocorre saussuritizado, e pode alterar para sericita, escapolita e carbonatos. A biotita muitas vezes é um produto de alteração de hornblenda, e estes minerais sempre ocorrem concentrados em bandas máficas ricas também em minerais opacos, tendo a hornblenda geralmente hábito subédrico. O epidoto ocorre em bordos ao redor de hornblenda. O clinopiroxênio pode se apresentar como porfiroblastos bastante alterados, ricos em inclusões de minerais opacos, biotita e plagioclásio. Este mineral geralmente se altera para biotita, hornblenda e carbonato. A titanita ocorre em contato com minerais opacos e clinopiroxênio. Estes gnaisses apresentam texturas que variam de granoblástica a milonítica.

As porções félsicas destes migmatitos puderam ser subdivididas em leucossomáticas, de composição granodiorítica a quartzo-monzonítica, e mesossomáticas, de composição monzodiorítica. Por vezes estas porções englobam inúmeros enclaves máficos (Fotografia III.13), e quando mais deformados podem apresentar bandas miloníticas, com estes enclaves estirados, ladeadas por bandas oftálmicas (Fotografia III.14). Litologicamente são biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses ou hornblenda-biotita gnaisses, localmente contendo clinopiroxênio e/ou ortopiroxênio. Já as porções máficas constituem-se de granulitos (descritos a seguir, ítem III.2.1.2), e gnaisses (também mesocráticos) com quantidades variadas de clinopiroxênio, hornblenda e biotita.

As porções leucossomáticas são biotita gnaisses hololeucocráticos a leucocráticos, ricos em plagioclásio, e podem ter pequenas quantidades de hornblenda e ortopiroxênio. Estas rochas apresentam evidências de terem sofrido diferentes graus de deformação. Naquelas menos deformadas não ocorre saussuritização de feldspatos, não há orientação preferencial na rocha, e o quartzo pode possuir extinção normal, bandas de deformação e subgrãos, ou pode ocorrer como cristais maiores, com evidências de recristalização nos bordos. O ortopiroxênio é bordejado pela biotita. A hornblenda é bordejada por minerais opacos em contato com biotita, e muitas vezes apresenta sinais de ter reagido para a biotita, que localmente se altera para muscovita. As porções leucossomáticas mais deformadas possuem texturas blastomilonítica e flaser, com bandas quartzosas de grãos estirados maiores intercaladas com bandas de granulometria muito fina.



Fotografia III.13. Porção leucossomática com pequenos xenólitos ou restitos máficos de cor esverdeada (ponto JRN-147).



Fotografia III.14. Gnaiss félsico milonítico com enclaves máficos estirados, intercalado com banda félsica oftálmica (abaixo) (ponto JRN-147).

Porfiroclastos de K-feldspato ocorrem com fraturas preenchidas por muscovita. Os feldspatos, de uma maneira geral, são encontrados intensamente deformados, com bordos de grãos maiores recristalizados. O plagioclásio mirmequítico é relativamente comum, principalmente na interface entre grãos de plagioclásio e K-feldspato.

As porções mesossomáticas são caracterizadas pelo baixo teor de quartzo e pelo alto conteúdo de plagioclásio, e comumente são biotita gnaisses leucocráticos, com variados teores de hornblenda e por vezes contém clinopiroxênio. Em lâmina petrográfica apresentam características mineralógicas e texturais semelhantes àquelas descritas acima para os gnaisses leucossomáticos. Porém, o clinopiroxênio ocorre associado à hornblenda e pode reagir para formar biotita. Os minerais opacos geralmente são xenoblásticos, mas podem ser idioblásticos com forma quadrangular. Os feldspatos geralmente ocorrem saussuritizados, e epidoto pode ocorrer em bordos de biotita e hornblenda. Estas últimas ocorrem juntas sugerindo uma reação retrometamórfica, onde biotita se forma a partir de hornblenda. Localmente formam bandas que se intercalam com bandas mais félsicas ricas em plagioclásio. A foliação da rocha, comumente marcante, é dada por biotita e hornblenda (quando esta ocorre). Fraturas em feldspatos podem ser preenchidas por biotita e muscovita.

III.2.1.2 – Ortopiroxênio Granulito

Os ortopiroxênio granulitos geralmente apresentam um alto teor de plagioclásio, contendo pouco K-feldspato e quantidades variadas de quartzo, clinopiroxênio, hornblenda e biotita. A granada quando ocorre está intercrescida com clinopiroxênio indicando seu crescimento em paragênese.

A composição dos granulitos varia de tonalítica a gabróica. Assumindo-se que a proporção dos feldspatos não se alterou significativamente durante o metamorfismo, é possível considerar esta composição como próxima da original. A quantidade de ortopiroxênio varia de 2 a 13%.

Em lâmina delgada os granulitos apresentam texturas geralmente granoblásticas e por vezes miloníticas. Caracterizam-se por invariavelmente apresentarem evidências de retrometamorfismo, como a alteração de ortopiroxênio para hornblenda, epidoto e biotita. Já o clinopiroxênio reage para formar hornblenda e biotita, a hornblenda altera para epidoto e biotita, e esta para muscovita. Os minerais opacos estão associados aos minerais máficos. Ortopiroxênio, K-feldspato e plagioclásio podem ocorrer como porfiroblastos com fraturamentos preenchidos

por biotita e/ou muscovita. O plagioclásio é por vezes antipertítico. O quartzo apresenta-se deformado com extinção ondulante, bandas de deformação ou recristalizado.

Em uma pedreira, situada a sudeste da área (ponto JRN-163), foi possível observar que a transição entre porções com ortopiroxênio (granulitos) e porções com maior abundância em hornblenda e biotita (hornblenda gnaisses), tanto pode ocorrer de maneira gradacional, paralela ao bandamento (Fotografia III.15), quanto de forma aleatória, formando bolsões de rocha mais clara envoltos por rocha esverdeada (Fotografia III.16), ou vice-versa.

III.2.1.3 – Anfíbolito

Na unidade gnáissica aqui descrita ocorrem ainda algumas lentes decimétricas ou camadas de anfíbolitos com espessuras em torno de 1m (Fotografia III.17), além de intrusões graníticas e pegmatíticas, que quando prévias à deformação são sub-concordantes, e quando pós-deformacionais possuem duas direções perpendiculares entre si, próximas a N-S e E-W. Petrograficamente, além de plagioclásio e hornblenda, os anfíbolitos possuem pequenas quantidades de quartzo e K-feldspato. A biotita pode ocorrer com bordos de alteração para hornblenda. Os minerais opacos estão intimamente associados à hornblenda, inclusos ou em pequenos grãos asciculares paralelos à foliação dada pela hornblenda.

b) Metassedimentos

III.2.2 – Granada-Biotita Gnaisse

Esta unidade possui dois litotipos mapeáveis na escala escolhida: um composto essencialmente de quartzitos micáceos, e outro constituído de granada-biotita gnaisses, e subordinadamente biotita gnaisses, muitas vezes migmatíticos, com lentes intercaladas de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e granulitos.

Intercalações entre quartzitos e gnaisses, na região de contato entre estas unidades, são atribuídas ao acamamento sedimentar. Além dos quartzitos, a grande quantidade de granada, e a presença localizada de sillimanita, evidenciam uma origem de natureza sedimentar para esta unidade.

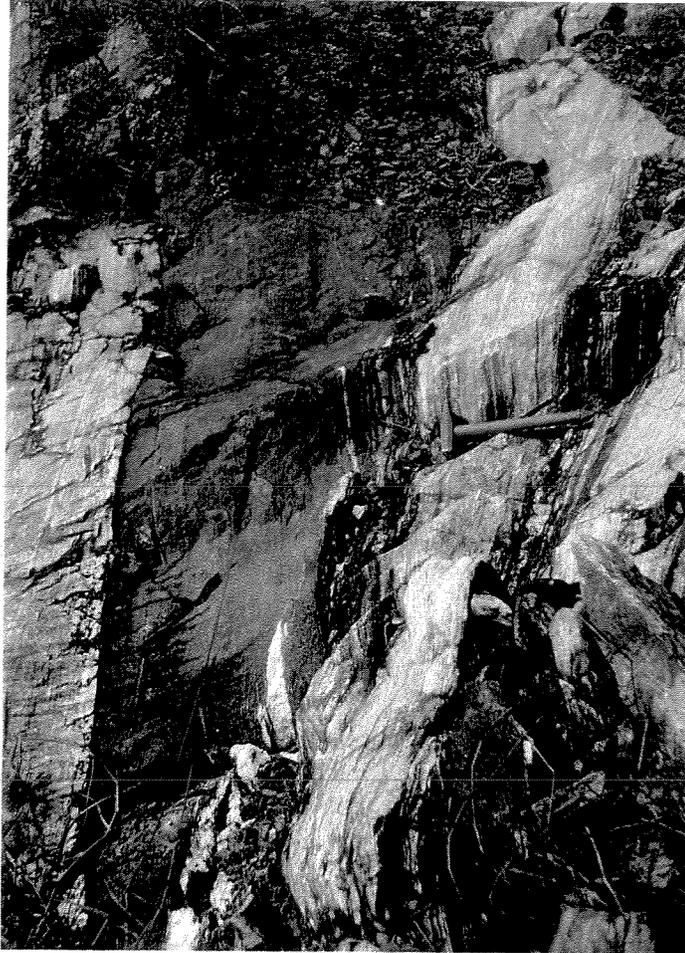
Estes metassedimentos podem ser correlacionáveis às unidades basais do Grupo Andrelândia (Trouw et al., 1986; unidades A e B), ao Ciclo Depositional Andrelândia I (CDA I) de Paciullo et al. (1993), e às unidades biotita gnaisse bandado e granada-biotita gnaisse do CDA de Heilbron (1993).



Fotografia III.15. Contato paralelo ao bandamento entre rocha granulítica (esverdeada), e gnaiss félsico (ponto JRN-163).



Fotografia III.16. Porção de gnaiss cinzento fazendo contato irregular com gnaiss granulítico, mais escuro (ponto JRN-163).



Fotografia III.17. Corpo de anfibolito subconcordante em ortogneisse milonítico do DTJF (ponto JRN-163).

III.2.2.1 - Granada-Biotita Gnaisse

Esta é a principal litologia dos metassedimentos e ocorre em abundância na área mapeada, formando diversas camadas de espessuras variadas, com direção preferencial NE-SW (Anexo I).

É um gnaisse migmatítico mesocrático, com cristais de granada que atingem até 1,5cm de diâmetro, em quantidades variáveis, podendo também faltar em biotita gnaisses finos, que por vezes contém hornblenda. Apresenta-se geralmente bandado milimétrica a centimetricamente, com bandas máficas ricas em biotita intercalando-se com bandas félsicas ricas em quartzo e feldspato. Este último mineral possui cores esbranquiçadas. Sua granulometria parece ser dependente da deformação, e por isto, nas regiões de maior deformação a granulometria é mais fina, bem como é menor o espaçamento entre as bandas.

Se comparados às rochas ígneas, os granada-biotita gnaisses, interpretados como metassedimentos, possuem composição geralmente granodiorítica, com algumas variações tonalíticas, e de quartzo-monzoníticas a quartzodioríticas. Sua composição mineralógica é caracterizada por K-feldspato, granada e biotita. A sillimanita ocorre localmente em razoável quantidade (~ 3%).

Em lâmina delgada, o quartzo comumente se apresenta com bandas de deformação, extinção ondulante e subgrãos. A sillimanita pode ocorrer como cristais bem formados, ou como fibrolita associada à biotita. Algumas vezes, porfiroblastos de granada ocorrem com bordos de biotita, indicando alteração retrometamórfica. Estes porfiroblastos muitas vezes são hipidioblásticos, ricos em inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Contudo, podem ocorrer sem inclusões, ou ainda, com núcleos ricos e bordos destituídos de inclusões, sugerindo duas gerações de granada. Formam também estruturas de sombras de deformação assimétricas do tipo-sigma.

Os gnaisses desta unidade possuem características petrográficas semelhantes ao longo da área. Entretanto, a camada situada a norte da faixa ultramilonítica (Anexo I), apresenta evidências de ter sofrido anatexia avançada, com predomínio de estruturas nebulíticas e estromáticas, com constante presença de porções leucossomáticas e melanossomáticas. Nesta camada, ocorrem também plútons charnockitoides e leucogranitóides descritos nos itens III.2.3 e III.2.5.

Em zonas de deformação pouco intensa é possível observar melhor o seu caráter migmatítico, e podem ocorrer alguns bolsões de rochas granitóides félsicas, ricas em granada, com espessuras métricas a decamétricas.

A presença de gnaisses leucossomáticos migmatíticos de espessuras centimétricas, é relativamente comum. Estes leucossomas, interpretados como gerados por anatexia in situ, quando plotados no diagrama triangular QAP de Streckeisen (1973), apresentam composições tonalíticas a granodioríticas, com o teor de feldspato potássico não ultrapassando 20%, com relação a quartzo e plagioclásio. Muitas vezes associam-se a melanossomas biotíticos, formando textura schlieren.

Estes gnaisses leucossomáticos, ao microscópio ótico, frequentemente apresentam evidências de terem sofrido forte deformação, e possuem texturas flaser e anastomosada, com bandas recristalizadas (granulometria <0,1mm) intercaladas com bandas de granulometria mais grossa (entre 0,1 e 1mm). Por vezes possuem textura oftálmica com porfiroblastos de granada, plagioclásio e K-feldspato, variando de 1 a 5mm de diâmetro. Os feldspatos geralmente se alteram para carbonatos e sericita. O plagioclásio pode ser mirmequítico, antipertítico, e pode apresentar suas geminações deformadas. O K-feldspato localmente é poiquilítico, rico em inclusões de plagioclásio. Clinopiroxênio pode ocorrer localmente muito alterado, passando para biotita. Muscovita se apresenta em bandas ou aglomerados orientados, substituindo a biotita. Os minerais opacos geralmente ocorrem em contato ou inclusos em biotita e granada. A biotita também ocorre em bordos de granada. Carbonatos ocorrem junto à muscovita. O zircão é idioblástico e em alguns lugares é relativamente abundante.

Quando pouco deformadas, estas porções leucocráticas apresentam textura equigranular poligonal, sem presença de foliação evidente, observa-se pouca alteração de feldspatos e biotita, e o quartzo apresenta extinção normal.

Localmente, os granada-biotita gnaisses contém leucossomas com ortopiroxênio e clinopiroxênio (granulitos), que possuem composições tonalíticas a granodioríticas. Desta forma, estes granulitos foram classificados como enderbitos e charno-enderbitos.

Nos granada-biotita gnaisses são comuns também texturas estromáticas e "augen" com formação de clivagem anastomosada e milonitos S-C (Berthé et al., 1979). Nestas porções ocorre também a formação de bolsões ou aglomerados feldspáticos, de formas irregulares mas concordantes, de cor alaranjada.

Através de análise petrográfica, constatou-se que mais da metade das lâminas delgadas de granada-biotita gnaisses estudadas (+/- 60%) possuem texturas miloníticas. Estes milonitos se caracterizam por uma interdigitação na matriz, de lentes recristalizadas de granulometria muito

fina, ricas em cristais (menores do que 0,1 mm) de quartzo e feldspato, por vezes com biotita, intercaladas com lentes de mesma mineralogia, com cristais maiores, variando de 0,1 a 1 mm, caracterizando uma textura flaser.

Geralmente, as texturas são blastomiloníticas e flaser (Fotomicrografia III.5), com diâmetros de porfiroclastos em torno de 3mm. Algumas vezes, apresentam estruturas de sombra de deformação simétricas a ligeiramente assimétricas do tipo-sigma (Passchier & Simpson, 1986) (Fotomicrografia III.6).

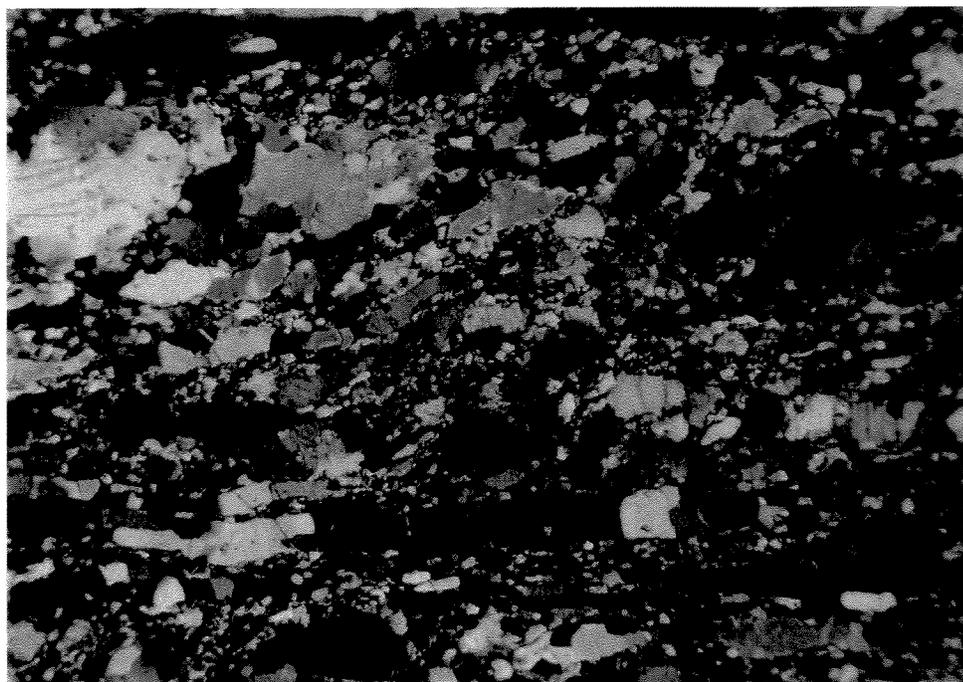
A biotita se orienta paralelamente à foliação da rocha. Os porfiroclastos de plagioclásio são os mais comuns e podem ocorrer com a geminação deformada, e com extinção ondulante. Por vezes apresentam exsolução de K-feldspato (antiperita). O plagioclásio é oligoclásio/andesina (An-24 a An-34). O K-feldspato pertítico ocorre localmente. Os porfiroclastos geralmente ocorrem sericitizados e por vezes saussuritizados, ou ainda, alteram para carbonatos. As rochas com maior desenvolvimento de carbonatos apresentam muscovita em maior quantidade. Este último mineral, entretanto, geralmente ocorre como produto de alteração da biotita, ou incluso em cristais de quartzo que sofreram recristalização secundária (Hobbs et al., 1976).

Associam-se também aos metassedimentos alguns biotita-hornblenda gnaisses com aspecto de campo e petrográfico semelhante às rochas correspondentes do embasamento. Estas ocorrências localizam-se geralmente em regiões miloníticas próximas ao embasamento, ou nas proximidades da faixa milonítica.

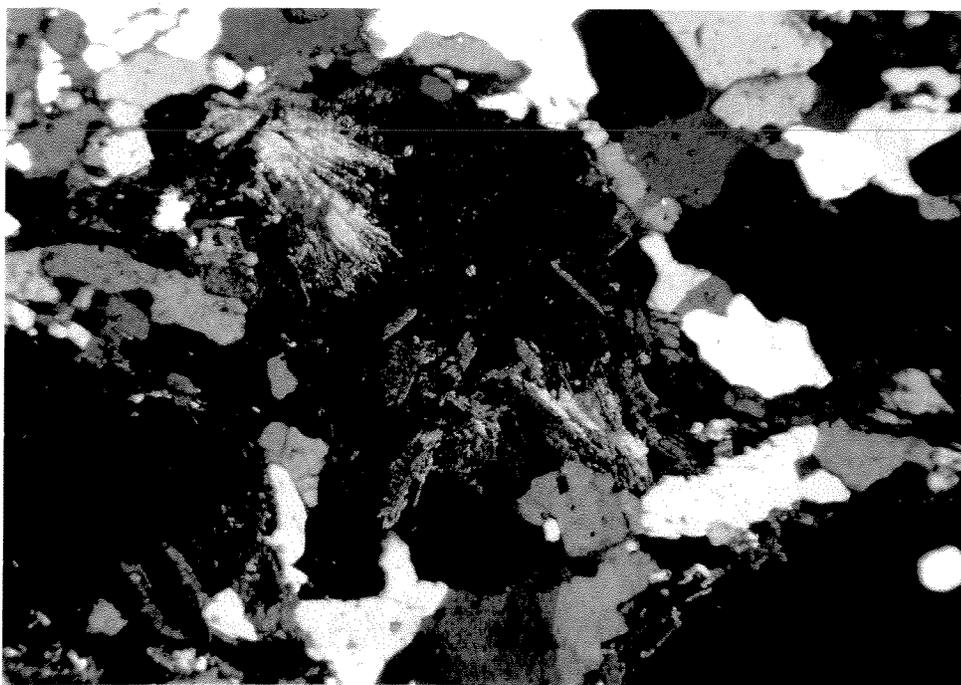
III.2.2.2 – Muscovita Quartzito

Os quartzitos são ricos em muscovita e óxidos de ferro, e subordinadamente possuem biotita, sillimanita e turmalina. Quando puros possuem granulometria grossa. A foliação é dada pela orientação preferencial de contatos de grãos de quartzo alongados. Em lâmina delgada exibem texturas miloníticas com bandas de granulometria muito fina, ricas em quartzo recristalizado, intercaladas com bandas de granulometria fina a média, com cristais alongados de quartzo.

Estas rochas ocorrem preferencialmente na porção sul da área (Anexo I), onde uma camada, com espessura aparente variando entre 300 e 800m, ocorre dobrada, delineando em perfil uma estrutura antiformal em forma de M (vide perfil B-B', Anexo IV). Ao sul desta estrutura, ocorre um nível mais fino com espessuras em torno de 150m. Na porção sudeste da área, níveis com espessuras entre 50 e 100m ocorrem intercalados a granada-biotita gnaisses (Anexo I).



Fotomicrografia III.5. Textura flaser em biotita gnaisse das vizinhanças da Faixa Ultramilonítica. Esta textura se caracteriza pela alternância de lentes ou bandas com diferentes graus de recristalização (ponto JRN-229). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



Fotomicrografia III.6. Sistema porfiroclástico do tipo- σ em muscovita-biotita gnaisse. O porfiroclasto é de plagioclásio e os minerais recristalizados na sombra de deformação são biotita, plagioclásio e quartzo (ponto JRN-96). Amostra não orientada. Comprimento maior da foto = 1,3 mm.

Nos contatos com o granada-biotita gnaissé ocorre localmente grafita. Estes contatos são geralmente caracterizados por uma interdigitação tectônica métrica a centimétrica (visto que as camadas ocorrem por vezes dobradas sem raiz), de quartzitos e granada-biotita gnaissés. Muitas vezes estes contatos são gradacionais. Apesar da intensa deformação imposta a estas rochas, e das evidências de transposição de foliações, estes contatos provavelmente representam o acamamento sedimentar original das rochas.

Os quartzitos são ricos em muscovita (até 20%), óxidos de ferro (+/- 5%), e subordinadamente possuem biotita, sillimanita e turmalina. Quando puros possuem granulometria grossa. A foliação é dada pela orientação preferencial de contatos entre grãos de quartzo alongados. Nas partes menos puras a foliação é espaçada milimétrica a centimetricamente e é constituída por minerais opacos, micas e sillimanita. A lineação mineral observada é dada pela forma de quartzo, muscovita e turmalina.

Nas zonas de maior deformação os grãos de quartzo se tornam mais escuros e azulados. A foliação da rocha, muitas vezes é representada pela orientação de cristais de quartzo, e é acompanhada de uma lineação (SL-tectonito). Nestas regiões miloníticas o espaçamento entre as foliações (e a granulometria) é milimétrico a submilimétrico. Quanto mais distante destas zonas de cisalhamento localizadas, mais claro é o grão de quartzo e maior o espaçamento entre as foliações.

Em lâmina delgada foram identificados como muscovita quartzitos, biotita-muscovita quartzitos, muscovita-biotita quartzitos feldspáticos, ricos em minerais opacos, tendo por vezes sillimanita, turmalina e zircão.

Texturalmente estas rochas exibem feições miloníticas, com bandas de granulometria muito fina ricas em quartzo recristalizado, intercaladas com bandas de granulometria fina a média, com cristais alongados de quartzo. Podem mostrar evidências de crescimento exagerado ou recristalização secundária (Hobbs et al., 1976), com micas e opacos inclusos em cristais de quartzo maiores apresentando extinção normal, ondulante, ou com formação de sub-grãos.

III.2.2.3 – Rocha Calcissilicática

Podem ocorrer como bandas ou faixas, de espessuras centimétricas a métricas, de cor levemente esverdeada, dentro dos granada-biotita gnaissés. Nestas rochas os carbonatos podem ocorrer como porfiroblastos envoltos por uma matriz também carbonática, geralmente próximos

aos feldspatos, ou em zonas mais deformadas. Epidoto ocorre incluso em titanita, muitas vezes junto com o quartzo. O plagioclásio presente tem composição de labradorita.

Crescimento de microclina é localmente observado nesta litologia, formando porfiroblastos envoltos por uma matriz carbonática, também com microclina, muito fina.

Ocorre também como bolsões, com espessura maior em torno de 10m, composto por inúmeros corpos de formas variadas, de cores esverdeadas, com veios de quartzo e plagioclásio, e foliação interna. Os interstícios entre estes corpos são preenchidos por material leucossomático contendo quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. A rocha encaixante, na região de contato, encontra-se intensamente migmatizada, com texturas estromáticas grossas e textura nebulítica.

Petrograficamente possuem como minerais essenciais quartzo, plagioclásio (An-58), carbonatos e clinopiroxênio, e como minerais acessórios epidoto, minerais opacos, zircão, titanita, microclina (porfiroblástica), muscovita e K-feldspato

III.2.2.4 – Anfibolito

Ocorrem sempre na forma de lentes isoladas ou trilhas de boudins com espessuras em torno de 20cm. Nas regiões miloníticas possuem forma extremamente alongada, podendo ter a sua extremidade dobrada isoclinalmente, com flanco rompido, formando dobras intrafoliais sem raiz. Por vezes podem possuir foliação interna discordante da foliação da encaixante. Os anfibolitos ocorrem em grande parte dos afloramentos desta unidade litológica.

Ao microscópio ótico, observa-se os minerais hornblenda, plagioclásio, biotita, granada, clinopiroxênio, e por vezes quartzo, K-feldspato e minerais opacos.

Biotita e hornblenda geralmente constituem a foliação da rocha. Hornblenda e plagioclásio quando porfiroblastos se apresentam deformados internamente exibindo estruturas de sombras de deformação assimétricas do tipo-sigma. Comumente biotita ocorre em bordos de hornblenda. O plagioclásio é o mineral félsico mais abundante e tem composição de oligoclásio (An-28). O clinopiroxênio quando presente ocorre junto à hornblenda, e geralmente se altera para este mineral ou para biotita.

A granada geralmente é porfiroblástica, rica em inclusões de minerais opacos, e por vezes é xenoblástica. Os minerais opacos ocorrem associados principalmente à biotita e à hornblenda, podendo ocorrer com hábito acicular. Localmente, ocorre microboudinagem com "necks" preenchidos por biotita e hornblenda. Estes "necks" ocorrem ao longo de fraturas com um ângulo de aproximadamente 70° com a foliação da rocha.

III.2.2.5 – Granulito

Estas rochas são caracterizadas pela presença de ortopiroxênio. Entretanto, a paragênese granada + clinopiroxênio + quartzo em rochas máficas é também característica de fácies granulito (Winkler, 1967 e Yardley, 1989). Rochas com esta paragênese possuem associações de campo e modo de ocorrência semelhante ao dos ortopiroxênio granulitos. Desta forma, optou-se por subdividir os granulitos em ortopiroxênio granulitos e clinopiroxênio granulitos. Constatou-se, de uma maneira geral, que os granulitos têm como minerais principais ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio; entretanto, os ortopiroxênio granulitos possuem maior quantidade de hornblenda e minerais opacos, em relação aos clinopiroxênio granulitos, que por sua vez possuem titanita.

Além das porções enderbíticas e charnoenderbíticas citadas anteriormente (item III.2.2.1), foram detectados dois modos de ocorrência para os granulitos:

- a) Na forma de boudins ou lentes elipsoidais máficas, de tamanho decimétrico, como no caso dos anfibolitos. Possivelmente estes corpos eram previamente também anfibolitos, porém com composição apropriada para formar ortopiroxênio, ou a paragênese clinopiroxênio + granada + quartzo.
- b) Como lentes ou corpos de formas angulosas, de escala centimétrica a decamétrica, por vezes retangulares, de rochas semelhantes às do embasamento, de composição máfica até félsica, com foliação interna geralmente discordante da foliação da encaixante. Estas foliações podem por vezes configurar uma estrutura semelhante à de um sistema porfiroclástico. Estes "xenoclastos" são relativamente frequentes (+/- 5% dos afloramentos), e ocorrem na unidade mapeada metassedimentar mapeada, principalmente em regiões mais deformadas, próximas ao embasamento, ou a zonas de cisalhamento.

A grande semelhança entre os granulitos do segundo tipo (item b) e as rochas do embasamento, as variadas dimensões destes corpos, bem como as ocorrências próximas ao embasamento e zonas de cisalhamento, sugerem uma origem tectônica para estes granulitos, tendo sido os mesmos alojados junto aos metassedimentos na forma de enclaves tectônicas. Este assunto será abordado também no capítulo de inclusões fluidas (IV.2).

Os granulitos são compostos pelos minerais ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, hornblenda, biotita, granada, quartzo, titanita e minerais opacos, e localmente observa-se apatita e K-feldspato.

Nos clinopiroxênio granulitos a granada é hipidioblástica, com poucas inclusões de biotita. O plagioclásio ocorre pouco alterado. A titanita pode ocorrer como xenoblastos ou inclusa em clinopiroxênio, que por sua vez pode ocorrer em cristais de até 1cm. Geralmente este mineral se altera para hornblenda e por vezes para epidoto. Intercrescimento de granada e clinopiroxênio ocorre em contato com titanita, plagioclásio e minerais opacos. A granada por vezes bordejia o clinopiroxênio (Fotomicrografia III.7). Localmente são observadas texturas que sugerem que a hornblenda reagiu para formar clinopiroxênio. Estas rochas, quando muito deformadas, apresentam bandas recristalizadas de quartzo, clinopiroxênio e plagioclásio.

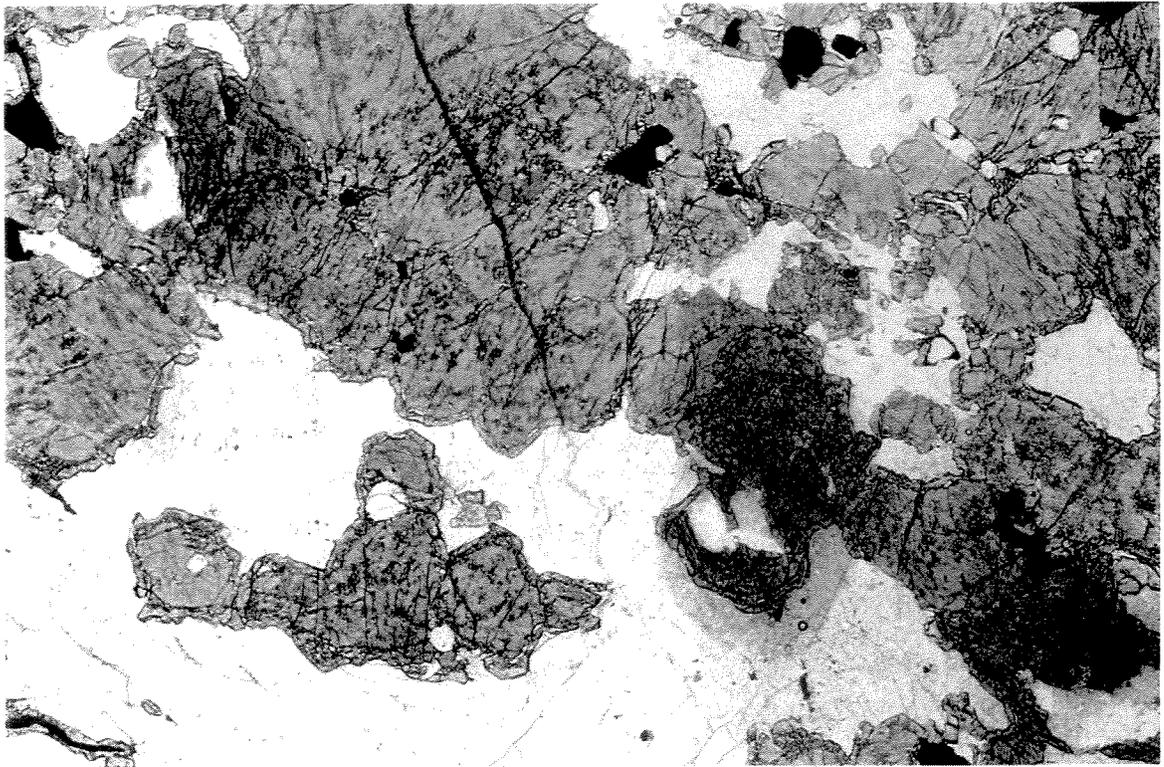
Os ortopiroxênio granulitos, quando possuem textura granoblástica são mais grossos e apresentam porfiroblastos de ortopiroxênio com bordos de alteração para hornblenda (Fotomicrografia III.8). O ortopiroxênio pode ocorrer em bordos de clinopiroxênio e hornblenda indicando reação metamórfica progradada. Porém, o ortopiroxênio altera também para hornblenda e biotita. Os minerais opacos podem ocorrer em bordos ou inclusos na hornblenda. Intercrescimento entre clinopiroxênio e plagioclásio gera uma textura simplectítica. A biotita é retrometamórfica e delinea uma foliação claramente posterior à cristalização dos outros minerais. Pode haver intercrescimento entre granada e clinopiroxênio em bordos de plagioclásio.

Quando miloníticos, o ortopiroxênio se mantém como porfiroclasto hipidiomórfico, rico em inclusões de plagioclásio, bordejado por clinopiroxênio e plagioclásio com quartzo subordinado. Foi observado um intercrescimento simplectítico entre ortopiroxênio e minerais opacos (ricos em ferro), em contato com cristais de hornblenda e plagioclásio.

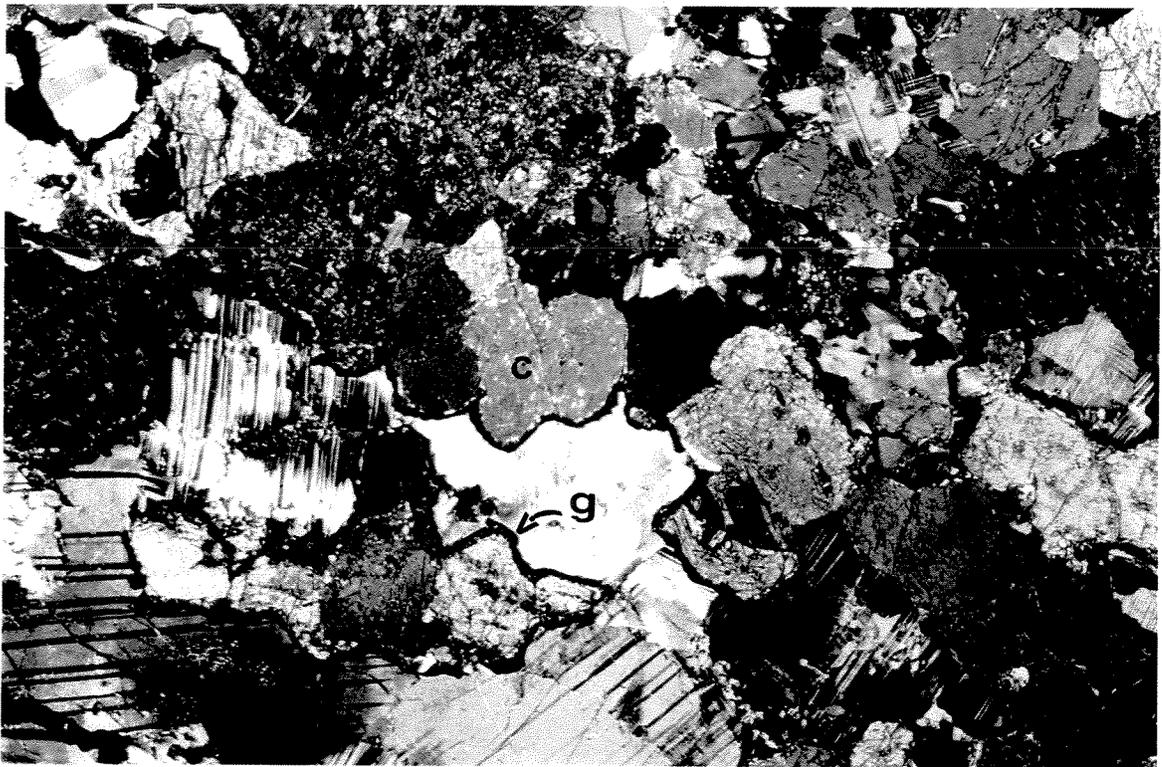
III.2.2.6 – Biotita Gnaiss Ultramilonítico

Este gnaiss ultramilonítico ocorre na porção sul da área, como uma estreita faixa de direção NE-SW que corta os metassedimentos deste domínio (Anexo I). Caracteriza-se em amostra de mão (Fotografia III.18), por ter uma granulometria fina a muito fina, sem apresentar uma foliação bem definida, e possui porfiroclastos milimétricos (+/- 3mm) de feldspato. Em lâmina delgada (Fotomicrografia III.9), a matriz é quartzo-feldspática, intensamente recristalizada. A foliação é dada pela orientação de sombras de deformação simétricas a ligeiramente assimétricas, pela direção de lentes e cristais de quartzo alongados, e por vezes por biotita. Sillimanita, carbonatos e muscovita geralmente ocorrem nos bordos dos porfiroclastos.

Um dado interessante desta rocha é a grande escassez de granada nas partes centrais da faixa milonítica, bem como sua abundância nas porções miloníticas vizinhas a esta faixa. Este

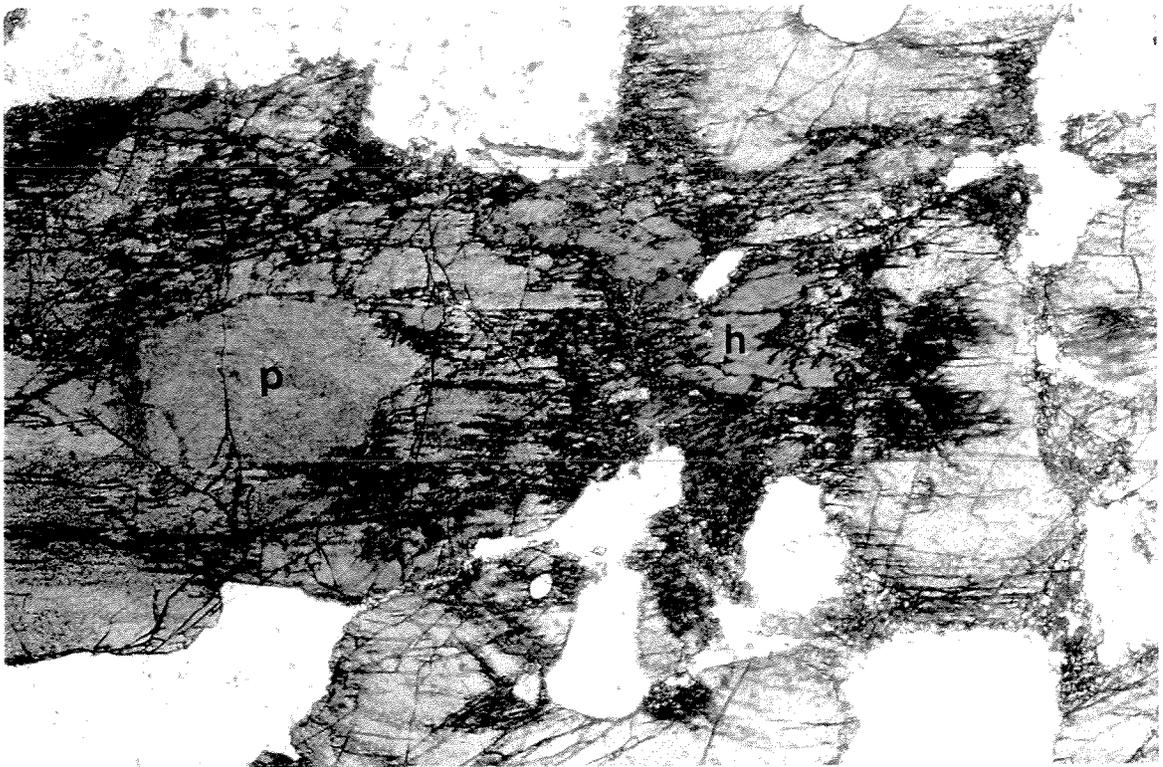


(a)

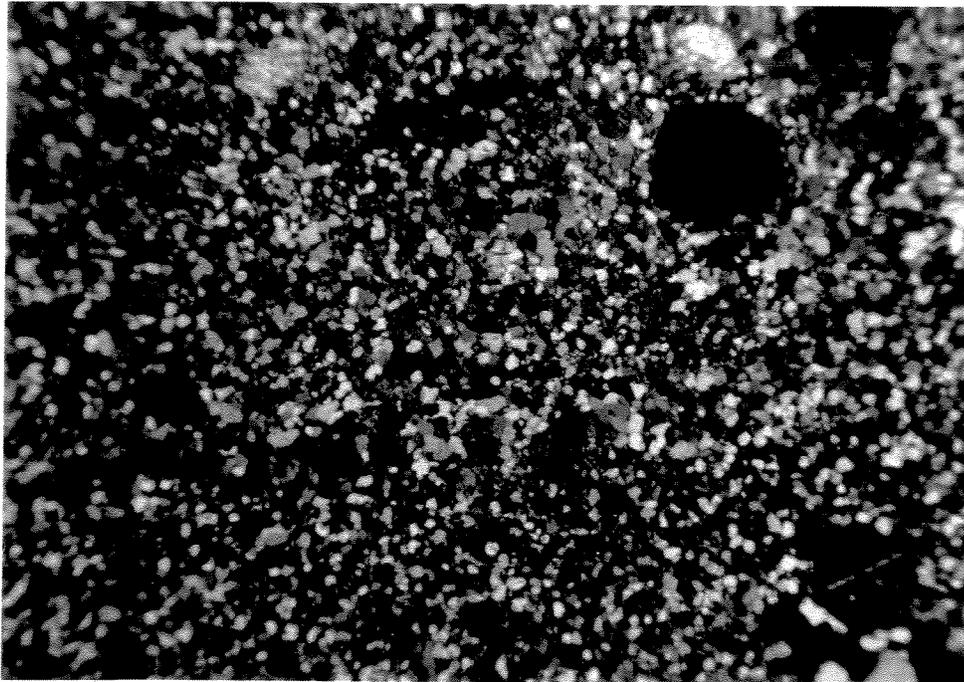


(b)

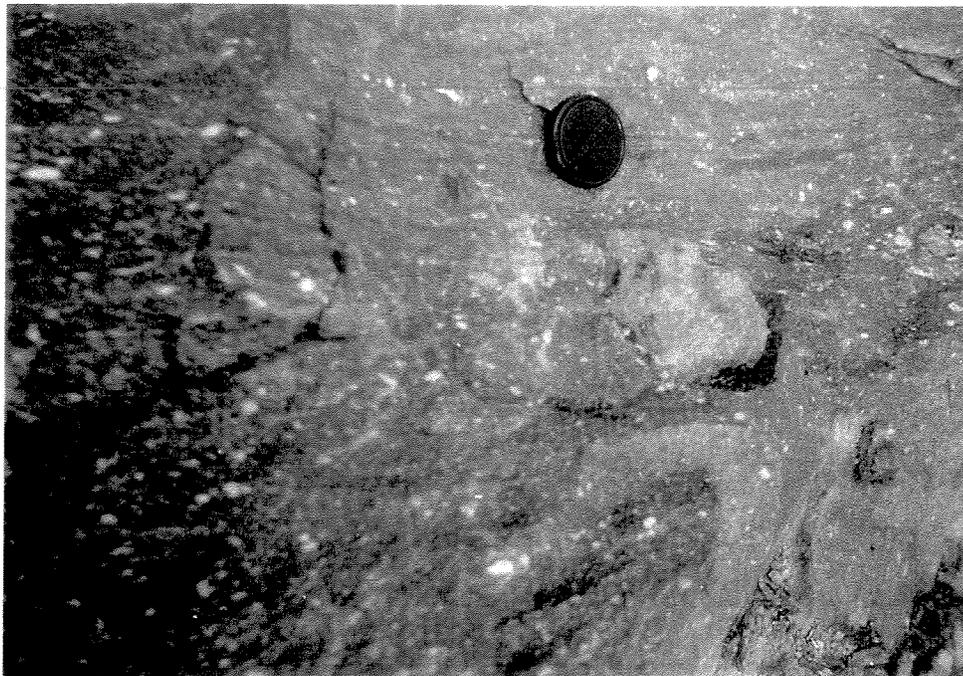
Fotomicrografia III.7. Granulito máfico (amostra JRN-23b) mostrando finos colares de granada (g) em torno de cristais xenomórficos de clinopiroxênio (c) com algumas inclusões de minerais opacos (a. polarizadores paralelos e b. polarizadores cruzados). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



Fotomicrografia III.8. Detalhe de lâmina de biotita-hornblenda-ortopiroxênio granulito (amostra JRN-66a) mostrando a formação de hornblenda (h) como produto de alteração de cristais de piroxênio (p) (polarizadores paralelos). Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



Fotomicrografia III.9. Aspecto petrográfico de rocha da Faixa Ultramilonítica (ponto JRN-162). Textura com matriz recristalizada, muito fina, rica em quartzo, feldspatos e biotita, apresentando alguns porfiroclastos de feldspato milimétrico. Comprimento maior da foto = 5,3 mm.



Fotografia III.18. Biotita gnaisse carbonático ultramilonítico com porfiroclastos milimétricos de feldspato e fragmentos de rocha calcissilicática (JRN-140).

fato pode estar associado à razões metamórficas, incluindo condições de fluidos no interior da faixa.

c) Rochas Ígneas Félsicas

III.2.3 – Granada Charnockito

Estas rochas ocorrem em dois grupos no Domínio Tectônico Juiz de Fora, tanto na sua porção ortoderivada, intercalados a hornblenda gnaisses, como associados a processos de fusão parcial em granada biotita gnaisses. Ambos apresentam evidências de alteração retrometamórfica quando deformados.

O primeiro grupo apresenta ortopiroxênio e clinopiroxênio alterados em bordos e fraturas para biotita. A foliação da rocha é dada por hornblenda e biotita, com fenocristais hipidiomórficos relictos de piroxênios envoltos por hornblenda, que por sua vez possui bordos de biotita associada a minerais opacos. Estes geralmente ocorrem inclusos em hornblenda.

O segundo grupo está representado em mapa por um corpo elipsoidal alongado (Anexo I) que faz contatos gradacionais com o granada-biotita gnaiss encaixante, e pode conter enclaves destas rochas e dos ortogranulitos descritos acima (III.2.1.2). Possui mineralogia mais variada com diferentes proporções de granada titanita e epidoto. Apresentam texturas de retrometamorfismo semelhantes às supracitadas. Porém, a presença de granada e a observação de bandas com relictos de ortopiroxênio mais pobres em biotita e hornblenda intercaladas a bandas sem ortopiroxênio ricas nestes minerais e com vênulas de quartzo, sugere que a entrada de H₂O no sistema, através de zonas de cisalhamento, desestabilizou uma assembléia charnoquítica (ortopiroxênio + granada + quartzo) para formar porções graníticas com hornblenda e biotita.

É observado também intercalação entre enderbitos e charnockitos associadas a injeções de quartzo. Estes charnockitos possuem cristais de ortopiroxênio xenomórficos alterados para biotita e fenocristais de K-feldspato. Na região de contato, os cristais de plagioclásio ocorrem com maior grau de alteração para sericita e epidoto.

III.2.4 – Granitóide Matias Barbosa

O Granitóide Matias Barbosa foi definido por Duarte et al. (1994) como um corpo de composição monzonítica a granodiorítica, com estruturas estromáticas e nebulíticas, cujos leucossomas com anfibólio grosso ocorrem próximos a schlierens, e de lentes máficas ricas em anfibólio e hornblenda. Possui enclaves de biotita gnaisse e rocha calcissilicática e são comumente intrudidos por granitos róseos concordantes.

Petrograficamente, possui quartzo, plagioclásio (An-27), K-feldspato, biotita, hornblenda, minerais opacos e epidoto. Muitas vezes apresenta textura porfirítica com fenocristais de hornblenda, plagioclásio e K-feldspato perítico e matriz rica em quartzo, feldspatos e biotita, porém pode também apresentar porções com textura granoblástica poligonal. Epidoto ocorre geralmente na matriz, em contato com biotita.

III.2.5 – Leucogranito

Estas rochas foram geradas principalmente por anatexia avançada de metassedimentos. Isto é evidenciado pela abundante ocorrência de migmatitos estromáticos e nebulíticos nas proximidades dos plútons e pela presença de xenólitos de composição semelhante àquela das encaixantes. Podem ocorrer tanto em escala de afloramento na forma de bolsões anatéticos graníticos a granodioríticos gerando lentes métricas a decamétricas não mapeáveis, quanto na forma de pequenos *stocks* de mesma composição, com extensão em torno de 1 km.

Em lâmina delgada, pode-se distinguir quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada, minerais opacos e zircão. A granada pode ocorrer como fenocristais com poucas inclusões de biotita e plagioclásio ou ainda em cristais euédricos sem inclusões. A biotita ocorre associada à granada e aos minerais opacos e a textura da rocha é geralmente granoblástica inequigranular amebóide.

III.2.5.1 - Leucogranitóides

Três pequenos plútons, com extensão em torno de 1 Km, foram mapeados nos metassedimentos em regiões adjacentes ao contato com o embasamento (vide Mapa Geológico, Anexo I).

Aquele plúton localizado a norte apresenta composição granodiorítica, possui cor branca, é rico em granada, com foliação fraca dada por biotita. É cortado por veios pegmatíticos. O corpo possui porções mesocráticas ricas em biotita, com bandamento marcante subparalelo à foliação da encaixante. Estas porções contém lentes de granada anfibolitos. Pegmatitos centimétricos

discordantes podem ter cristais de feldspato de até 15 cm de diâmetro. Petrograficamente, este corpo constitui-se de plagioclásio, K-feldspato, quartzo, granada, biotita, e zircão. A granada tende a ser arredondada, fraturada, e com poucas inclusões, que em sua maioria são de plagioclásio. As evidências de deformação são dadas pela extinção ondulante e início de formação de subgrãos em cristais de quartzo, e pela presença de uma fraca foliação representada exclusivamente pela orientação de alguns cristais de biotita e por raros cristais de quartzo alongados. Os minerais opacos geralmente ocorrem inclusos ou próximo à cristais de biotita. O plagioclásio presente tem composição de oligoclásio (An-27).

Um outro plúton, localizado a sul do primeiro, é composto de biotita granito félsico, com porções mesocráticas ricas em "schlieren" biotíticos. Apresenta xenólitos ou enclaves de anfíbolito. O metassedimento encaixante é um biotita gnaiss migmatítico com textura estromática (Fotografia III.19), e por vezes nebulítica, gerando porções leucocráticas granitóides. Nesta região, o contato entre os metassedimentos e o embasamento apresenta intensa intercalação entre os litotipos destas duas unidades, marcado por uma extensa migmatização, apresentando leucossomas quartzo-feldspáticos por vezes com blastos de anfíbólio, e melanossoma rico em granada e biotita com piroxênio subordinado. Pegmatitos são geralmente concordantes e ocorrem em ambos os lados do contato. Lâminas delgadas deste plúton mostram evidências de forte deformação, com lentes de quartzo recristalizado (+/- 0,05mm) com bordos de granulometria mais fina (< 0,01mm), dando um aspecto milonítico à estas rochas. Intercrescimento mirmequítico ocorre.

O terceiro plúton mapeado, também localizado ao sul da área, mas a leste do plúton descrito acima, possui composição granodiorítica e é rico (+/- 5%) em granada milimétrica. Apresenta porções grossas a pegmatoides, e texturas porfirítica, nebulítica a bandadas ou estromáticas com porções hololeucocráticas. Seu mesossoma é um granada-biotita gnaiss fino fitado. Observa-se também, associado aos fundidos, rochas calcissilicáticas, gonditos, quartzitos e anfíbolitos. Ao microscópio ótico, pode apresentar textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio idiomórfico e subordinadamente de K-feldspato. Estes fenocristais se encontram parcialmente alterados para sericita e carbonatos. O plagioclásio presente é o oligoclásio (An-27). A muscovita também ocorre localmente, aparentemente como alteração de biotita. A matriz é composta principalmente por quartzo recristalizado (cristais de 1 a 0,1 mm), formando textura poligonal granoblástica.

As observações de campo sugerem que estes plútons granitóides foram gerados em função de anatexia avançada de metassedimentos (tipo-S, White, 1992), em regiões próximas ao contato com o embasamento. Isto é evidenciado pela abundante ocorrência de migmatitos estromáticos (Fotografia III.19) e nebulíticos nas proximidades dos plútons, e pela presença de xenólitos de composição semelhante àquela das encaixantes. Além disto, ao longo de toda extensão do contato entre embasamento e metassedimentos, encontram-se evidências de fusão parcial de metassedimentos, com formação de bolsões anatéticos granitóides, gerando lentes métricas a decamétricas não mapeáveis. O mesmo acontece em toda a região situada a norte da faixa milonítica (Anexo I). Desta forma, os três corpos granitóides anatéticos descritos aqui devem ser entendidos como representantes maiores de um grupo, que ainda compreende muitos corpos de menores proporções.

Estes corpos menores, não mapeáveis na escala utilizada, possuem composição granítica a granodiorítica, com quartzo não ultrapassando o teor de 30%. São leucocráticos, de cor esbranquiçada, portadores de granada, com granulometria variando de fina a média e foliação incipiente dada pela orientação de cristais de biotita. Por vezes apresentam uma foliação mais marcante, acompanhada de lineação, dada inclusive pela orientação de cristais estirados (lineação de estiramento), ou podem exibir textura dictionítica. Geralmente apresentam xenólitos de rochas máficas. A encaixante invariavelmente exibe evidências de extensa migmatização, com granulometria variando de fina a média, e com lentes leucossomáticas elipsoidais bordejadas por schlieren de biotita. Esta encaixante pode possuir porfiroblastos de K-feldspato de até 8cm, e lentes melanossomáticas biotíticas. Em lâmina petrográfica pode-se distinguir quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada, minerais opacos e zircão.

III.2.5.2 – Biotita Granito Porfirítico

Trata-se de uma litologia que geralmente ocorre como bandas ou lentes métricas, intercaladas a quartzitos, anfibolitos, leucogranitos e granada-biotita gnaisses dos metassedimentos. Em regiões de maior deformação transforma-se em um biotita gnaisse com foliação marcante e fenocristais milimétricos de feldspato. O seu caráter ígneo é evidente em bandas pouco deformadas, onde encontram-se preservadas texturas porfiríticas, com fenocristais idiomórficos de feldspato milimétrico.

Petrograficamente, são muscovita-biotita granitos porfiríticos, onde os fenocristais são de plagioclásio sericitizado e saussuritizado, microclina e subordinadamente de K-feldspato. O

plagioclásio presente é o oligoclásio (An-28). A muscovita é retrometamórfica a partir do plagioclásio e da biotita. A biotita pode ocorrer inclusa nos feldspatos, e não define uma foliação à rocha. Nas regiões onde a textura porfírica é observada a ausência de foliação é um fator marcante. Os grãos de quartzo apresentam bandas de deformação e mostram início de recristalização. Nas regiões mais deformadas entretanto, a biotita ocorre preferencialmente nos planos da foliação e nos bordos de plagioclásio, configurando por vezes um sistema porfiroclástico sigmoidal.



Fotografia III.19. Biotita gnaiss migmatítico com textura estromática (ponto JRN-185).

III.3 - Geologia Estrutural

As estruturas impressas nas unidades litológicas descritas acima revelam um arcabouço estrutural complexo marcado por um aumento progressivo, de norte para sul, de intensidade e influência da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, localizada a sul desta área. Conforme referido no Capítulo II, esta zona de dimensões regionais possui idade reconhecidamente brasileira, e seu núcleo é considerado como fortemente afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais associadas à fase D₃. Esta importante zona de cisalhamento está contida na porção central da Faixa Ribeira e também é conhecida como Cinturão de Cisalhamento Atlântico. O debate sobre a evolução estrutural atribuída a esta faixa móvel brasileira pode ser concentrado nos trabalhos de Endo & Machado (1993) e Heilbron et al. (1994^b). De uma maneira abrangente, estes trabalhos contrapõem, respectivamente, uma interpretação de uma megaestrutura em flor positiva gerada por movimentos translacionais de caráter direcional (Endo & Machado, 1993); contra outra onde um sistema de imbricamento tectônico causado por um regime tectônico tangencial é progressivamente modificado para um regime de tectônica direcional (Heilbron et al., 1994^b). Neste ítem será feita uma análise estrutural qualitativa sob o prisma descritivo e cinemático para esta área e os dados apresentados pretendem mostrar evidências que possam contribuir para este interessante debate.

Na região estudada, as fases de deformação brasileiras, de modo geral, podem ser descritas da seguinte maneira. A fase principal D₁ + D₂ foi responsável pelo imbricamento tectônico que colocou rochas de grau metamórfico mais elevado (DTJF) por cima de rochas com menor grau de metamorfismo (DTAND) (Heilbron, 1993). A fase de deformação D₃ gerou planos de alto ângulo, inclinados para norte, e também possui características dúcteis. Esta fase causou (re)dobramentos e reativação de algumas zonas de cisalhamento D₂, além de gerar novos milonitos. A fase D₄ também possui características dúcteis com planos de cisalhamento mergulhando para E, porém apresenta evidências de movimentação normal ou de gravidade (Nogueira, 1994).

Com base nas evidências de campo e também no grau de intensidade da deformação brasileira a área foi dividida em três domínios estruturais, conforme mostrado no Anexo I. Os Domínios Estruturais I e II estão relacionados às rochas do Complexo Mantiqueira ou Domínio Tectônico Andrelândia e correspondem, respectivamente, às Sequências Gnáissicas I e II, descritas no ítem III.1. Faixas metassedimentares ocorrem neste pacote e no Domínio Estrutural

II são correlacionáveis ao Grupo Andrelândia. O Domínio III compreende rochas do Complexo Juiz de Fora ou Domínio Tectônico Juiz de Fora, abordado no ítem III.2. O tratamento dos dados estruturais foi feito através de diagramas estereográficos, separados por domínio, e pela confecção de perfis geológicos regionais (Anexo IV), além de mapas estruturais e de contorno estrutural.

O limite entre os Domínios I e II é dado pelo contato entre as Sequências Gnáissicas I e II, onde ocorrem alguns corpos graníticos e ainda, localmente, enclaves métricos de rochas granulíticas, possivelmente de origem tectônica. Além disto, o padrão estrutural do Domínio I se diferencia daquele do Domínio II por apresentar uma maior quantidade de estruturas relacionadas a uma deformação anterior à brasileira (vide discussão a seguir e mapa de contorno estrutural, Anexo II).

Os Domínios II e III são limitados pelo contato entre os dois principais Domínios Tectônicos da área (DTJF e DTAND) e nele pode-se observar a ocorrência de contatos triplícies e rochas miloníticas.

A partir das evidências de campo e daquelas fornecidas pelo mapa de contorno estrutural, os Domínios I e II puderam ser subdivididos em setores, de acordo com a orientação das estruturas. Desta forma, para o tratamento dos dados, foram separadas as estruturas interpretadas como previamente formadas (S_{pb} e L_{pb} , onde pb = pré-brasiliana), daquelas associadas às zonas de cisalhamento brasileiras ($S_{2,3,e,4}$ e $L_{2,3,e,4}$). Estas estruturas foram classificadas como:

- a. Sbd – bandamento gnáissico
- b. Szc – zona de cisalhamento
- c. Le – lineação de estiramento
- d. Lm – lineação mineral
- e. Lf – eixo de dobra

Para a elaboração do mapa de contorno estrutural (Anexo II), ou mapa de formas de superfície (Passchier et al., 1990) são traçados os limites de cada afloramento visitado, onde feições estruturais importantes (p. ex. dobramentos, bandamentos, foliações intersectantes e “*trends*” de certas rochas intrusivas) são plotadas, projetadas no plano do mapa com a vergência correta. Os espaços entre afloramentos relativamente próximos entre si são interpretativamente interligados de maneira que seja possível delinear os contornos estruturais de superfície de uma determinada área. Este tipo de mapa é particularmente útil em terrenos gnáissicos, onde a

escassez de rochas que possam funcionar como camadas-guias dificulta o mapeamento geológico.

A confecção do mapa de contorno estrutural (Anexo II), permitiu a visualização de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, com direções NE-SW, cortando estruturas de orientações aproximadamente na direção N-S. Estas feições foram observadas principalmente no Domínio Estrutural I, onde ocorrem litotipos da Sequência Gnáissica I (Anexos I e II).

Este mapa se revelou de grande importância na medida que possibilitou a detecção de um padrão estrutural complexo que provavelmente reflete a interferência de estruturas geradas durante o Ett Brasileiro sobre estruturas previamente formadas, possivelmente durante o Ett Transamazônico.

No mapa de contorno estrutural pode-se observar a presença de domínios de padrões estruturais distintos daqueles tipicamente gerados durante a deformação brasileira (NE-SW) sendo cortados ou reorientados para esta direção. Algumas destas faixas de cisalhamento de direção NE-SW foram descritas por Pinto (1991), tendo sido para uma delas cunhado o nome de Zona de Cisalhamento Chapéu D'uvas.

III.3.1 – Aspectos da Deformação Pré-brasiliana

Os contornos estruturais delineados (Anexo II) formam um padrão de estruturas de cisalhamento oblíquo marcado por faixas com bandamento anterior preservado, sendo transpostas ou afetadas pela nova deformação cisalhante brasileira imposta. Este tipo de estrutura se diferencia das estruturas S-C pelo alto ângulo entre estas duas foliações e pelo fato de serem geradas durante fases ou eventos deformacionais distintos.

A partir da elaboração do mapa de contorno estrutural foi possível, por exemplo, delimitar com maior segurança a área de exposição das rochas da Associação Máfico-Félsica (item III.1.1.3) e do Biotita-Hornblenda Gnaisse Fitado (item III.1.1.1) que ocorrem a NNE e NW da área respectivamente (vide Anexo I). Este último litotipo ocorre como espessa camada e geralmente possui bandamentos mergulhando para E com baixos ângulos. Esta rocha ocorre também mais a sul, associada ao Biotita-Hornblenda Gnaisse (item III.1.1.2), como finas camadas intercaladas que podem definir um empilhamento litológico, porém o mapeamento destas camadas é dificultado devido à complexidade estrutural e à intensa variação dos litotipos.

Estas rochas delineiam a NW da área (vide Anexo II) uma estrutura antiformal, com flancos mergulhando para NE e SW, com plano axial próximo de NNW-SSE e eixo de baixo mergulho para

SSE. Este antifórme se apresenta como uma estrutura sinuosa como resultado da interferência de algumas zonas de cisalhamento NE-SW, porém mantém ainda uma constância nas direções de mergulho dos seus flancos.

A Figura III.1 apresenta um desenho esquemático em planta, mostrando estruturas observadas em um afloramento (ponto JF-04) onde é possível distinguir um padrão estrutural diferente daquele associado à tectônica brasileira. Neste desenho observa-se a presença de zonas de cisalhamento de alto ângulo, com direção N-S, e bandamentos com mergulhos para NE. A partir desta figura, pode-se notar que rochas máficas estão associadas a estágios pré, sin e pós evento tectônico gerador destas estruturas. Observa-se também granitos, pegmatitos e veios de quartzo associados. Visto que os sentidos de cisalhamento são ambíguos (sinistrais e dextrais, em mapa), é possível afirmar que movimentos transcorrentes são menos prováveis. Esta mesma evidência é observada em uma estrutura de mapa localizada no extremo NNE da área (vide Anexo II), onde uma zona de cisalhamento de direção N-S com mergulhos íngremes para E e lineação de estiramento ($\sim 25^\circ$) para NNW, é ladeada por rochas onde o bandamento gnáissico é defletido para dentro desta zona, resultando em sentido de cisalhamento dúbios (pontos JF-195, JF-238, JF-239, e JF-182 a JF-185).

Estas zonas de cisalhamento parecem possuir caráter distensivo e estão associadas, na área de ocorrência da Associação Máfico-Félsica (item III.1.1.3), à geração de granitos e charnockitos. A Fotografia III.20 mostra uma zona de cisalhamento distensiva em escala macroscópica cortando gnaisses granulíticos e gerando bandas com foliação incipiente de composição enderbítica e charnockítica. Neste mesmo ponto (JF-394) é possível observar que a estas zonas de cisalhamento dúcteis macroscópicas, estão associadas estruturas rúpteis onde se encaixam diques de composição granítica.

Além disto, foi detectada a presença de três estruturas planares discordantes entre si em um mesmo afloramento (JF-389): bandamento composicional com mergulho íngreme para N, foliação principal com caimentos médios para S, e foliação milonítica com mergulho para sudeste se coadunando com foliações relacionadas à tectônica brasileira.

Desta forma, as evidências sugerem que estas regiões situadas mais a norte da área preservaram, pelo menos em parte, estruturas associadas a eventos tectônicos mais antigos, e pode-se dizer que estas estruturas configuram a atuação de esforços de direção aproximada ENE-WSW

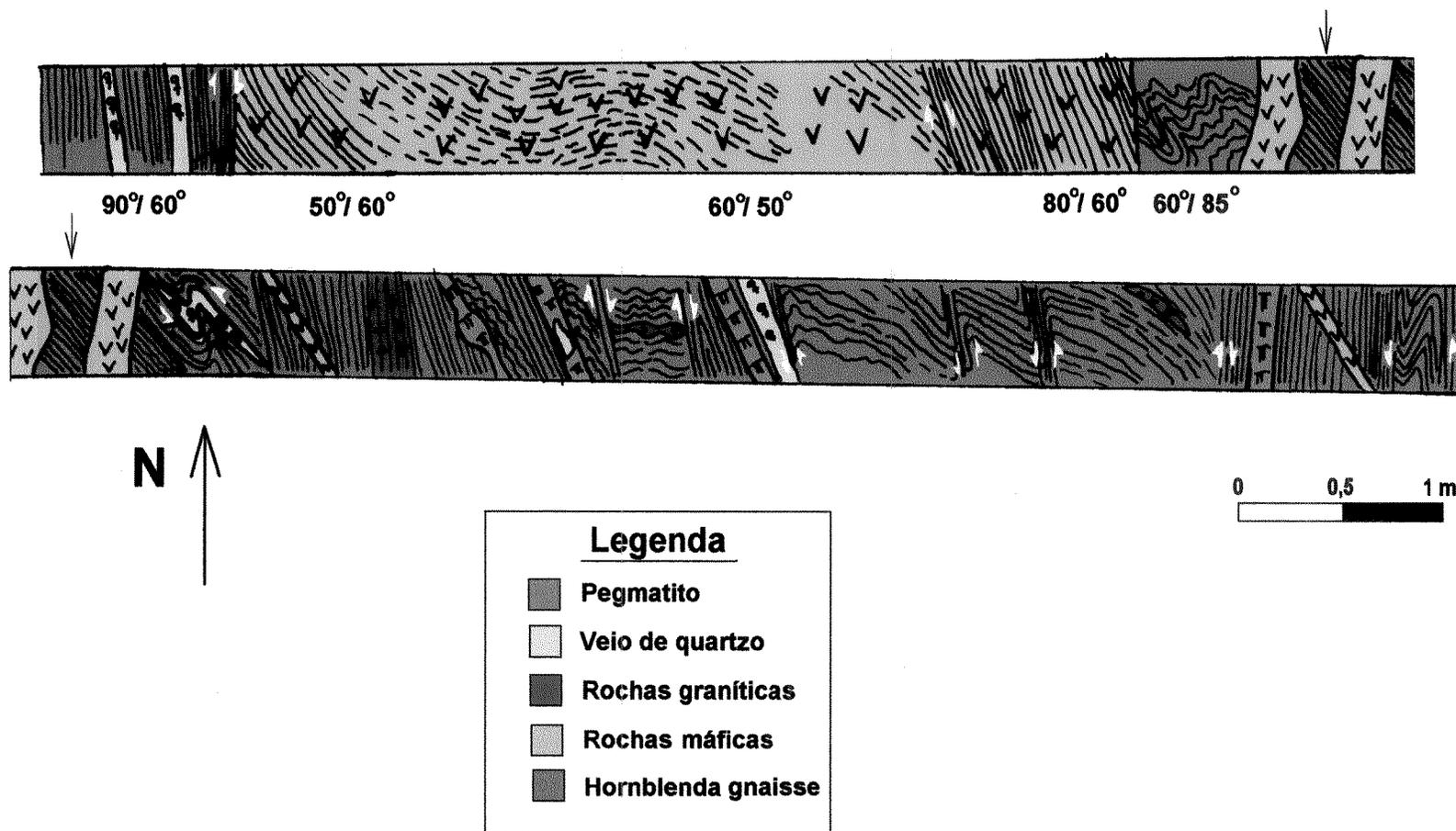
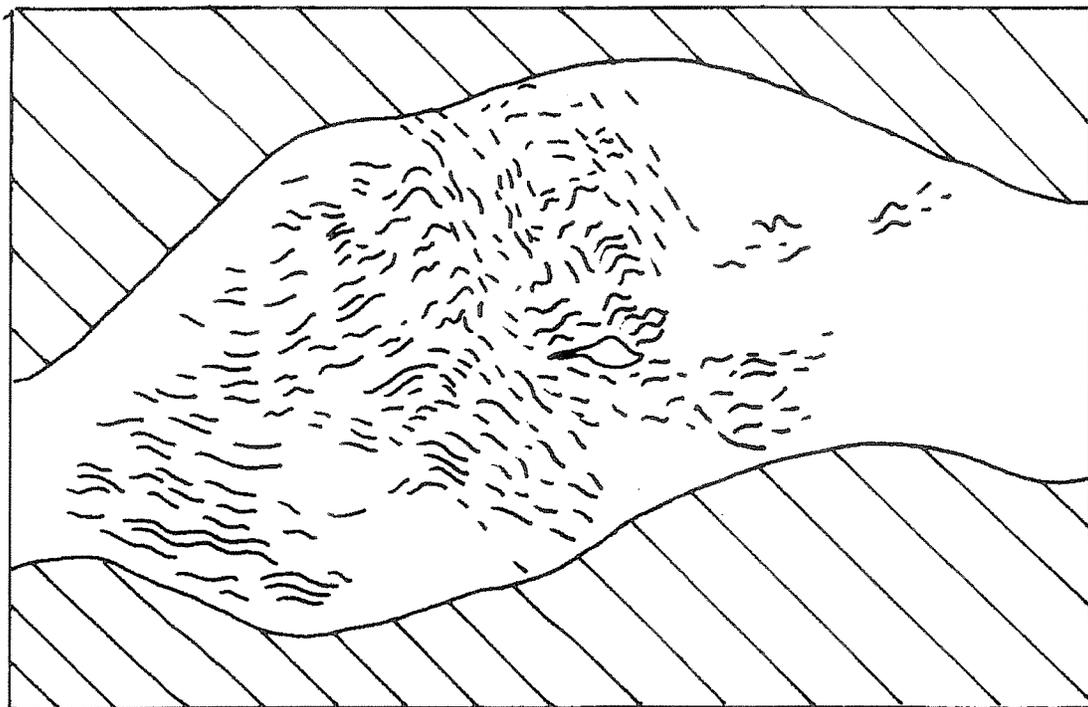


Figura III.1. Desenho esquemático em planta, feito a partir de canaleta de estrada, mostrando sentidos de cisalhamentos dextrais e sinistrais e as relações de contato entre os diversos litotipos observados.



Fotografia III.20. Fotografia e desenho realçando as estruturas relacionadas a bandamento gnáissico de baixo ângulo sendo defletido por zona de cisalhamento extensional com abatimento do bloco W (direção da foto da esquerda para direita é ENE-WSW). Notar na foto acima que no interior da zona o bandamento composicional se torna menos penetrativo, dando lugar a uma foliação incipiente mais inclinada. Nestas porções ocorre um gnaïsse félsico granulítico (ponto JF-394).

com formação de zonas de cisalhamento extensionais de direção N-S, com características dúcteis a rúpteis nas quais se associam rochas máficas e félsicas.

Portanto, a partir do que foi relatado, um conjunto de argumentos favorece a interpretação de que estas estruturas preservadas entre zonas de cisalhamento de direção SW-NE (Ett Brasileiro) foram formadas em eventos tectônicos anteriores:

- . o alto ângulo entre os dois conjuntos de estruturas, o que favorece a existência de diferentes eventos ou fases de deformação;
- . vetores tectônicos diferentes e orientação de estruturas discrepantes com aquelas atribuídas a deformação geradora da Faixa Ribeira;
- . predomínio de ortognaisses, no Domínio Estrutural I, com finas camadas de metassedimentos dispostas concordantemente com a orientação das estruturas dos ortognaisses, o que sugere que estes metassedimentos possam ser mais antigos e por isso não correlacionáveis ao Grupo Andrelândia;
- . presença de diques de rochas máficas pouco deformados e fortemente discordantes, encaixados em ortognaisses, fato incomum em outras regiões da Faixa Ribeira;
- . distância areal considerável com relação à Faixa Brasília, ou com a zona de interferência desta com a Faixa Ribeira (Trouw et al., 1994), também conhecida como Faixa Alto Rio Grande, o que desfavorece uma interpretação de que estas estruturas tenham se formado a partir de uma interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira.

A seguir serão apresentados os estereogramas para estas estruturas consideradas pré-brasilianas, bem como para aquelas formadas durante o Ett-Brasiliano, nos diferentes domínios estruturais estudados.

III.3.2 - Domínio Estrutural I

Os dobramentos pré-brasilianos observados com mais frequência neste domínio são representados por dobras reclinadas com planos axiais com baixos mergulhos para ENE, e eixos caindo suavemente para SE e S. Localmente ocorrem L-tectonitos (pontos JF-112 e JF-358). O comportamento destas estruturas é paulatinamente transposto e reorientado em direção SE até o contato com o Domínio Tectônico Juiz de Fora.

Um fato que merece destaque é o diferente padrão estrutural que as rochas deste domínio exibem, sendo associado à tectônica de baixo ângulo, com padrões de redobramento, dobras em

bainha e forte lineação de estiramento de baixo mergulho, em contraste com estruturas de cisalhamento associadas com bandamentos de mergulhos bem mais inclinados, em direção SE, no DTJF, conforme será descrito a seguir (item III.3.4).

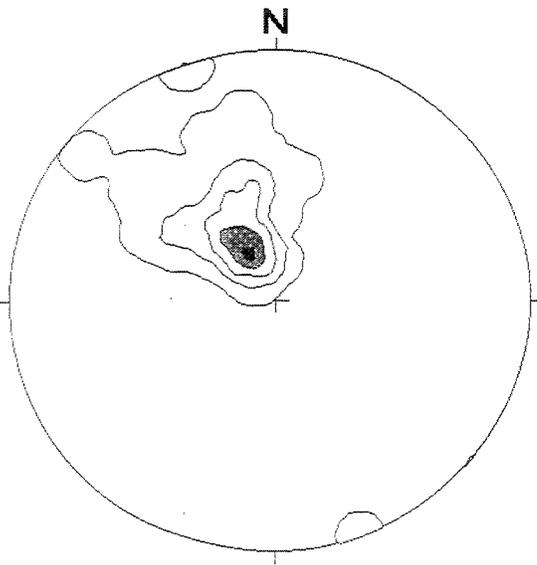
Os estereogramas obtidos para este domínio são apresentados na Figura III.2. O diagrama da Figura III.2a mostra que as estruturas planares relacionadas ao Ett Brasileiro (Sbd_2) plotam em um campo bem definido, com um máximo de baixo ângulo mergulhando para SE ($149^\circ/18^\circ$), e apresenta dispersão das isolinhas para planos um pouco mais íngremes, também inclinados para SE. Na Figura III.2b, as lineações de estiramento são próximas de “down-dip”, com tendências ligeiramente oblíquas, configurando uma situação de rampas frontais a oblíquas, com mergulhos suaves para SE. As dobras associadas a estas rampas possuem eixos com direções NE e SW, também com mergulhos suaves (Figura III.2b), indicando a geração de dobras do “tipo b” (Ramsay & Huber, 1987). Estes dados, aliados a padrões de assimetria de dobramentos observados em afloramento, indicam a atuação de esforços tangenciais com vergência de SE para NW.

A foliação pré-brasiliana (Sbd_{pb} ; Figura III.2c) é caracterizada por um bandamento composicional atitude preferencial mergulhando para SE (máximo em $126^\circ/27^\circ$), provavelmente representando a influência da tectônica brasileira. Nesta figura, pode-se observar dois máximos secundários que possivelmente delineiam os flancos das dobras pré-brasileianas ($78^\circ/26^\circ$ e $186^\circ/18^\circ$). A grande dispersão de dados observados nesta figura reflete a existência de um padrão estrutural complexo possivelmente relacionado à interferência de dobramentos.

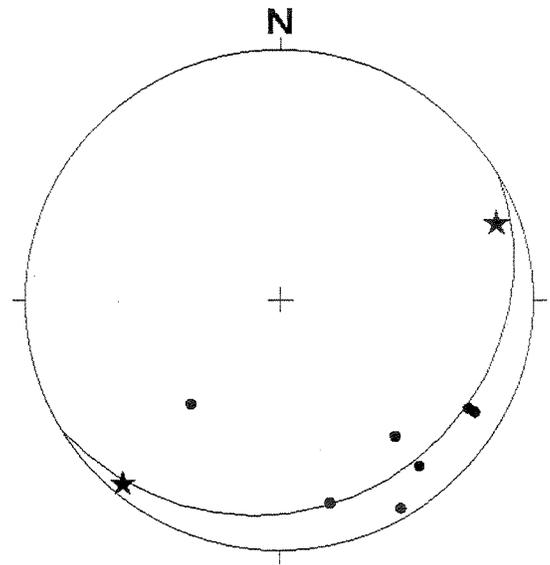
As lineações contidas no plano do bandamento Sbd_{pb} (Figura III.2d) também apresentam grande dispersão, embora haja também uma concentração de dados no quadrante SE. O padrão observado pode indicar a existência de dobramentos superpostos ou a direção original da lineação.

A forte tendência, mostrada nos estereogramas supramencionados, de concentração de dados de estruturas pré-brasileianas nos campos das estruturas brasileiras, muito provavelmente é causada pela interferência das zonas de cisalhamento brasileiras nas estruturas previamente formadas.

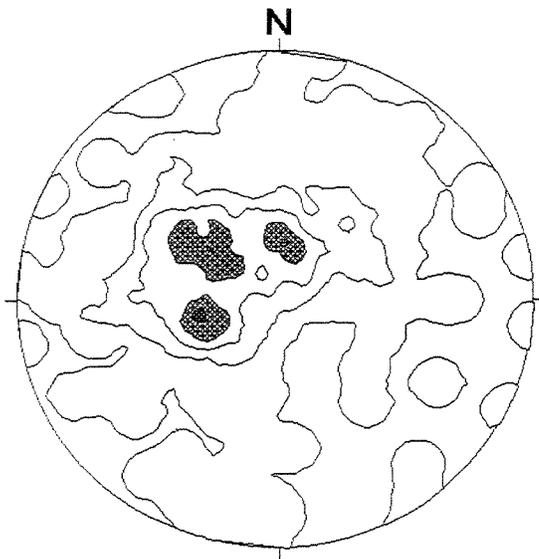
DOMÍNIO ESTRUTURAL I



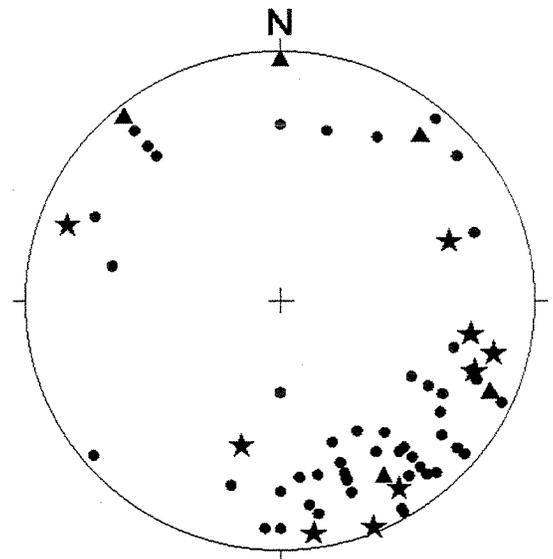
a) Dom. I - Sbd_2
 Máx. $149^\circ/18^\circ$ (n = 74)
 Isolinhas 1 / 8 / 15 / 22 / 29 %



b) Plano médio de Sbd_2
 • Le_2 - (n = 7)
 ★ Lf_2 - (n = 2)



c) Dom. I - Sbd_{pb}
 Máxs. $126^\circ/27^\circ$; $078^\circ/26^\circ$
 $186^\circ/18^\circ$ (n = 263)
 Isolinhas 0,5 / 2 / 4 / 6 / 8 %



d) Dom. I - L_{pb}
 • Le_{pb} (n = 53)
 ★ Lf_{pb} (n = 9)
 ▲ Lm_{pb} (n = 5)

Figura III.2 - Estereogramas referentes ao Domínio I com plotagem de estruturas lineares e pólos de planos Sbd_2 e Sbd_{pb} . Nestes e nos demais estereogramas as estruturas planares são representadas por seus pólos, projetados no hemisfério inferior.

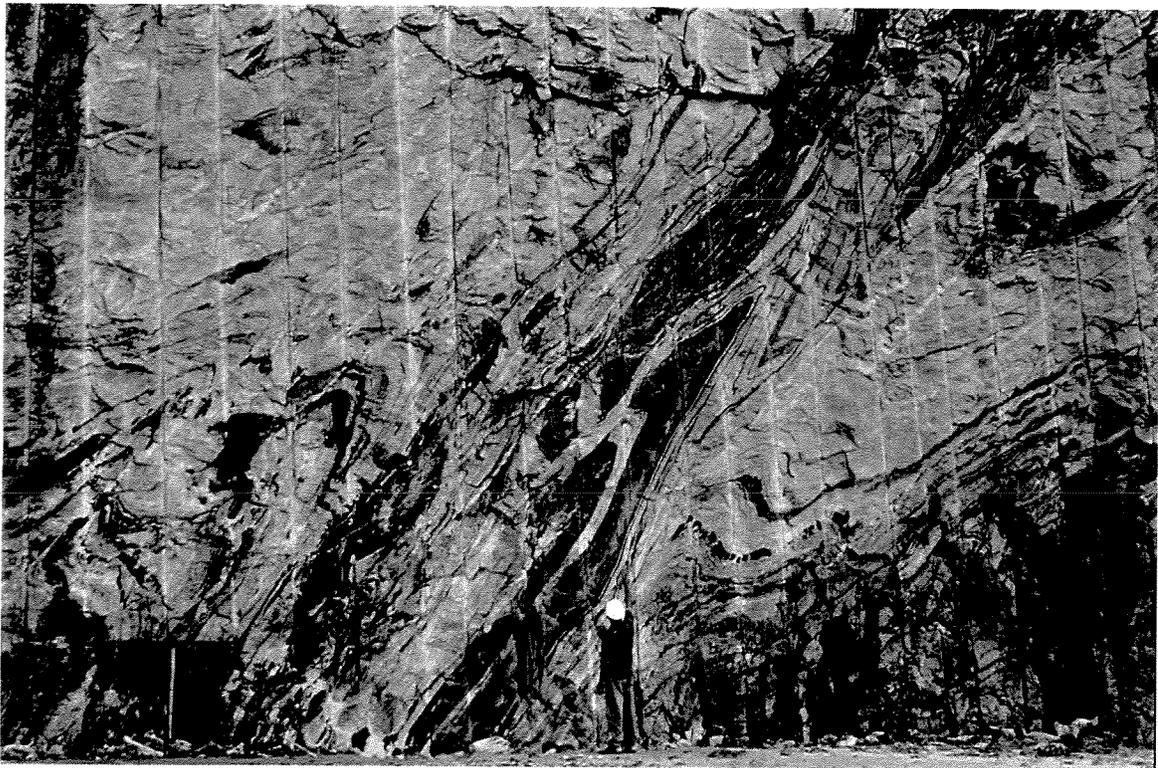
III.3.3 – Domínio Estrutural II

Este domínio é caracterizado por apresentar um maior número de estruturas correlacionáveis à deformação brasileira com mergulhos mais íngremes para SE (Fotografia III.21) e por possuir áreas mais restritas com estruturas pré-brasilianas preservadas.

De forma análoga ao Domínio I, o bandamento Sbd₂ (Figura III.3a) mostra forte concentração de pontos, com máximo para SE, entretanto com mergulhos mais elevados do que no Domínio I (146°/47°). Com relação às lineações de estiramento e minerais (Figuras III.3b e III.3c), os estereogramas revelam um máximo distinto, com caimento para S (181°/42°). Os eixos de dobras (Lf₂) estão distribuídos ao longo do plano médio da foliação Sbd₂ e tendem ao paralelismo com a lineação de estiramento Le₂ (Figura III.3d), sugerindo uma transição entre um regime de geração de dobras do “tipo b” (Domínio I) para outro de dobras do “tipo a”. Estes dados indicam uma situação de rampas oblíquas mais inclinadas com sentido de transporte tectônico de S para N, tendendo para SW-NE (Figuras III.3b e III.3d).

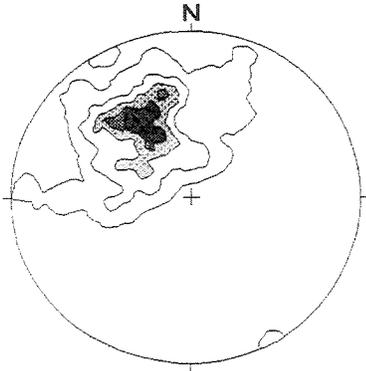
Estas lineações (Le₂) ocorrem no quartzito do topo do Domínio Tectônico Andrelândia (item III.1.2.2), que separa este domínio do Domínio Tectônico Juiz de Fora, em foliações mergulhando preferencialmente para SE e lineações de estiramento inclinadas para SSE com ângulos médios, indicando movimentação reversa com vergência para NNW para este pacote. Este quartzito, a oeste desta área (próximo ao ponto JF-350), se apresenta dobrado, em escala de mapa, de forma assimétrica (em forma de S) com lineações de estiramento para SW, sugerindo também uma movimentação relacionada a zonas de empurrão oblíquo.

As estruturas pré-brasilianas que puderam ser observadas neste domínio (representadas nas Figura III.3e e III.3f) não apresentam um padrão bem definido. No entanto, os polos dos bandamentos Sbd_{pb} estão distribuídos em máximos dispersos que possivelmente mostram uma maior transposição destas estruturas neste domínio. Mesmo assim, os polos deste bandamento mantêm de certa forma o padrão observado no Domínio I, com planos preferencialmente inclinados para NE e SW. Neste caso, pode-se dizer que neste domínio a tectônica brasileira foi predominante e causou transposição mais intensa das estruturas previamente formadas.

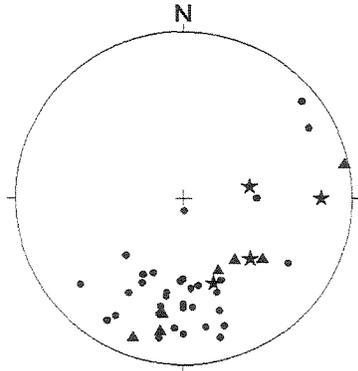


Fotografia III.21. Zona de cisalhamento macroscópica D_2 , pertencente ao Domínio Estrutural II, com mergulho íngreme para SE, com lentes de rochas máficas associadas ao plano de cisalhamento (ponto JF-367).

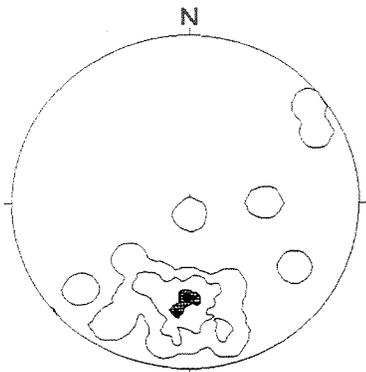
DOMÍNIO ESTRUTURAL II



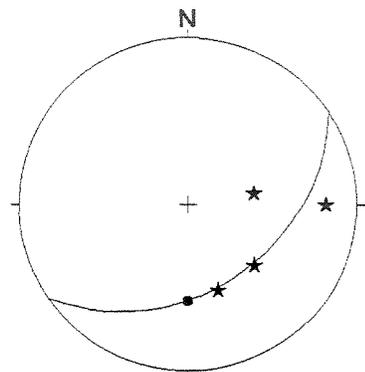
a) Dom. II - Sbd₂
Máx. 146°/47° (n = 184)
Isolinhas 1 / 4 / 6 / 9 / 12 %



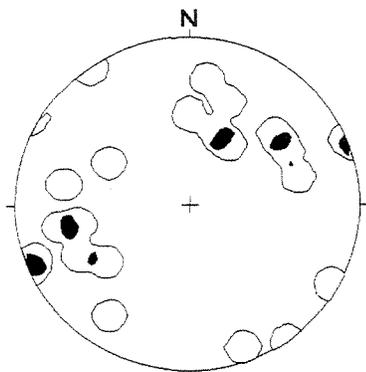
b) Dom. II - L₂
● Le₂ (n = 33)
★ Lf₂ (n = 5)
▲ Lm₂ (n = 7)



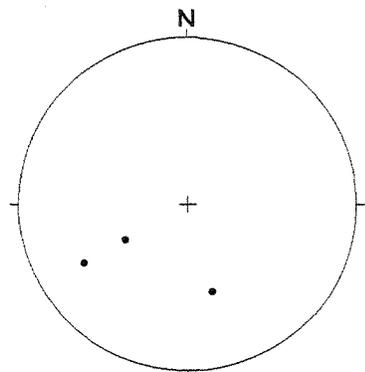
c) Dom. II - Le₂
Máx. 181°/42° (n = 33)
Isolinhas 3 / 9 / 15 / 18 %



d) Plano médio de Sbd₂
● Projeção da atitude máxima de Le₂
★ Lf₂ (n = 5)



e) Sbd_{pb}
Isolinhas 5 / 10 % - (n = 20)



f) Dom. II - Le_{pb}
(n = 3)

Figura III.3 - Estereogramas referentes ao Domínio II.

III.3.4 – Domínio Estrutural III

As rochas neste domínio possuem a estruturação “típica” para esta faixa móvel, com bandamentos com mergulhos íngremes para SE e estruturas lineares de baixo ângulo para NE e SW. Optou-se por subdividir estas estruturas em bandamento composicional principal (Sbd) e bandamento ou foliação gerados em zonas de cisalhamento (Szc). Este método teve como objetivo assegurar a cronologia relativa entre estas estruturas planares, bem como das lineações associadas. Os dados utilizados para este domínio foram obtidos no presente trabalho e durante a dissertação de mestrado do autor (Nogueira, 1994). Estes últimos foram revistos e reclassificados segundo esta nova ótica.

Os estereogramas obtidos para este domínio são apresentados nas Figuras III.4 e III.5. A Figura III.4a apresenta o estereograma para o bandamento principal (Sbd₂) e zonas de cisalhamento (Szc₂), ambos associados a fase D₂ e mostra uma gama de planos com caimentos para SE (máximo em 134°/47°), e NW (sub-máximo em 344°/21°), o que reflete as estruturas planares observadas em mapa (vide Anexo I). Este estereograma mostra também o plano médio representativo da guirlanda para esta estruturas, cujo pólo descreve o eixo da estrutura principal, conforme será descrito a seguir. É importante mencionar que neste estereograma estão também plotados alguns possíveis planos Sbd₃ e Sbd₄, que não puderam ser assim diferenciados com um grau de certeza desejável.

A partir do que foi apresentado, a estrutura principal da área, correlacionável a fase D₂, deve ser entendida como mostrado nas Figuras III.4b e III.4c, onde estão plotados os planos do máximo e submáximo dos planos Sbd₂ + Szc₂. Visto que ambos os planos médios estão também relacionados a ocorrência de zonas de cisalhamento, esta estrutura é interpretada como sendo possivelmente relacionada a um padrão anastomosado ou em amêndoas, com eixo NE sub-horizontal. Este padrão possui reflexo no mapa litológico (Anexo I) onde é possível observar, principalmente na porção norte deste domínio estrutural, o acunhamento de unidades litológicas na direção NE.

Em contraste com os Domínios I e II, este domínio possui lineações minerais e de estiramento (Lm₂ e Le₂) com caimentos baixos para NE e SW, distribuídos claramente nas vizinhanças dos planos médios de Sbd₂ (Figura III.4b). Estes dados evidenciam que este domínio sofreu maior influência da deformação direcional, em comparação com os domínios situados a norte. Por outro lado, os eixos das dobras (Lf₂) apresentados na Figura III.4c plotam também

junto aos planos médios de Sbd_2 , porém alinham-se curiosamente entre estes dois planos médios, delineando o “strike” do bandamento principal (ou flanco da amêndoa) Sbd_2 que mergulha para SE. A atitude destes eixos de dobras pode ser interpretada como o resultado de uma maior rotação destas estruturas nas partes externas das “amêndoas”, resultando em eixos adjacentes aos planos médios relativos a dobramentos do “tipo a”; em contraste com dobras do “tipo b” no interior das “amêndoas” representadas por eixos mais verticalizados nas partes interiores desta estrutura.

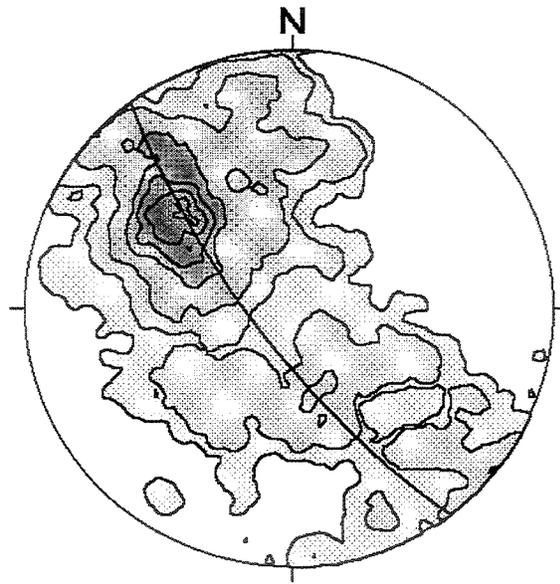
O fato de o eixo principal ou linha de interseção da estrutura em “amêndoa” ser sub-horizontal sugere que a mesma tenha se formado inicialmente durante o processo de tectônica reversa visto que este eixo pode ser paralelo ao vetor σ_2 desta fase, com o σ_1 sub-horizontal e orientado na direção SE-NW. Contudo, é possível que durante sua evolução, este processo tenha reorientado e reaproveitado estruturas previamente formadas durante o processo de tectônica reversa, pela fase transcorrente ou direcional. Neste caso, duas hipóteses podem ser visualizadas.

Na primeira, ambos os processos de tectônica reversa e translacional teriam ocorrido simultaneamente, gerando as estruturas em amêndoas supracitadas. Sendo assim, a deformação imposta e a disposição destas estruturas lineares seriam causa e efeito da diferente resposta mecânica com relação ao posicionamento borda-centro destas estruturas.

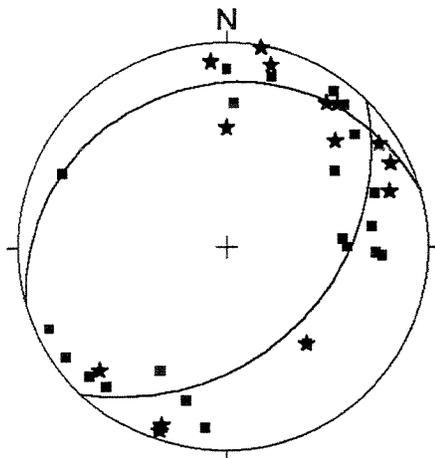
Na segunda hipótese, esta evolução se daria em duas etapas distintas, nas quais a tectônica reversa teria ocorrido em um tempo anterior, gerando estruturas semelhantes a aquelas descritas para os domínios estruturais situados a N (Domínios I e II), e a tectônica translacional teria sido imposta algum tempo depois, com uma intensidade maior, transpondo e reorientando estruturas mais antigas.

Apesar do fato de a maioria das lineações Lm_2 e Le_2 possuir caimentos pouco inclinados para SW e NE favorecer a primeira hipótese, fazendo-se uma análise extensiva para os três domínios estruturais estudados, a segunda interpretação parece ser mais plausível, tendo em vista a detecção da existência de uma tectônica reversa nos Domínios Estruturais I e II. Além disto, as lineações Le_2 e Lm_2 encontram-se dispostas ao longo do plano máximo de Sbd_2 sugerindo que estas tenham sido rotacionadas, durante o processo de tectônica direcional. Ainda, um grupo de eixos Lf_2 com mergulhos médios para SE (Figura III.4c) pode estar refletindo a posição original de eixos de dobras associadas à tectônica tangencial.

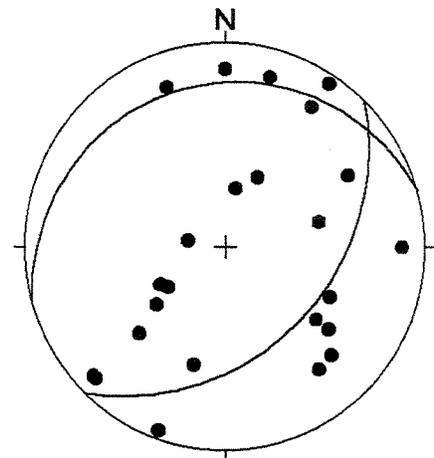
DOMÍNIO ESTRUTURAL III



a) Dom. III - Sbd₂ + Scz₂ (n=392)
 Máx. 134°/47°
 Sub-máx. 344°/21°
 Isolinhas: 0,5 / 1 / 2 / 4 / 6 / 7 %



b) Dom. III - Planos médios de Sbd₂
 ■ Le₂ - (n=23)
 ★ Lm₂ - (n=14)



c) Planos médios de Sbd₂
 ● Lf₂ - (n=24)

Figura III.4 - Esterogramas referentes à fase D₂ no Domínio III.

DOMÍNIO ESTRUTURAL III

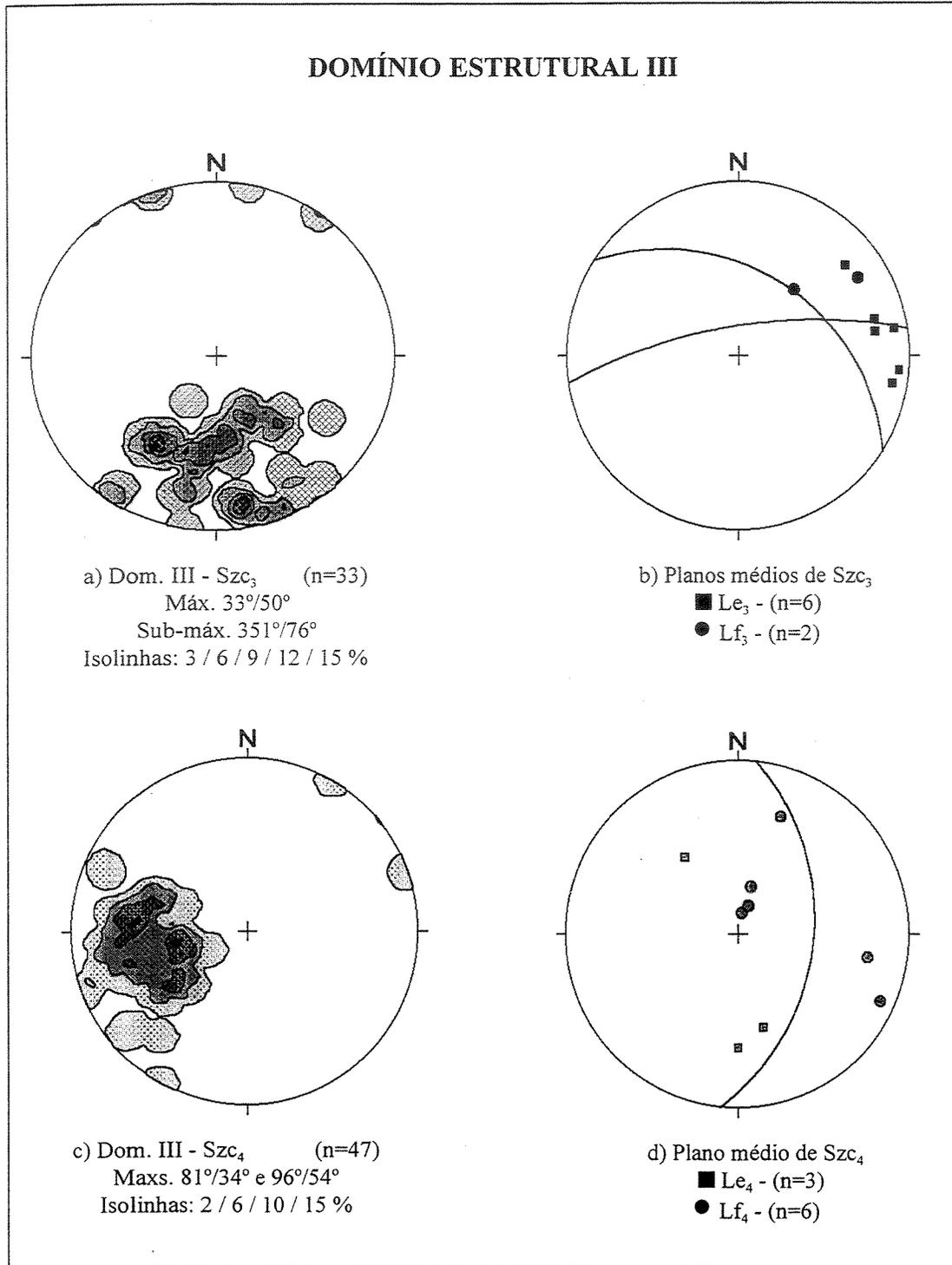


Figura III.5 - Estereogramas referentes às zonas de cisalhamento associadas às fases D₃ e D₄ no Domínio III.

Os estereogramas das Figuras III.5a e III.5b apresentam as zonas de cisalhamento Szc_3 e seus respectivos máximo e submáximo. Mostram também eixos de dobras e lineações de estiramento com mergulhos suaves para ENE. Segundo os dados obtidos, esta fase é caracterizada por movimentação transcorrente dextral a oblíqua, com vergência de SE para NW. Esta estrutura pode também ser considerada neste domínio como secundária e tardia em relação a fase D_2 .

Observando-se o estereograma da Figura III.4a, é possível detectar, dentro do campo de planos com mergulhos para N, dois grupos de estruturas. O primeiro possui mergulhos médios e é representado pela área interna à isolinha de 1% e o segundo abrange planos com mergulhos mais íngremes. Esta mesma tendência é observada no estereograma da Figura III.5a, onde estes dois grupos se destacam com maior clareza, resultando em máximos em $33^\circ/50^\circ$ e $351^\circ/76^\circ$. Uma análise global feita para estes dados revela que o primeiro grupo está relacionado a estruturação principal deste domínio, associada a fase D_2 , enquanto que o segundo reflete a atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes, de caimentos íngremes para NW e SE (Figura III.6), correlacionáveis a estruturação principal da ZCPS, gerada durante a fase D_3 .

Com base nas discussões feitas acima, a complexa relação entre as fases D_2 e D_3 pode ser entendida como uma evolução temporalmente contínua, onde um ambiente de tectônica tangencial é gradualmente modificado para outro onde predomina a tectônica direcional, ambos relacionados à fase D_2 , culminando com movimentação essencialmente transcorrente (D_3). Neste domínio, o período associado à tectônica direcional pode ser considerado como aquele de maior intensidade da deformação e portanto o mais importante.

Para a fase D_4 foram elaborados os estereogramas das Figuras III.5c e III.5d com planos máximos de Szc_4 em $81^\circ/34^\circ$ e $96^\circ/54^\circ$ e lineações de estiramento e eixos de dobras plotando a grosso modo em torno do plano médio de Szc_4 . Esta fase é caracterizada pela ocorrência localizada de zonas de cisalhamento mergulhando para E, que claramente deformam as estruturas das fases D_2 e D_3 (Figura III.7). Nestas zonas de cisalhamento sempre ocorre um abatimento oblíquo do bloco leste para SSE (Figura III.8), o que sugere que esta fase está relacionada a processos distensivos tardios.

A foliação desenvolvida nestas zonas de cisalhamento é milonítica e pode-se observar uma íntima relação com o alojamento dos plútons leucogranodioríticos descritos no ítem III.2.5.1. Pode-se destacar também que associados a estas zonas de cisalhamento Szc_4 , ocorrem

veios de quartzo e intrusões concordantes de pegmatitos zonados que podem atingir dezenas de metros de espessura. Os dados apresentados para esta fase podem ser interpretados como indicativos do início de um processo de “relaxamento” crustal, possivelmente associado a estágios iniciais de abatimento do orógeno.

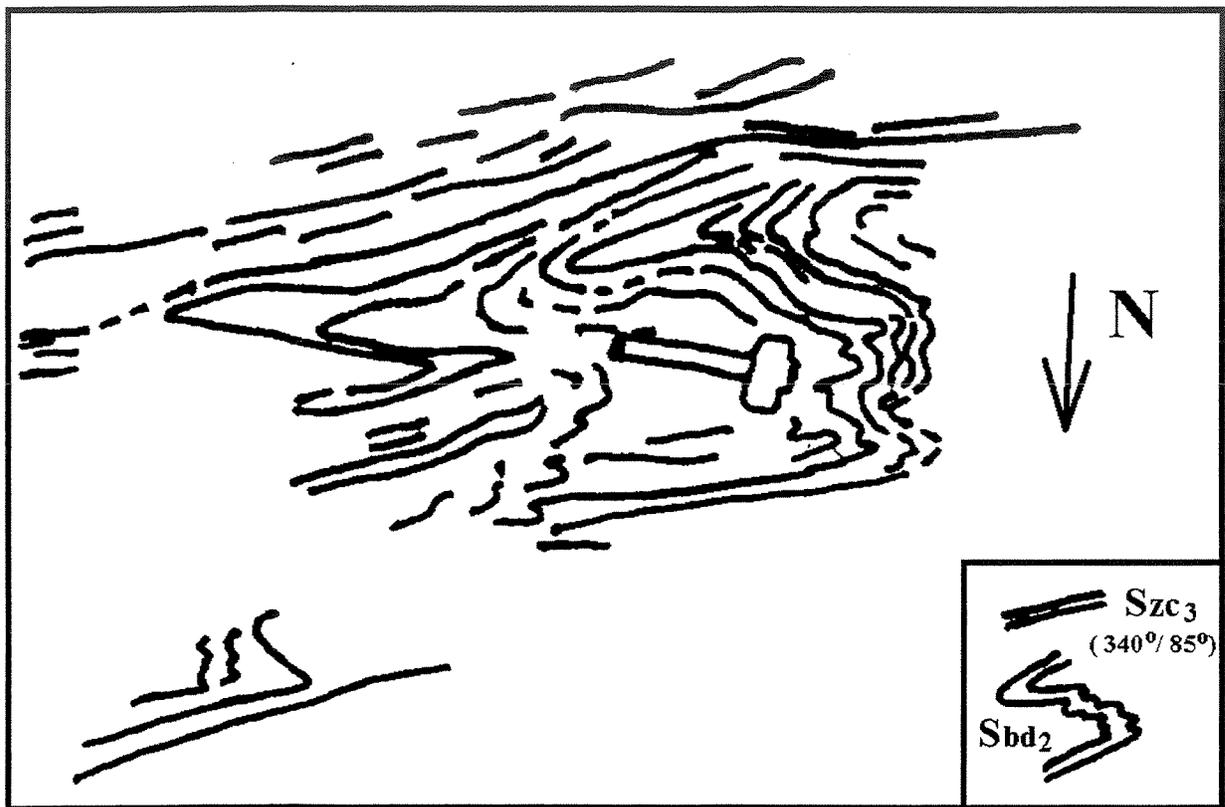


Figura III.6. Desenho esquemático feito a partir de fotografia de biotita gnaiss, realçando estruturas de dobras apertadas relacionadas à zonas de cisalhamento D_3 , preservadas entre superfícies Szc_3 (ponto JRN-188).

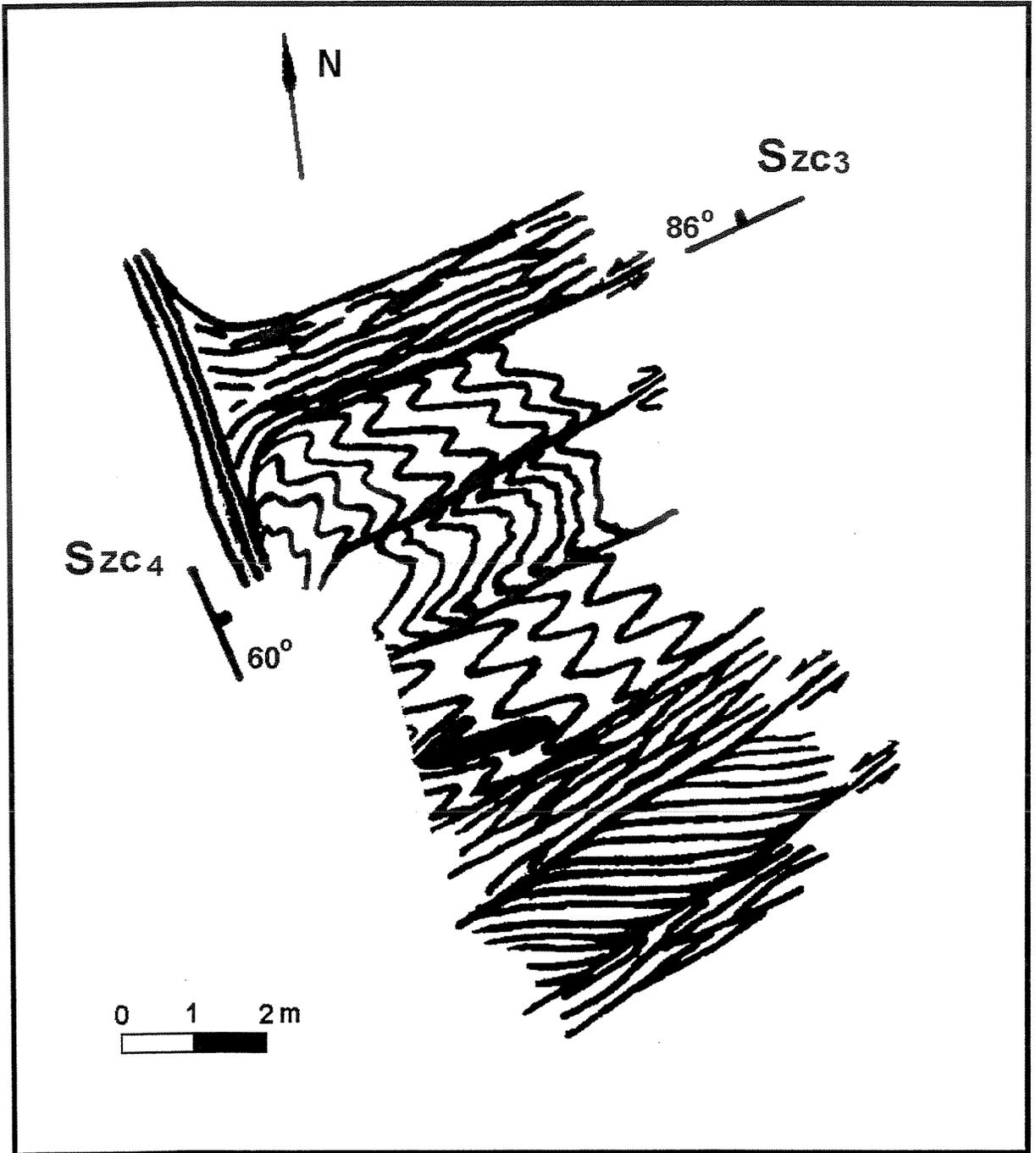


Figura III.7. Desenho esquemático de afloramento horizontal de granada-biotita gnaiss (ponto JRN-34), onde pode-se observar a forma de ocorrência das estruturas Szc₃, sendo truncadas por zonas de cisalhamento mesoscópicas da fase D₄.

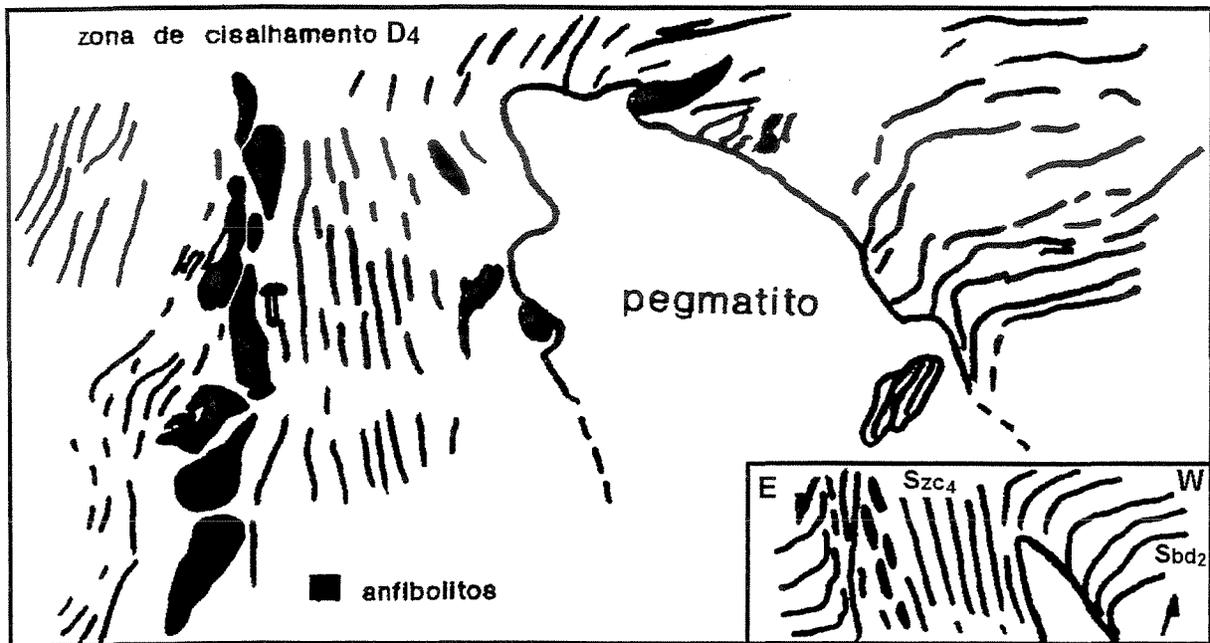


Figura III.8. Desenho esquemático feito a partir de fotografia mostrando estruturas em perfil de zona de cisalhamento macroscópica da fase D₄, contendo pegmatito e trilha de boudins de anfibolito. A rocha encaixante é um biotita gnaisse migmatítico estromático (ponto JRN-70).

Capítulo IV

METAMORFISMO E FLUIDOS ASSOCIADOS

IV.1 - Metamorfismo

Ao analisarmos a descrição das unidades litológicas (item III.1), é possível observar, de uma maneira geral, que a região mapeada foi afetada por metamorfismo de alto grau. Isto fica constatado pela coexistência estável entre quartzo, K-feldspato e sillimanita, com ausência de muscovita primária; pela presença de ortopiroxênio (opx) e da associação clinopiroxênio (cpx) + granada (gra) + quartzo (qtz); e pela ocorrência de lentes migmatíticas (anatexia). A ocorrência de ortopiroxênio nos ortognaisses e metassedimentos do DTJF, e da associação cpx + gra + qtz nos metassedimentos, indica que metamorfismo de fácies granulito afetou boa parte deste domínio tectônico.

Por outro lado, a maior parte do DTAND foi afetada por metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto, constatado pela ocorrência em rochas máficas da assembléia hornblenda + plagioclásio (andesina) + biotita + clinopiroxênio e pela presença em alguns locais de epidoto e clinozoizita que podem ainda estar presentes na fácies anfíbolito médio. A ocorrência de clinopiroxênio em anfíbolitos atesta o metamorfismo de fácies anfíbolito superior a uma temperatura próxima de 650°C.

Ainda no DTAND, as rochas da associação Máfico-Félsica apresentam evidências de terem sido afetadas por metamorfismo de fácies granulito, constatado pela presença de ortopiroxênio. Os metagabros desta sequência, quando pouco deformados, apresentam suas texturas originais preservadas e pode-se observar que dois tipos diferentes de clinopiroxênio ocorrem sendo um mais alterado. Neste caso, a granada ocorre entre cristais de clinopiroxênio e plagioclásio e os minerais opacos ocorrem internos à granada. Hornblenda e biotita ocorrem em bordos de clinopiroxênio, sendo a biotita claramente pós-metamórfica possivelmente formada por introdução de potássio no sistema.

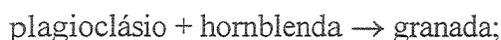
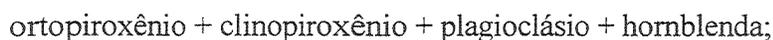
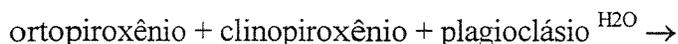
Em uma lâmina de metagabro desta associação (amostra JF-176; Fotomicrografias III.1 e III.2) foi possível visualizar três estágios de evolução retrometamórfica com paragêneses distintas, descritos a seguir:

I – ortopiroxênio + clinopiroxênio₁ + plagioclásio₁ + minerais opacos

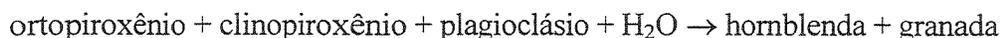
II - clinopiroxênio₂ + granada + plagioclásio₂

III- biotita + hornblenda

Algumas lâminas de metaleucogabros da Associação Máfico-Félsica (amostras JF-359 e JF-194) mostram texturas de desequilíbrio importantes (Fotomicrografia III.3), onde aglomerados de cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio alterados, em contato ou com bordos de cristais de hornblenda e quartzo intercrescidos, são contornados por cristais de granada idiomórfica e hornblenda, formando texturas coroníticas, com plagioclásionas suas porções externas. Para estas texturas, as seguintes paragêneses são aventadas com relação às diferentes etapas ocorridas:



Resultando na possível reação:



Alguns granada-enderbitos desta associação (amostras JF-190, JF-188A e JF-188B) apresentam texturas algo semelhantes a dos metaleucogabros. Neste caso, cristais de magnetita em bordos de ou em contato com clinopiroxênio e localmente com ortopiroxênio (por vezes alterado para biotita), ocorrem com bordos, por vezes coroníticos, de pequenos cristais arredondados de granada (Fotomicrografia III.4). Esta textura sugere a presença de uma paragênese inicial com: ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + magnetita que reagiu para formar granada. Ou ainda, a paragênese ortopiroxênio + plagioclásio + magnetita reagindo para formar granada + clinopiroxênio.

As reações e paragêneses aventadas acima para as rochas da Associação Máfico-Félsica tem como base apenas as observações petrográficas e necessitam de um estudo mais detalhado para serem plenamente confiáveis. Entretanto, o que parece ser evidente é o fato de granada e hornblenda terem se formado a partir de uma paragênese composta por piroxênios, minerais opacos e plagioclásio.

IV.1.1 – Associações Mineralógicas

Na tabela IV.1.1 são listadas, de maneira genérica, as associações mineralógicas encontradas:

Litologia	Associação Mineralógica
<i>Ortognaisses</i>	
Hornblenda gnaisses	plag, qtz, cpx, K-felds, op, tit plag, qtz, K-felds, hbl, bio, cpx
Granulitos	plag, qtz, hbl, opx, cpx, bio, K-felds, op plag, cpx, hbl, opx, op, bio
<i>Metassedimentos</i>	
Granada-biotita gnaisses	. qtz, plag, K-felds, mic, bio . qtz, plag, K-felds, bio, gra . qtz, plag, bio, gra, K-felds, sil, mus
Rochas calcissilicáticas	. cpx, plag, bio, tit . cpx, plag, qtz . plag, gra, hbl, qtz, tit, bio . qtz, plag, epi, carb, cpx, tit
Anfibolitos	. hbl, plag, bio, cpx . plag, bio, hbl, gra, qtz
Charnoenderbitos	. plag, qtz, bio, ort, opx, cpx, gra, op
Opx granulitos	. hbl, plag, opx, cpx, gra, op . plag, cpx, qtz, opx, ort, op, hbl, bio . plag, qtz, bio, opx, cpx, hbl
Cpx granulitos	. qtz, plag, cpx, gra, tit, esc, op
<i>Rochas Ígneas Félsicas</i>	
Leucogranitos	. plag, qtz, ort, bio, gra, op, zr
Granitos Porfíricos	. qtz, plag, bio, ort, mus . qtz, ort, plag, mic, bio, mus
Abreviações: <i>qtz</i> -quartzo; <i>plag</i> -plagioclásio; <i>K-felds</i> -K-feldspato; <i>mic</i> -microclina; <i>opx</i> -ortopiroxênio; <i>cpx</i> -clinopiroxênio; <i>hbl</i> -hornblenda; <i>bio</i> -biotita; <i>gra</i> -granada; <i>op</i> -minerais opacos; <i>mus</i> -muscovita; <i>sil</i> -sillimanita; <i>tit</i> -titanita; <i>epi</i> -epidoto; <i>carb</i> -carbonato; <i>esc</i> -escapolita; <i>zr</i> -zircão.	

Tabela IV.1.1. Associações mineralógicas observadas nos ortognaisses, metassedimentos e rochas ígneas félsicas. Minerais listados em ordem decrescente de abundância.

IV.1.2 – Metamorfismo Progressivo x Retrometamorfismo

Dentre as texturas indicativas de reações metamórficas progradadas destacam-se, em rochas granulíticas associadas aos metassedimentos do DTJF: coronas ou bordos de granada (Fotomicrografia III.7) em cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e minerais opacos (possivelmente magnetita); intercrescimento simplectítico entre granada e minerais opacos; exsolução de minerais opacos em hornblenda e clinopiroxênio.

Em granada-biotita gnaisses, granada e biotita bordejam cristais de plagioclásio, e uma segunda geração de granada sem inclusões é observada, por vezes associada à biotita.

Além disto, observa-se por vezes hornblenda e/ou clinopiroxênio reagindo para formar ortopiroxênio, e também bordos de clinopiroxênio em hornblenda.

Boa parte das litologias da região foi afetada por retrometamorfismo de fácies anfíbolito, e possui texturas de reação de bordo indicando a formação de minerais hidratados a partir de minerais ferro-magnesianos (Fotomicrografia III.8). Além disto, a muscovita presente é geralmente secundária, formada a partir de biotita ou de feldspatos. Estes alteram para muscovita (sericita) e epidoto, e também para escapolita e carbonato em rochas calcissilicáticas. Bordos de biotita em cristais de granada também são atribuídos ao retrometamorfismo. Desta forma, são observadas texturas sugestivas para as seguintes transformações mineralógicas parciais:

- ortopiroxênio ---> hornblenda e biotita;
- clinopiroxênio --> hornblenda, biotita e carbonato;
- hornblenda -----> biotita e epidoto;
- biotita -----> muscovita;
- plagioclásio ----> muscovita, epidoto, carbonato e escapolita;
- K-feldspato -----> muscovita, epidoto e carbonato;
- granada -----> biotita.

Yardley (1989) associa algumas destas mudanças mineralógicas a movimentos de fluidos em zonas de maior deformação, associadas com a formação de zonas de cisalhamento. Isto parece ser aplicável à área estudada, na medida que: a) rochas menos deformadas, assim como núcleos de boudins de rochas máficas e calcissilicáticas, exibem minerais com menor desenvolvimento de alteração retrometamórfica; b) como foi descrito no item anterior (III.3), boa parte da área sofreu deformação intensa, associada a zonas de cisalhamento D_2 , que mostram maior intensidade de alteração retrometamórfica; além disto, as zonas mais tardias (D_3 e D_4)

atuaram em condições metamórficas retrógradas também. Estes fatos podem explicar a relativa escassez de texturas formadas durante o metamorfismo progressivo.

IV.1.3 – Análise Metamórfica

Uma análise do metamorfismo será feita a partir das evidências encontradas em rochas pelíticas (granada-biotita gnaisses), calcissilicáticas, máficas (anfíbolitos e granulitos), hornblenda gnaisses e leucossomas e mesossomas de anatexitos.

IV.1.3.1 – Rochas Pelíticas

Em rochas pelíticas, com o aumento da temperatura, a muscovita reage segundo a reação (Winkler, 1967):

[muscovita + quartzo = K-feldspato + Al_2SiO_5 + H_2O] (reação 1); e segundo Passchier et al. (1990), é seguida pela assembléia biotita + sillimanita + quartzo.

A escassez de sillimanita, em relação a outras áreas do Grupo Andrelândia, e a grande quantidade de granada e K-feldspato nos granada-biotita gnaisses pode ser causada pela reação (Winkler, 1967):

[biotita + sillimanita + quartzo = almandina + K-feldspato + H_2O] (reação 2).

Posteriormente, a assembléia biotita + quartzo se torna instável e ortopiroxênio é formado. A ocorrência localizada da associação ortopiroxênio + granada + K-feldspato em granada-biotita gnaisses pode ser explicada pela reação (Winkler, 1967):

[biotita + quartzo = hiperstênio + almandina + K-feldspato + H_2O] (reação 3); para rochas pelíticas em fácies granulito.

As reações 2 e 3 estão relacionadas, no DTJF, respectivamente, à grande quantidade de granada e à presença localizada de ortopiroxênio em anatexitos (charnockitos) nos granada-biotita gnaisses. A reação 2, aliada ao grande número de porções fundidas com granada e K-feldspato observadas na área, pode explicar também a escassez relativa de sillimanita.

IV.1.3.2 – Rochas Calcissilicáticas

A presença da paragênese anfíbólio e K-feldspato nas rochas calcissilicáticas observadas pode estar relacionada à reação (Yardley, 1989):

[biotita + calcita + quartzo = Ca-anfíbólio + K-feldspato + CO_2 + H_2O] (reação 4).

E para a abundância em clinopiroxênio, também observada nestas rochas, segue a reação (Yardley, 1989):

[Ca-anfibólio + calcita + quartzo = diopsídio + H₂O + CO₂] (reação 5).

IV.1.3.3 – Rochas Máficas

Em relação às rochas máficas, é comum a coexistência de ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo. Biotita e hornblenda podem também estar presentes. Nestas rochas, a presença localizada de ortopiroxênio e K-feldspato pode ser explicada pela reação (Winkler, 1967):

[hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + K-feldspato + plagioclásio + H₂O] (reação 6).

A formação de ortopiroxênio também pode ocorrer através das reações (Winkler, 1967):

[hornblenda + almandina + quartzo = hiperstênio + plagioclásio + H₂O] (reação 7);

[hornblenda + quartzo = hiperstênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H₂O] (reação 8).

E a paragênese clinopiroxênio + granada + quartzo pela reação (Winkler, 1967):

[hiperstênio + plagioclásio = clinopiroxênio + granada + quartzo] (reação 9).

IV.1.4 – Condições de Pressão e Temperatura

Passchier et al. (1990) afirmam que em direção a pressões altas, ortopiroxênio é progressivamente substituído por granada. Winkler (1967) relata que hiperstênio e plagioclásio se tornam instáveis quando a pressão de carga ultrapassa determinado valor em temperatura constante.

Assim, a ausência de granada nas rochas ortoderivadas do DTJF sugere que o metamorfismo, possivelmente associado ao Ett Transamazônico (vide ítem II.4), ocorreu sob pressão inferior ao metamorfismo que afetou os metassedimentos, relacionado ao Ett Brasileiro, e caracterizado pela paragênese clinopiroxênio + granada + quartzo. Por outro lado, a geração desta paragênese, a partir da reação 9, nas rochas ortogranulíticas do DTAND aponta para um tipo de caminho no diagrama P-T onde condições de pressões menores é modificado para pressões mais elevadas.

É importante mencionar que o posicionamento desta reação no diagrama P-T é variável e dependente do regime de fluidos atuantes, e principalmente, da composição química dos minerais envolvidos. Entretanto, sabe-se que esta curva de reação apresenta uma pequena inclinação positiva, conforme está apresentado esquematicamente na Figura IV.1.1 (vide Harley, 1989 e Vernon, 1976; p.121). Desta forma, pode-se dizer que para que esta reação ocorra, é necessário que haja um aumento significativo de pressão ou uma diminuição de temperatura (Figura IV.1.1),

além das alternativas intermediárias. Assim, duas possibilidades são apresentadas para explicar as texturas observadas nas rochas ortogranulíticas do DTAND.

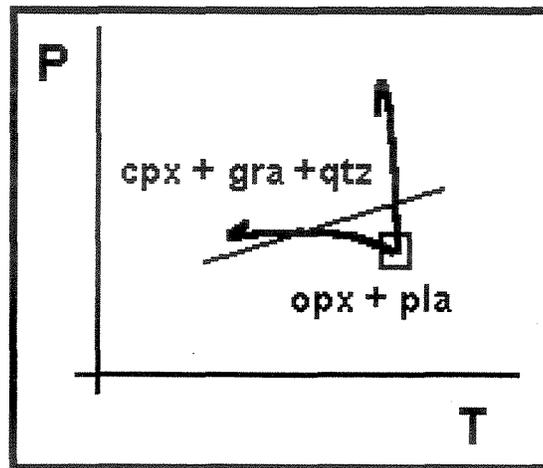


Figura IV.1.1. Diagrama esquemático com o posicionamento espacial no campo P-T da reação ortopiroxênio (opx) + plagioclásio (pla) → clinopiroxênio (cpx) + granada (gra) + quartzo (qtz), e possibilidades para a geração da paragénese cpx + gra + qtz.

Na primeira, estas rochas teriam sido geradas em um ambiente tectônico sob condições de baixas pressões e posteriormente soterradas, durante outro evento tectônico subsequente, de pressões mais elevadas. Na segunda, estes ortogranulitos se formariam também em condições de pressões baixas, porém teriam sofrido retrometamorfismo com resfriamento isobárico, sendo necessária apenas uma orogênese para a formação destas texturas.

Harley (1989), em uma compilação sobre vários terrenos granulíticos até então estudados, apresenta alguns exemplos de texturas associadas a caminhos de resfriamento isobárico em metabasitos, onde granada é desenvolvida nos limites de grãos de plagioclásio, e clinopiroxênio ocorre como bordos em ortopiroxênio. Estas texturas assemelham-se com aquelas descritas neste capítulo em metagabros e metaleucogabros (Fotomicrografias III.2 e III.3). Este autor afirma que granulitos máficos que sofreram caminhos de resfriamento isobárico desenvolvem texturas coroníticas com a produção de granada secundária como bordas, lamelas ou grânulos em contatos entre ortopiroxênio e plagioclásio, ou como intercrescimentos em granda previamente existente. Segundo o autor, estas texturas geralmente resultam da transposição das curvas de reações multivariantes representadas pelo equilíbrio simplificado: $opx + pla \rightarrow gra + qtz$.

Com base nas reações comuns em condições metamórficas de alto grau para rochas pelíticas (Passchier et al., 1990), está representado no gráfico da Figura IV.1.2, a localização do campo provável para o pico metamórfico dos metassedimentos. Este campo foi delimitado tendo-se em conta o fato de cordierita não ocorrer na área estudada, apesar de ter sido descrita por Heibron (1993) em região localizada a sul desta área. Estas condições de pico são aproximadas, entretanto, é possível assumir que a pressão nos metassedimentos (Ett Brasileiro) não tenha ultrapassado 8kb.

A partir das considerações feitas acima para os ortognaisses do embasamento e utilizando-se a reação ortopiroxênio + plagioclásio = clinopiroxênio + granada + quartzo como balizador de pressão (Winkler, 1967; Yardley, 1989; Vernon, 1976; e Harley, 1989), associado aos gráficos supramencionados, pode-se dizer que estas rochas sofreram metamorfismo de pressões mais baixas do que o das rochas supracrustais.

Estas considerações, aliadas a valores geotermobarométricos parcialmente divulgados em Trouw (1992) e Ribeiro et al. (1995) para regiões adjacentes, os quais corroboram estas aproximações feitas com relação às condições de pressão e temperatura, levam à interpretação de que os intervalos P-T para os diferentes picos metamórficos granulíticos associados ao Ett Brasileiro (metassedimentos) e Ett Transamazônico (ortognaisses do DTJF, Machado et al., 1996), possam ser considerados como respectivamente, de 6-8 kb/750-800°C e 4-6kb/800-850°C.

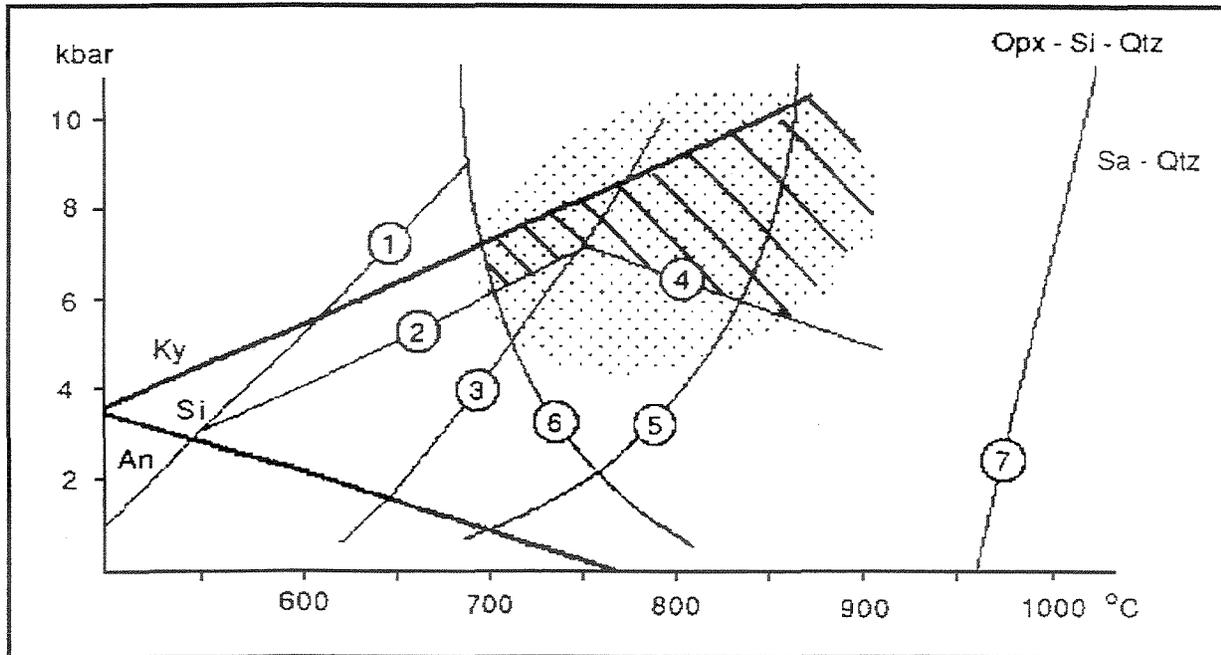


Figura IV. 1.2 - Localização aproximada do pico metamórfico atingido pelos metassedimentos. Rede petrogenética para metassedimentos pelíticos, mostrando reações comuns em condições metamórficas de alto grau. O campo pontilhado apresenta a variação mais comum em condições de metamorfismo de alto grau. As linhas em negrito representam curvas de reação univariantes entre campos de estabilidade de Al-silicatos. As curvas finas representam reações contínuas e somente podem prover uma impressão geral da distribuição de mudanças de fase durante o metamorfismo de alto grau. O campo hachurado representa o campo provável de pico do metamórfico para os metassedimentos estudados nesta pesquisa. Extraído de Passchier et al. (1990).

Reações :

1. $Mu + Qz = Kf + Al + V$; ($X_{H_2O}=0,4$)
2. $Bi + Als + Qz = Cd + Kf + V$; ($X_{H_2O}=0,4$ e $X_{Fe}=0,2$ em cordierita)
3. $Bi + Als + Qz = Ga + Cd + Kf + V$; ($X_{H_2O}=0,4$ e $X_{Fe}=0,2$ em cordierita)
4. $Cd = Als + Ga + Q + V$; ($X_{H_2O}=0,4$ e $X_{Fe}=0,2$ em cordierita)
5. $Ph + Q = Kf + En + melt$;
6. $Plag + Q + Kf + V = melt$; ($X_{H_2O}=0,4$)
7. $Plag + Q + Kf + V = melt$ (na ausência de biotita)

Mu = muscovita; Q = quartzo; Kf = K-feldspato; V = vapor; Bi = biotita; Als = Al-silicato; Cd = cordierita; Ga =granada; Ph = flogopita; En = enstatita; $Plag$ = plagioclásio

IV.2 – Inclusões Fluidas em Granulitos do Domínio Tectônico Juiz de Fora

IV.2.1 – Generalidades

O estudo de inclusões fluidas em rochas de fácies granulito vem se desenvolvendo desde o início da década de setenta, quando foi descoberto que muitos granulitos contém inclusões fluidas ricas em CO₂ (Touret, 1971). Estas inclusões tem sido interpretadas como sendo aprisionadas durante o pico do metamorfismo de fácies granulito. Entretanto, certos exemplos mostram que algumas inclusões ricas em CO₂ devem ter sido aprisionadas depois deste pico metamórfico (Lamb et al, 1987). O estudo das inclusões fluidas analisa portanto as condições de fluidos presentes durante o pico metamórfico ou no caminho P-T retrometamórfico. As condições reinantes durante o caminho progrado não podem ser detectadas, uma vez que as características físicas e químicas das inclusões são obliteradas, na medida em que vão se adaptando às condições de crescimento de pressão e temperatura.

O esquema de classificação mais útil para as inclusões fluidas é o que se baseia na sua origem; primária, pseudosecundária e secundária (Roeder, 1981). Outra divisão é feita baseada na natureza do fluido na época do aprisionamento, ou seja, se era homogêneo ou heterogêneo. Acredita-se que em mais de 99% dos casos as inclusões sejam aprisionadas a partir de um fluido homogêneo (Roeder, 1981), embora Shepherd et al. (1985; p.70) mostre que o sistema H₂O + NaCl + CO₂ permite o aprisionamento de inclusões a partir de um sistema heterogêneo, mesmo em condições de temperaturas altas. Entretanto, este não é o caso das inclusões estudadas neste trabalho.

As inclusões primárias se formam durante o crescimento do cristal hospedeiro, e são caracterizadas por ocorrerem isoladas ou em aglomerados isolados de inclusões não alinhadas. Fraturamentos ocorridos na presença de fluidos, durante o crescimento do cristal, podem gerar inclusões pseudosecundárias, que geralmente distribuem-se em trilhas internas ao cristal. Se tais fraturas são formadas em qualquer tempo posteriormente ao crescimento do cristal, podem ser formadas inclusões secundárias, dispostas em trilhas cortando mais de um cristal.

Esta classificação permite a determinação de uma ordem cronológica de formação das inclusões, indo desde as mais antigas até as mais novas: inclusões isoladas, em aglomerados, em

trilhas intracristalinas, e em trilhas intercristalinas. Entretanto, as inclusões isoladas e em aglomerados podem pertencer à mesma geração de inclusões.

Durante o retrometamorfismo, as inclusões anteriormente aprisionadas podem sofrer mudanças físicas e químicas nas suas características originais. Dentre os vários processos causadores destas modificações, destacam-se:

- . "*necking down*" - envolve a divisão de uma inclusão originariamente maior em várias inclusões menores;
- . aporte de fluidos na inclusão e escape ("*leakage in or out*") - quando existem gradientes de pressão entre a inclusão e o ambiente externo, pode ocorrer, durante a deformação, a abertura de uma inclusão, e preenchimento por aporte de novos fluidos, ou ainda escape de fluidos;
- . *crepitação* - ocorre quando a pressão interna do fluido se torna suficientemente maior do que a pressão confinante externa, devido ao soerguimento, causando fraturamento do mineral encaixante como forma de alívio de pressão, resultando em inclusões vazias.

Estes fenômenos adulteram as características iniciais de aprisionamento de uma inclusão, e causam variação nas temperaturas de mudanças de fase medidas em laboratório.

Em laboratório, é possível determinar, em inclusões ricas em CO₂, as suas temperaturas de fusão, que indicam o grau de pureza neste componente (-56,6°C para inclusões com CO₂ puro) e temperaturas de homogeneização, que são variáveis de acordo com a densidade da inclusão. A partir destes dados, e através das equações gerais de estado de um gás, obtém-se as isócoras, que são curvas de mesma densidade num campo P-T.

Estas isócoras, quando plotadas no diagrama P-T, podem ou não intersectar o campo de pico metamórfico, que deve ser previamente estabelecido através do posicionamento de curvas de isorreação ou por geotermobarometria.

Este capítulo pretende discutir o tipo de caminho retrometamórfico sofrido pelas rochas analisadas, a partir da observação do comportamento das isócoras, classificadas cronologicamente de acordo com os diferentes tipos de inclusões, para os ortogranulitos do Domínio Tectônico Juiz de Fora, e em relação aos metassedimentos deste domínio, classificadas com base na cronologia relativa das fases de deformação brasileiras.

IV.2.2 – Métodos Analíticos

Os dados analíticos foram obtidos a partir de seções bipolidas, analisadas em parte no Laboratório de Microtermometria do Instituto de Geociências/Unicamp, através do equipamento Linkan TMSG-600 de resfriamento-aquecimento, acoplado a um microscópio JENAPOL-ZEISS, e ainda no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, com um equipamento microtermométrico Chaix-Meca, MTM85, também ligado a um microscópio petrográfico. Ambos equipamentos permitem um resfriamento até -180°C por circulação de nitrogênio em um condutor interno. As temperaturas foram medidas por registradores automáticos digitais.

Desta forma, foram medidas as temperaturas de fusão e homogeneização de CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$ e $T_{h\text{CO}_2}$) de algo em torno de 1400 inclusões fluidas. A incerteza para os valores de temperatura é de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. O tratamento estatístico destes dados foi feito a partir do uso de histogramas de frequência separados por amostras e tipos de inclusão (isoladas, aglomerados, trilhas e trilhas intergrãos).

Devido ao fato dos estudos de espectroscopia Raman não terem sido feitos, o sistema binário $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ foi escolhido para a determinação das isócoras. Estimativas feitas em computador com o sistema binário $\text{CO}_2\text{-N}_2$ mostraram um aumento aproximado de 0,4 kb nas pressões obtidas, em relação ao sistema com CH_4 , nas inclusões que apresentaram um maior grau de contaminação (19%). Este fato, aliados às discussões feitas em Kerkhof (1990) sugerem que a suposição de ser o CH_4 a outra fase fluida presente gera resultados com uma margem de erro aceitável.

A determinação da isócoras foi feita com o programa FLINCOR (Brown, 1989), usando-se dados de temperaturas de transição de fases, volume molar e fração molar de CH_4 , obtidos a partir dos gráficos desenvolvidos por Swanenberg (1979), Van Den Kerkhof (1990), Brown & Lamb (1989), Heyen et al. (1982).

IV.2.3 – Microtermometria

Os estudos de inclusões fluidas foram realizados em granulitos da porção ortoderivada do Complexo Juiz de Fora e em granulitos considerados como enclaves tectônicos destas porções nos metassedimentos. Além disto, foram estudadas inclusões fluidas destes metassedimentos, aprisionadas em condições de facies granulito. O estudo dos fluidos das rochas deste complexo teve como objetivo analisar as inclusões fluidas aprisionadas próximas dos picos metamórficos

granulíticos, tanto das rochas do embasamento como das rochas supracrustais da deste cinturão. Desta forma, as amostras foram selecionadas com o objetivo de fazer uma comparação entre as condições de pressão parcial de fluidos de granulitos do embasamento com aquelas dos metassedimentos e assim gerar subsídios para uma análise dos diferentes caminhos retrorretrometamórficos sofridos durante cada evento tectônico associado.

IV.2.3.1 – Fluidos dos Ortogranulitos

Para as rochas ortoderivadas do DTJF, optou-se por fazer o estudo de inclusões fluidas em três amostras de granulitos, contendo ortopiroxênio. Portanto, foi utilizada uma amostra típica do embasamento (JRN-37e; ver localização no mapa de pontos, Anexo III); e duas amostras de enclaves tectônicos de ortopiroxênio granulito nos metassedimentos, com aspectos semelhantes aos seus correspondentes do embasamento. Das duas amostras coletadas intercaladas aos metassedimentos, uma é de região milonítica próxima ao contato com o embasamento, a sul da área (JRN-66c - Anexo III); e a outra foi coletada na região central da faixa principal de metassedimentos, localizando-se porém, próximo à faixa milonítica (JRN-23b - Anexo III). Esta última amostra mereceu uma análise diferenciada, onde foram estudadas separadamente bandas félsicas (JRN-23b I) e máficas (JRN-23b II). Os resultados obtidos indicaram inclusões fluidas ricas em CO₂ (81-93% de CO₂), de densidade moderadamente alta, variando de 0,79 a 0,94 g/cm³, conforme descrito abaixo.

Amostra JRN-37e

Petrograficamente, esta típica amostra de ortogranulito tem textura granoblástica e apresenta os seguintes minerais listados em ordem decrescente de abundância: plagioclásio, hornblenda, K-feldspato, quartzo, ortopiroxênio, minerais opacos e biotita. As temperaturas foram determinadas em cristais de plagioclásio e K-feldspato, e os resultados foram analisados separadamente para cada um destes minerais.

Os histogramas para as temperaturas de fusão e homogeneização são mostrados na Figura IV.2.1 e seus picos são respectivamente -58.8 and -11.0 °C. A Figura IV.2.1b, com histograma de temperaturas de homogeneização para todas as inclusões, demonstra também uma grande dispersão nos valores de inclusões que sofreram “*necking down*” e por este motivo não foram computadas na obtenção das isócoras.

A confecção de histogramas individuais para plagioclásio e K-feldspato demonstrou que a variação dos valores encontrados é causada pelas inclusões fluidas em K-feldspato. Uma boa

explicação advém do fato de K-feldspato ter temperaturas de recristalização menores do que o plagioclásio, permitindo que este último preservasse inclusões fluidas aprisionadas em condições mais próximas do pico metamórfico

Para a obtenção das isócoras, entretanto, foram usados para todas as amostras os valores máximos e mínimos observados na região de pico dos histogramas. Este método tem o objetivo de obter isócoras que delimitem um campo englobando a formação de cada tipo de inclusão. Neste esquema, as temperaturas de homogeneização são mais importantes enquanto que para as temperaturas de fusão valores de pico dos histogramas podem ser mais adequados.

As Figuras IV.2.2 e IV.2.3 apresentam as isócoras e o campo de pico metamórfico. A curva mínima para aglomerados em K-feldspato não intersecta este campo, sugerindo mudanças posteriores nas características das inclusões durante processos pós-metamórficos. Exceto por esta curva, um padrão para as curvas máximas e mínimas pode ser detectado nestas duas figuras. Neste padrão, as curvas de inclusões em trilhas têm densidades maiores do que inclusões em aglomerados, que por sua vez tem densidades maiores do que as inclusões isoladas. A Tabela IV.2.1 mostra os valores usados na determinação das isócoras.

Amostra JRN-66c

Esta amostra corresponde a um granulito máfico composto de plagioclásio, quartzo, hornblenda, ortopiroxênio e subordinadamente biotita e K-feldspato. Apesar de ocorrer intercalada aos metassedimentos esta amostra tem aspecto de campo semelhante ao das rochas do embasamento. Por ter sido coletada perto de uma zona de empurrão (ver localização no Anexo III), pode ser interpretada como um enclave tectônico do embasamento nos metassedimentos, e os resultados apresentados a seguir corroboram esta interpretação na medida que o padrão encontrado nas rochas do embasamento é mantido.

As temperaturas de fusão e homogeneização (T_f e T_h) foram medidas principalmente em cristais de plagioclásio, com algumas medidas em quartzo. O histograma de frequência para as temperaturas de fusão é apresentado na Figura IV.2.4a. Nota-se que o pico para todas as inclusões se encontra a $-58,4$ °C; enquanto que inclusões em trilhas possuem picos em $-58,8$ °C, aglomerados em $-58,5$ °C, e isoladas em $-58,4$ °C. Estas temperaturas indicam que inclusões isoladas apresentam maior grau de pureza em CO_2 .

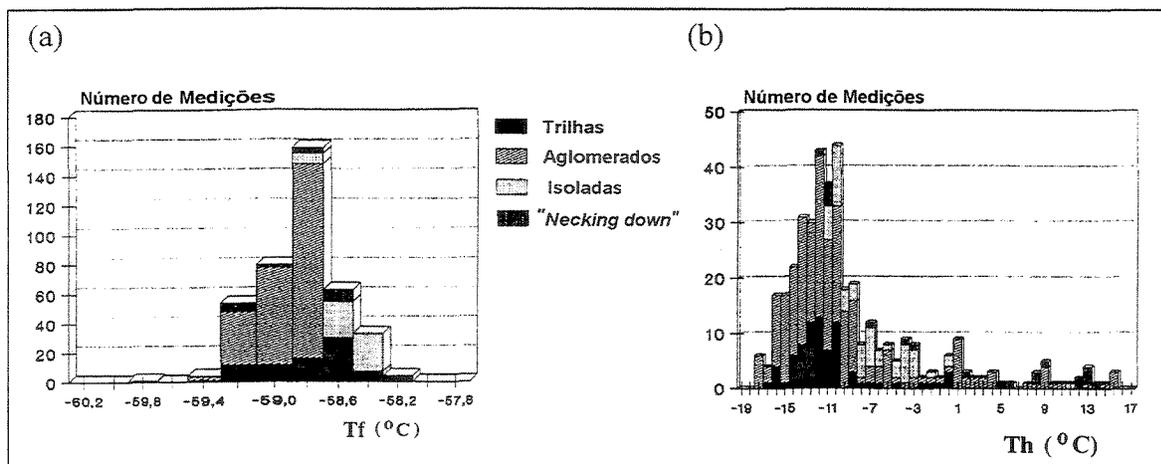


Figura IV.2.1. Histogramas de temperaturas de fusão e homogeneização de CO_2 (T_f and T_h respectivamente) para todos os tipos de inclusões em cristais de K-feldspato e plagioclásio (amostra JRN-37e).

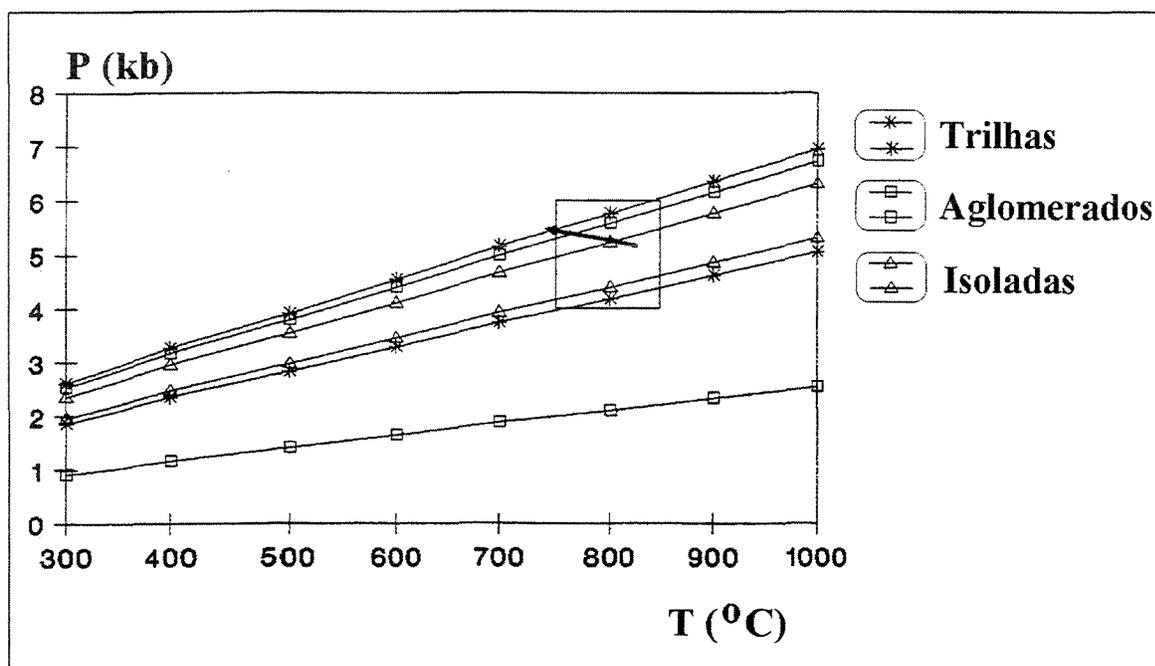


Figura IV.2.2. Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de K-feldspato (amostra JRN-37e).

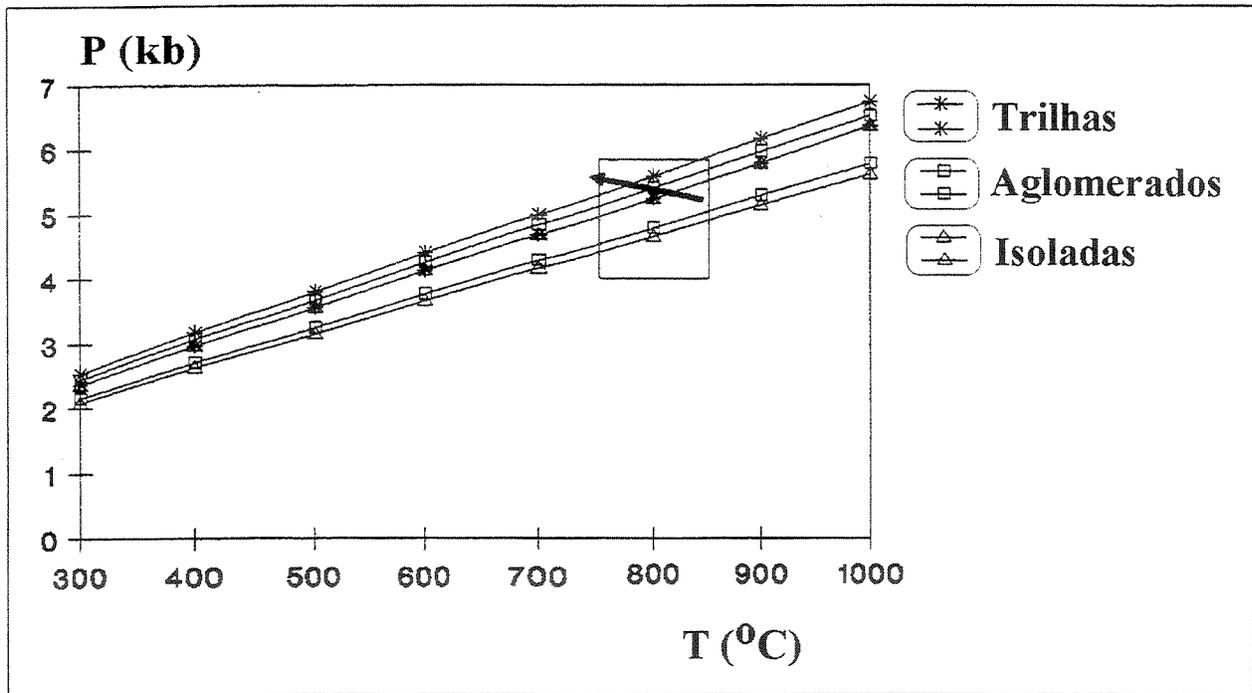


Figura IV.2.3. Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de plagioclásio (amostra JRN-37e).

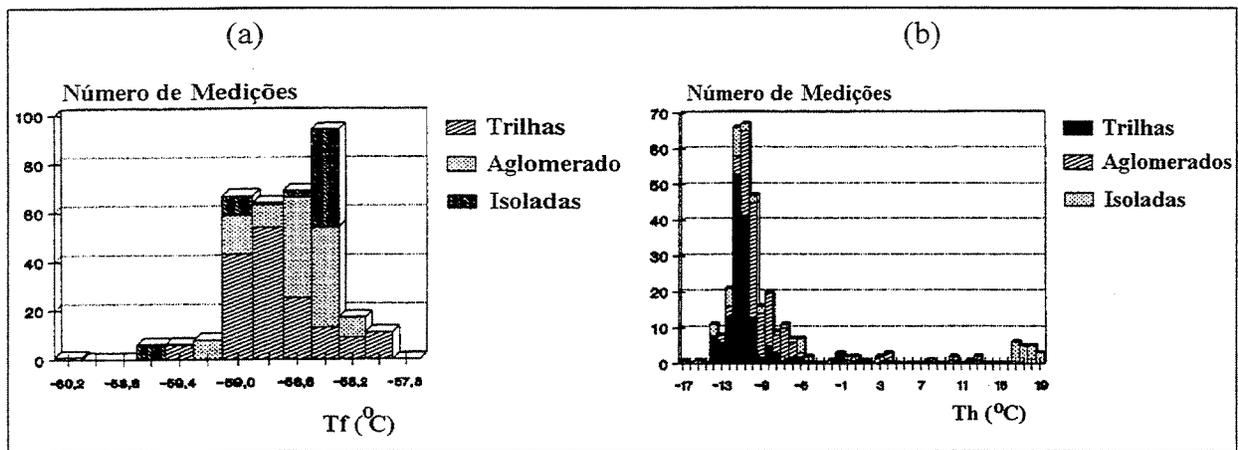


Figura IV.2.4. Histogramas de temperaturas de fusão e homogeneização de CO_2 para todos os tipos de inclusões (amostra JRN-66c).

Para as temperaturas de homogeneização foi elaborado o histograma da Figura IV.2.4b. Observa-se então que o pico geral está em $-10,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, enquanto inclusões em trilhas e isoladas possuem picos em $-11,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, e em aglomerados em $-9,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

A tabela IV.2.2 lista os valores usados na determinação das isócoras. A figura obtida (Figura IV.2.5) mostra o mesmo padrão detectado na amostra descrita anteriormente. A isócora mínima para inclusões isoladas aponta para alterações pós-metamórficas das características deste tipo de inclusão.

Amostra JRN-23b

Esta amostra também coletada próxima de uma zona de empurrão (Anexo III), é também considerada como sendo uma enclave tectônica do embasamento e apresenta bandamento máfico-félsico similar ao encontrado nas rochas do embasamento. Estas bandas foram analisadas separadamente. Além disto, a porção máfica (JRN-23b II) apresenta intercrescimento entre granada e clinopiroxênio ou bordos de granada secundária em clinopiroxênio. Esta banda tem textura granoblástica e é composta por plagioclásio, ortopiroxênio, granada, clinopiroxênio e hornblenda.

Em lâmina delgada, a porção félsica (JRN-23b I) mostra feldspatos fraturados e algumas texturas indicativas de forte deformação. Mineralogicamente, é constituída de plagioclásio, clinopiroxênio com bordos de hornblenda, quartzo, K-feldspato, minerais opacos, titanita, escapolita e apatita.

JRN-23b I

As análises de inclusões fluidas foram feitas principalmente em quartzo e subordinadamente em feldspatos. Os histogramas para Tf e Th são mostrados na Figura IV.2.6 e incluem trilhas intergrãos. É interessante notar a presença de um grupo de trilhas com Tf em torno de $-60,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ acompanhadas por uma Th em torno de $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$, o que provavelmente reflete uma maior contaminação do fluido rico em CO_2 .

Os dados utilizados para construir as isócoras são mostrados na Tabela IV.2.3, e as isócoras estão apresentadas na Figura IV.2.7. Neste diagrama, pode ser notado que inclusões em trilhas e aglomerados mostram padrões similares em comparação com as amostras previamente descritas. Por outro lado, inclusões isoladas possuem densidades maiores. Esta inversão no padrão até aqui descrito pode ser possivelmente explicada pela contaminação desta rocha por fluidos oriundos dos metassedimentos, e que foram aprisionados por novos grãos recristalizados

de quartzo. Esta questão poderá ser melhor entendida a partir da análise dos fluidos dos metassedimentos, abordados a seguir (ítem IV.2.3.2).

JRN-23b II

Nesta amostra, foram analisadas inclusões em plagioclásio e em menor escala K-feldspato. Porém, foi possível observar algumas inclusões isoladas em bordos de piroxênio que entretanto não apresentaram valores anômalos, em relação as inclusões em K-feldspato e plagioclásio. Nas seções bipolidas obtidas, a medição de temperaturas de mudanças de fase em cristais que absorvem menos luz (granada, piroxênios e hornblenda) é geralmente difícil de ser feita. Onde é possível observar maior transparência, nota-se que as inclusões ocorrem em pequena quantidade.

Os histogramas das T_f and T_h são apresentados na Figura IV.2.8 (valores na Tabela IV.2.3). Em comparação com a porção félsica estas inclusões são relativamente mais impuras, entretanto não apresentam valores muito baixos de T_h . Mostram também histogramas de dois picos.

As isócoras da Figura IV.2.9 mostram que inclusões em trilhas e aglomerados tem curvas similares e as isoladas tem densidades um pouco menores. Este quadro sugere que a sequência cronológica das inclusões, observada até aqui, é reafirmada, apesar de esta amostra (JRN-23b) apontar alterações nesta sequência.

IV.2.3.2 – Fluidos dos Metassedimentos

Para as rochas associadas à sequência metassedimentar do Domínio Tectônico Juiz de Fora foram realizadas a petrografia e os estudos microtermométricos das inclusões fluidas hospedadas em sete amostras desta sequência, interpretada como metamorfisada em fácies granulito. O objetivo deste estudo nas rochas pertencentes ao Grupo Andrelândia, é analisar inclusões fluidas de pico metamórfico granulítico associado às rochas supracrustais e portanto, aprisionadas durante o Etb-Brasiliano.

Desta forma, foram escolhidas amostras correlacionáveis aos diferentes eventos deformacionais ocorridos dentro deste ciclo tectônico. Foram selecionadas:

duas rochas leucogranitóides alojadas em zonas de cisalhamento, associadas às fases de deformação D_3 e D_4 (JRN-112b e JRN-186), geradas a partir de fusão parcial de metassedimentos;

Trilhas	Aglomerados		Isoladas			
	máx.	Mín.	máx.	mín.	máx.	mín.
JRN-37e						
K-feldspato						
Tf	-58.2	-58.8	-58.8	-58.9	-58.4	-58.4
Th	-15.5	0.5	-17.0	16.0	-10.5	-3.0
d	0.940	0.820	0.913	0.577	0.904	0.847
Plagioclásio						
Tf	-58.8	-58.8	-58.8	-58.9	-58.6	-58.6
Th	-14.0	-10.0	-15.0	-9.0	-10.5	-7.0
d	0.915	0.892	0.903	0.862	0.894	0.854

Tabela IV.2.1. Valores usados para a determinação das isócoras para inclusões fluidas em K-feldspato e plagioclásio. Tf and Th são respectivamente temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ e d é densidade (g/cm³).

Trilhas	Aglomerados		Isoladas			
	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	Mín.
JRN-66c						
Tf	-58.1	-58.8	-58.5	-58.5	-58.4	-58.4
Th	-11.0	-11.0	-13.0	-7.0	-11.0	-17.0
d	0.934	0.894	0.911	0.863	0.908	0.729

Tabela IV.2.2. Dados usados na determinação das isócoras (JRN-66c). Tf and Th são respectivamente temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ e d é densidade (g/cm³).

Trilhas	Trilhas Intergrãos		Trilhas		Aglomerados		Isoladas	
	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.	máx.	mín.
JRN-23b								
JRN-23b I								
Tf	-58.9	-58.9	-58.4	-58.5	-59.0	-59.0	-60.3	-60.2
Th	-14.0	-10.0	-18.0	10.0	-10.0	-6.0	-29.0	-21.0
d	0.900	0.890	0.938	0.900	0.887	0.839	0.924	0.872
JRN-23b II								
Tf	---	---	-60.3	-60.3	-60.1	-60.1	-60.2	-60.2
Th	---	---	-14.0	-9.0	-16.0	-9.0	-14.0	-8.0
d	---	---	0.849	0.787	0.856	0.792	0.825	0.781

Tabela IV.2.3. Valores utilizados na determinação das isócoras (amostra JRN-23b). Tf and Th são respectivamente temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ e d é densidade (g/cm³).

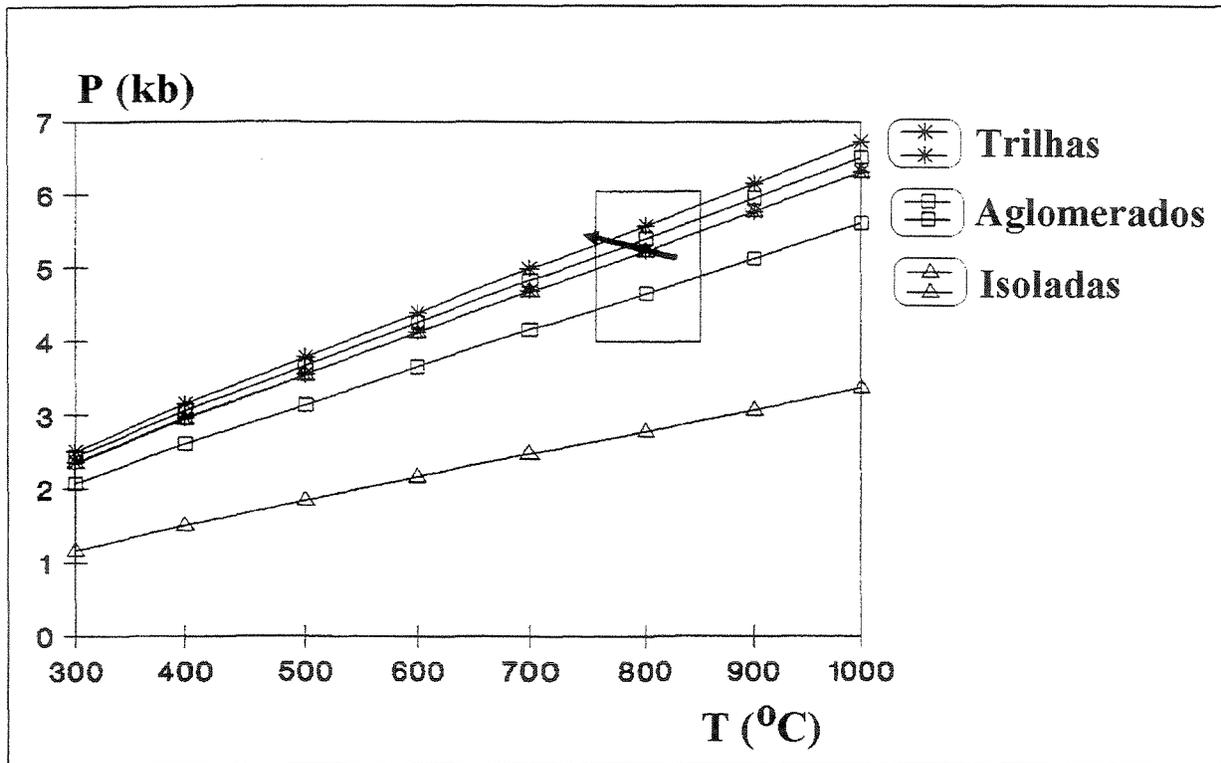


Figura IV.2.5. Isócoras obtidas para inclusões fluidas em cristais de plagioclásio (amostra JRN-66c).

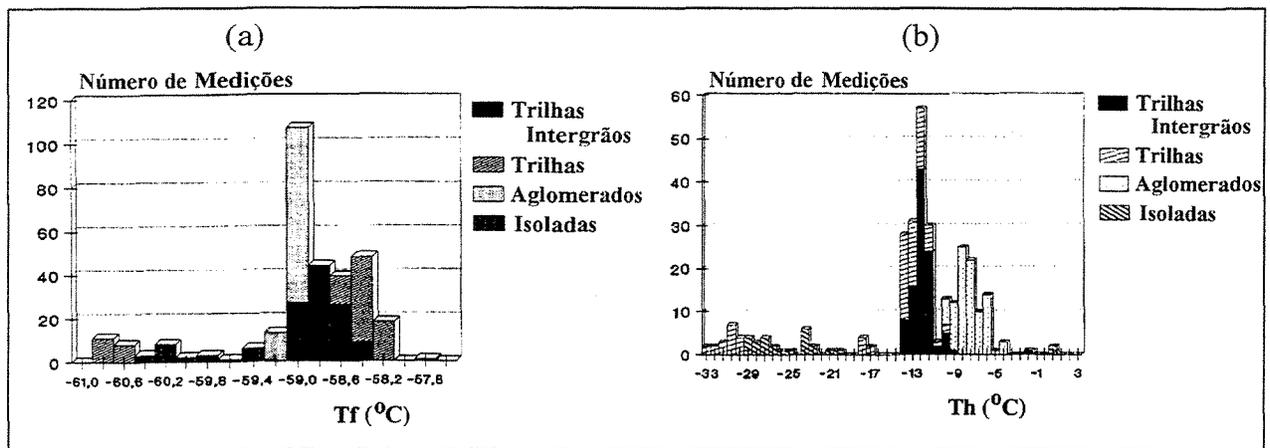


Figura IV.2.6. Histogramas de frequência com Tf e Th para todas as inclusões da amostra JRN-23b I.

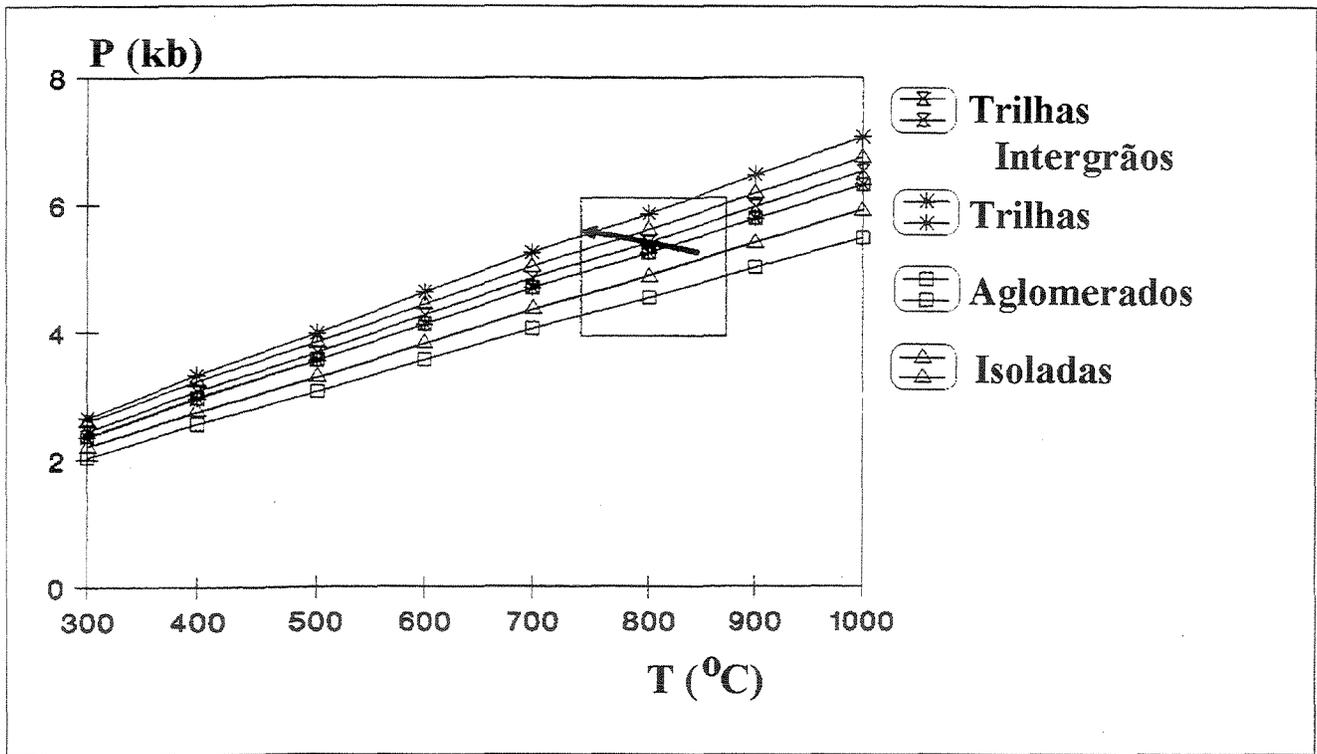


Figura IV.2.7. Isócoras para inclusões fluidas em quartzo e feldspatos da amostra JRN-23b I).

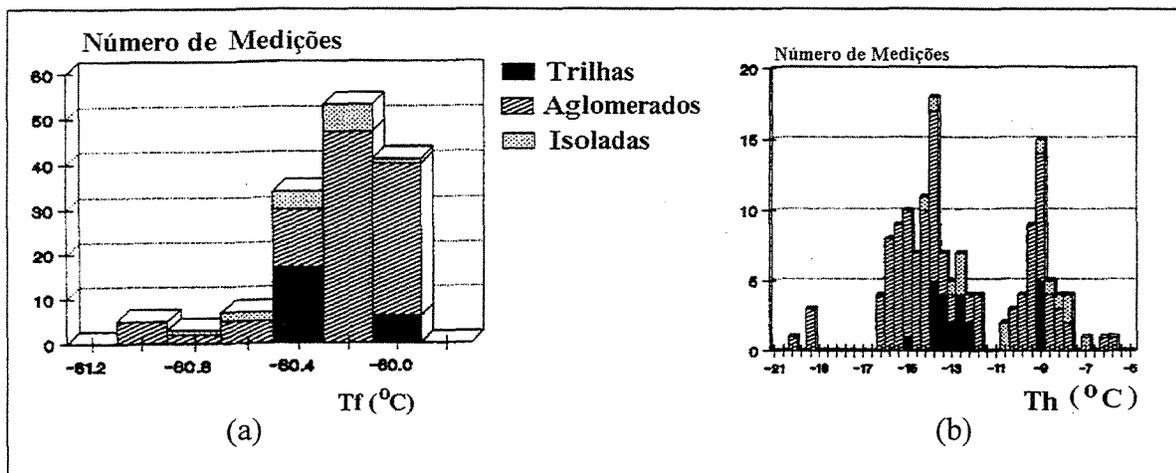


Figura IV.2.8. Histogramas de frequência para Tf e Th (amostra JRN-23b II).

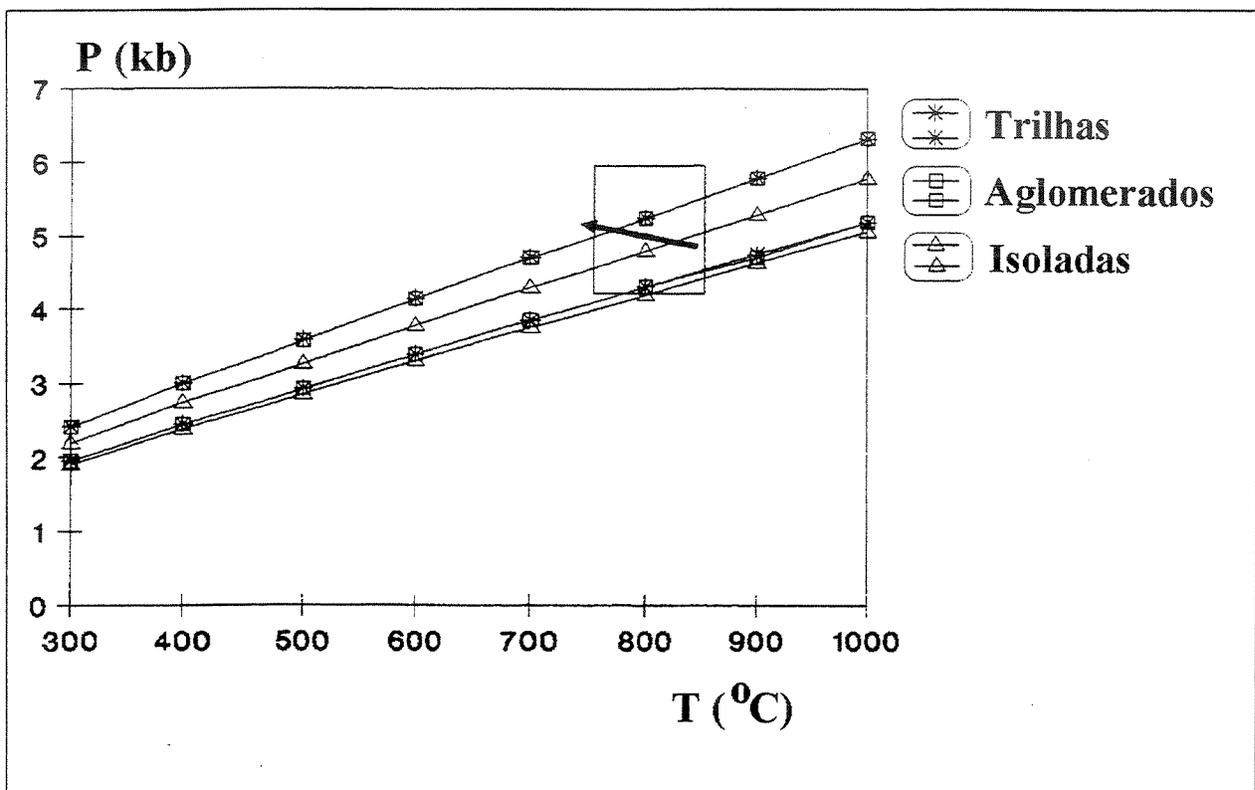


Figura IV.2.9. Isócoras obtidas para as inclusões fluidas da amostra JRN-23b II, aprisionadas principalmente em cristais de plagioclásio.

- . dois granada-biotita gnaisses com texturas blastomiloníticas, associados às fases D₂ (JRN-107b) e D₃ (JRN-127b);
- . um sillimanita-granada-biotita gnaiss milonítico correlacionável à fase D₂ (JRN-161a);
- . um biotita gnaiss ultramilonítico (D₂, JRN-214);
- . um granada-biotita charno-enderbitito gerado por fusão parcial de metassedimentos em fácies granulito durante a fase D₂ (JRN-223).

As amostras de leucogranitóide D₃ (JRN-112b) e de granada-biotita gnaiss D₃ (JRN-161a) apresentaram um número de inclusões muito reduzido e não puderam ser estudadas em detalhe. A Tabela IV.2.4 mostra a classificação das amostras que puderam ser estudadas e sua relação com a deformação brasileira.

Assim como nos ortognaisses, os fluidos encontrados nos metassedimentos do Complexo Juiz de Fora são predominantemente constituídos por CO₂ e as inclusões possuem de 92 a 100% de CO₂, com densidades de CO₂ moderadas a altas, variando de 0,69 a 1,07 g/cm³, conforme será descrito a seguir. Estas inclusões mostram um grau de pureza em CO₂ mais significativo se comparadas com as inclusões fluidas em ortognaisses. Devido ao fato de as temperaturas de fusão obtidas para os metassedimentos possuírem valores muito próximos da temperatura de fusão do CO₂ puro (-56,6°C), as isócoras foram calculadas considerando-se o fluido como sendo constituído essencialmente por CO₂, seguindo proposição de Roeder (1981). Este autor afirma que para efeito de cálculo de isócoras, inclusões fluidas com temperaturas de fusão com até -2,0°C abaixo de -56,6°C podem ser consideradas como inclusões puras em CO₂.

Amostra JRN-107b

Esta amostra ocorre em faixa milonítica próxima ao contato entre metassedimentos e ortognaisses aflorantes a sul do muscovita quartzito (vide Anexo III), onde ocorrem granada biotita gnaisses com lentes félsicas de até 3cm compostas por quartzo, feldspatos e granada, que dão à rocha um bandamento composicional constante, de direção paralela às zonas de cisalhamento geradas durante a fase D₂. Os dados microtermométricos foram obtidos a partir de cristais de granada e em menor escala em plagioclásio e quartzo. A separação dos histogramas por tipos de inclusões não pôde ser feita devido a pequena ocorrência de populações de inclusões em trilhas e isoladas, tendo a maioria dos dados sido obtidos a partir de inclusões fluidas dispostas em aglomerados.

Os histogramas de frequência obtidos para esta amostra são apresentados na Figura IV.2.10, onde pode-se observar um pico de temperaturas de fusão (Tf) em $-57,7^{\circ}\text{C}$ (a) e temperaturas de homogeneização (Th) com dois picos de valores, um em -28°C e o outro em torno de -16°C (b). Os valores utilizados para a obtenção das isócoras, nesta amostra e nas demais (descritas a seguir), são apresentados na Tabela IV.2.5

Visto que as medidas de temperaturas de mudanças de fase para esta amostra foram obtidas a partir de inclusões fluidas hospedadas em cristais de granada pré a sin-D₂, é possível afirmar que estes dados muito provavelmente refletem condições de aprisionamento de fluidos durante o pico metamórfico brasileiro. A alta densidade de fluidos encontrada (variando de 1.07 a 1.00 g/cm³) está representada na Figura IV.2.11 pelas isócoras #1 e #2, respectivamente curvas de densidades máxima e mínima para esta amostra. O campo intermediário entre estas duas curvas intersecta quase que totalmente o campo de pico metamórfico granulítico brasileiro e a intersecção entre estes dois campos no gráfico P-T deve ser considerada como representativa dos intervalos de pressão e temperaturas nos quais tais inclusões foram aprisionadas.

Amostra JRN-223

Rochas de composição charnockítica a charno-enderbítica ocorrem comumente associadas a processos fusão parcial de granada-biotita gnaisses aflorantes a norte da faixa ultramilonítica (Anexo I), conforme descrito no item III.2. Esta amostra foi coletada em uma lente não mapeável destas porções granulíticas, com foliação interna paralela às zonas de cisalhamento associadas à fase de deformação D₂. Mineralogicamente é composta por plagioclásio, biotita, quartzo, K-feldspato, granada, ortoclinopiroxênio, clinopiroxênio e zircão. Os dados foram obtidos a partir de medições feitas em cristais de feldspatos e quartzo. De forma semelhante à amostra descrita acima (JRN-107b), esta amostra apresentou populações de inclusões predominantemente em aglomerados (Fotomicrografia IV.2.1) e seus histogramas também não puderam ser diferenciados por categoria de inclusões.

As temperaturas de fusão e homogeneização estão plotadas também na Figura IV.2.10 e apresentam pico de Tf em $-57,7^{\circ}\text{C}$, com Th variando basicamente entre $-18,5$ e $-16,0^{\circ}\text{C}$. As isócoras máxima e mínima obtidas (dados na tabela IV.2.5) estão representadas na Figura IV.2.14 (curvas #3 e #4, respectivamente) e o campo de densidades para esta amostra também cruza a “caixa” de pico metamórfico. Portanto, o campo de densidades de inclusões aprisionadas durante

Nº da Amostra	Litologia	Fase de Deformação
JRN-107b	Granada-biotita gnaiss	D ₂
JRN-223	Granada-biotita charno-enderbit	D ₂
JRN-127b	Sillimanita-gr-bi gnaiss	D ₃
JRN-186	Biotita leucogranito	D ₄
JRN-214	Biotita gnaiss ultramilonítico	D ₂ (?)

Tabela IV.2.4. Relação entre os litotipos analisados e a deformação brasileira.

Tipo	JRN-107b		JRN-223		JRN-127b		JRN-186				JRN-214					
	aglomerados		aglomerados		aglomerados		trilhas		aglomerados		trilhas		aglomerados		isoladas	
	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín
Tf	-57.7	-57.7	-57.7	-57.7	-58.5	-58.5	-56.7	-56.7	-57.7	-57.7	-58.1	-58.1	-56.9	-56.9	-56.8	-56.8
Th	-28.0	-13.0	-18.5	-16.0	-22.0	-12.0	-9.4	-0.6	-6.0	2.0	12.6	18.2	10.6	20.0	26.6	28.2
d	1,068	0,999	1,025	1,014	1,038	0,994	0,962	0,916	0,980	0,932	0,842	0,793	0,857	0,774	0,685	0,652

Tabela IV.2.5. Valores usados na obtenção das isócoras para amostras de metassedimentos. Tf and Th são respectivamente temperaturas de fusão e homogeneização de CO₂ e d é densidade (g/cm³).

a fase D₂ pode ser entendido como aquele intermediário entre as isócoras #1 e #2, contido no campo de pico metamórfico.

Amostra JRN-127b

Esta rocha é um sillimanita-granada-biotita gnaíse com textura blastomilonítica, constituído por quartzo, plagioclásio, biotita, granada, K-feldspato, sillimanita e muscovita. Ocorre em região próxima ao contato com os ortognaisses do DTJF e possui bandamento composicional com mergulho sub-verticalizado para norte, interpretado como gerado durante a tectônica direcional associada à fase de deformação D₃. As temperaturas de mudanças de fase foram medidas em cristais de quartzo e plagioclásio, em inclusões dispostas em aglomerados e raras isoladas.

Os histogramas confeccionados para esta amostra mostraram um pico de temperaturas de fusão situado em $-58,5^{\circ}\text{C}$ (Figura IV.2.11a), com temperaturas de homogeneização oscilando entre $-22,0^{\circ}\text{C}$ e $-12,0^{\circ}\text{C}$ (Figura IV.2.11b). Estes dados resultam em isócoras de alta densidade, variando de 1,038 a $0,994\text{ g/cm}^3$ (Tabela IV.2.5), apresentadas na Figura IV.2.14 como as curvas #5 e #6. Nesta figura, pode-se observar que o campo de abrangência de densidades associadas à fase D₃, situado entre estas duas curvas, é parcialmente intersectado pelo campo de pico metamórfico, e além disto, este campo superpõe-se ao campo delimitado para a fase D₂, ainda que evidenciando densidades ligeiramente mais baixas.

Amostra JRN-186

Esta amostra foi coletada em pequeno “stock” de biotita leucogranito gerado por fusão parcial de metassedimentos, em zona de cisalhamento desenvolvida durante a fase D₄. Em seção bipolarida apresenta uma alta população de inclusões em aglomerados (Fotomicrografia IV.2.2), entretanto, um grande número de inclusões fluidas dispostas em trilhas (Fotomicrografia IV.2.3) pôde também ser analisada, o que permitiu a confecção de histogramas diferenciados para cada tipo de inclusões. Para as inclusões (Fotomicrografia IV.2.4) isoladas porém, os dados são escassos e foram incluídos no grupos dos aglomerados. As medições foram realizadas principalmente em cristais de feldspatos e algumas foram feitas em quartzo.

Os histogramas de frequência para esta amostra estão apresentados nas Figuras IV.2.12a e IV.2.12b. Na primeira figura, observa-se dois picos diferentes para as temperaturas de fusão de inclusões em trilhas e aglomerados, respectivamente $-56,7^{\circ}\text{C}$ e $-57,7^{\circ}\text{C}$. O outro diagrama aponta

para variações das temperaturas de homogeneização de inclusões em trilhas entre $-6,0$ e $2,0^{\circ}\text{C}$, e para inclusões em aglomerados, entre $-9,4$ e $-0,6^{\circ}\text{C}$.

As isócoras obtidas são representadas na Figura IV.2.14 pelas curvas #7 e #8 para inclusões em aglomerados e #9 e #10 para aquelas em trilhas (dados na Tabela IV.2.5). Estas isócoras, que correspondem às densidades de inclusões aprisionadas durante a fase D_4 , dispõem-se claramente abaixo das isócoras atribuídas à inclusões geradas nas fases D_2 e D_3 , não chegando a cruzar o campo de pico metamórfico.

Além disto, o padrão detectado para as rochas ortognáissicas do DTJF, onde inclusões secundárias apresentam densidades maiores do que as primárias, é invertido nos metassedimentos e o campo de densidades de inclusões em trilhas, localizado entre as curvas #9 e #10, está situado abaixo do campo de inclusões em aglomerados (curvas #7 e #8).

Amostra JRN-214

Foram também analisadas inclusões fluidas do biotita gnaiss ultramilonítico (vide Anexo III), cuja amostra apresenta os minerais quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, K-feldspato, minerais opacos, carbonatos e localmente clorita. Na área estudada esta faixa possui mergulhos médios para norte e está relacionada à evolução das estruturas amendoadas, descritas no item III.3. Entretanto, conforme será discutido neste item, existe a possibilidade de esta faixa ter sido constantemente reativada durante a evolução final do Cinturão Ribeira. Nesta amostra, as inclusões puderam ser individualizadas pelos diferentes tipos e representadas separadamente nos histogramas, tendo sido os dados obtidos a partir de cristais de plagioclásio e quartzo.

Os histogramas de frequência obtidos para esta amostra estão apresentados na Figura IV.2.13 e os dados utilizados na confecção das isócoras estão na Tabela IV.2.5. Destaca-se a existência de dois picos de temperaturas de fusão para inclusões em aglomerados que entretanto não resultam em mudanças drásticas ou coerentes nas temperaturas de homogeneização. A configuração das isócoras no gráfico P-T (Figura IV.2.14) revelou curvas de densidades moderadas a baixas (entre $0,857$ e $0,652 \text{ g/cm}^3$), afastadas de maneira considerável do campo de pico metamórfico.

Apesar de este ultramilonito estar associado a estrutura amendoada gerada nos estágios finais da fase D_2 , conforme descrito no item III.3, os dados de inclusões fluidas sugerem que esta estrutura se manteve ativa durante um período de tempo maior, na medida que não há valores

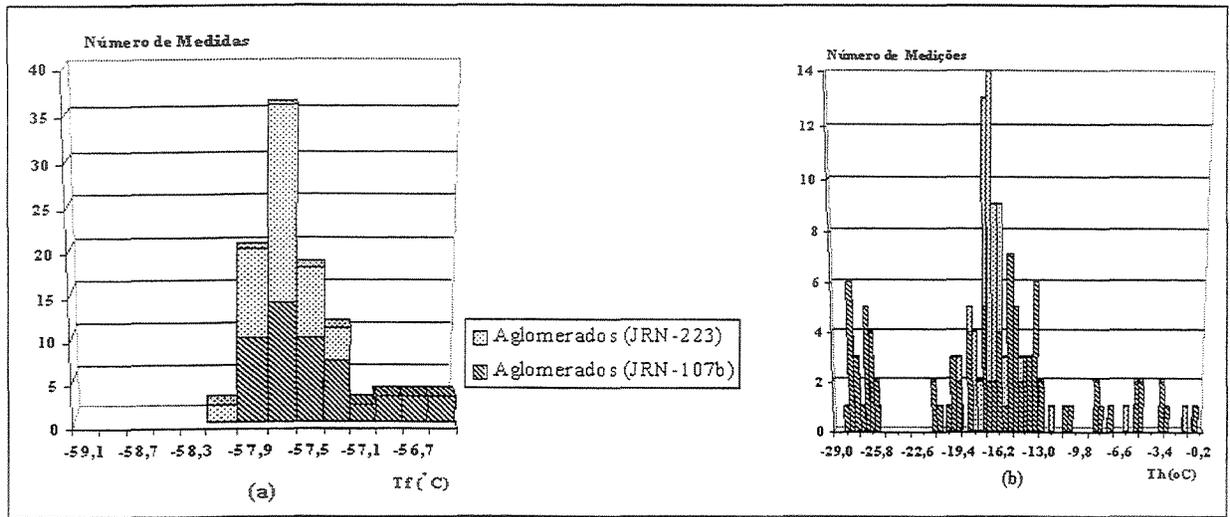


Figura IV.2.10. Histogramas de frequência de temperaturas de fusão (a) e homogeneização (b) de inclusões em aglomerados das amostras JRN-107b e JRN-223, associadas à fase D₂ de deformação.

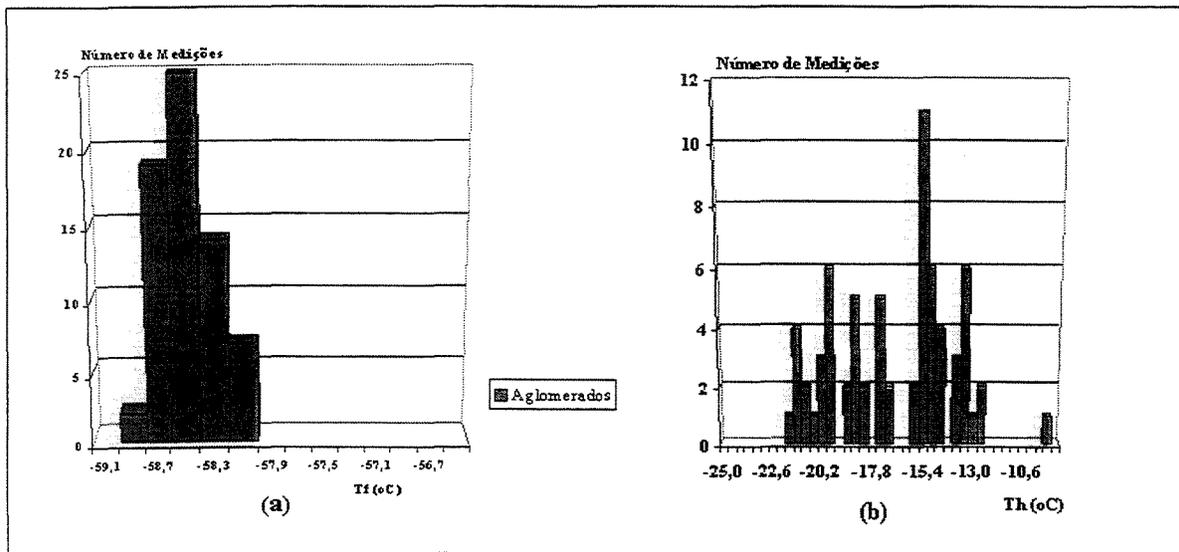


Figura IV.2.11. Temperaturas de fusão (a) e homogeneização (b) de inclusões em aglomerados da amostra JRN-127b, representativa da deformação D₃.

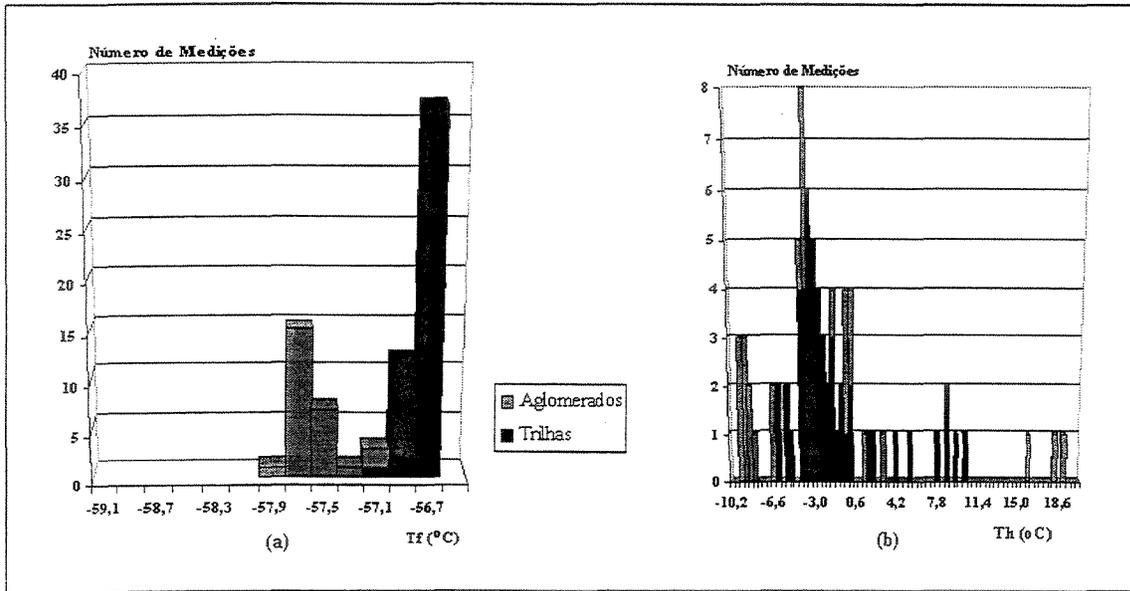


Figura IV.2.12. Diagramas de frequência das temperaturas de fusão (a) e homogeneização (b) de inclusões fluidas diferenciadas por ocorrência em trilhas ou em aglomerados na amostra JRN-186, relacionada a fase D₄.

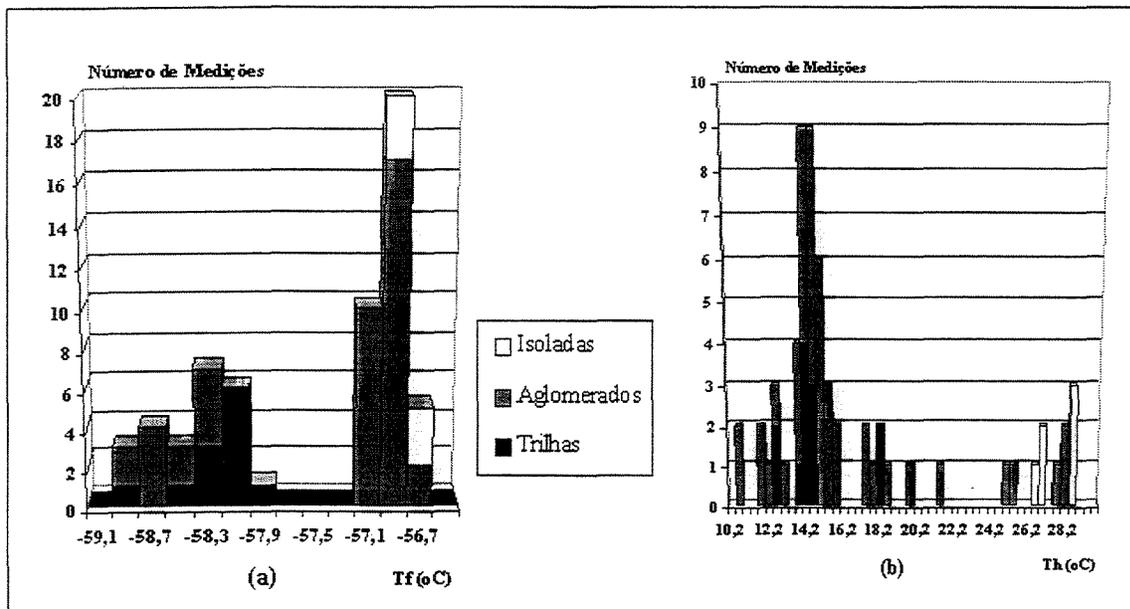


Figura IV.2.13. Histogramas de frequência com distribuição das temperaturas de fusão (a) e homogeneização (b) de inclusões subdivididas em trilhas, aglomerados e isoladas para a amostra JRN-214.

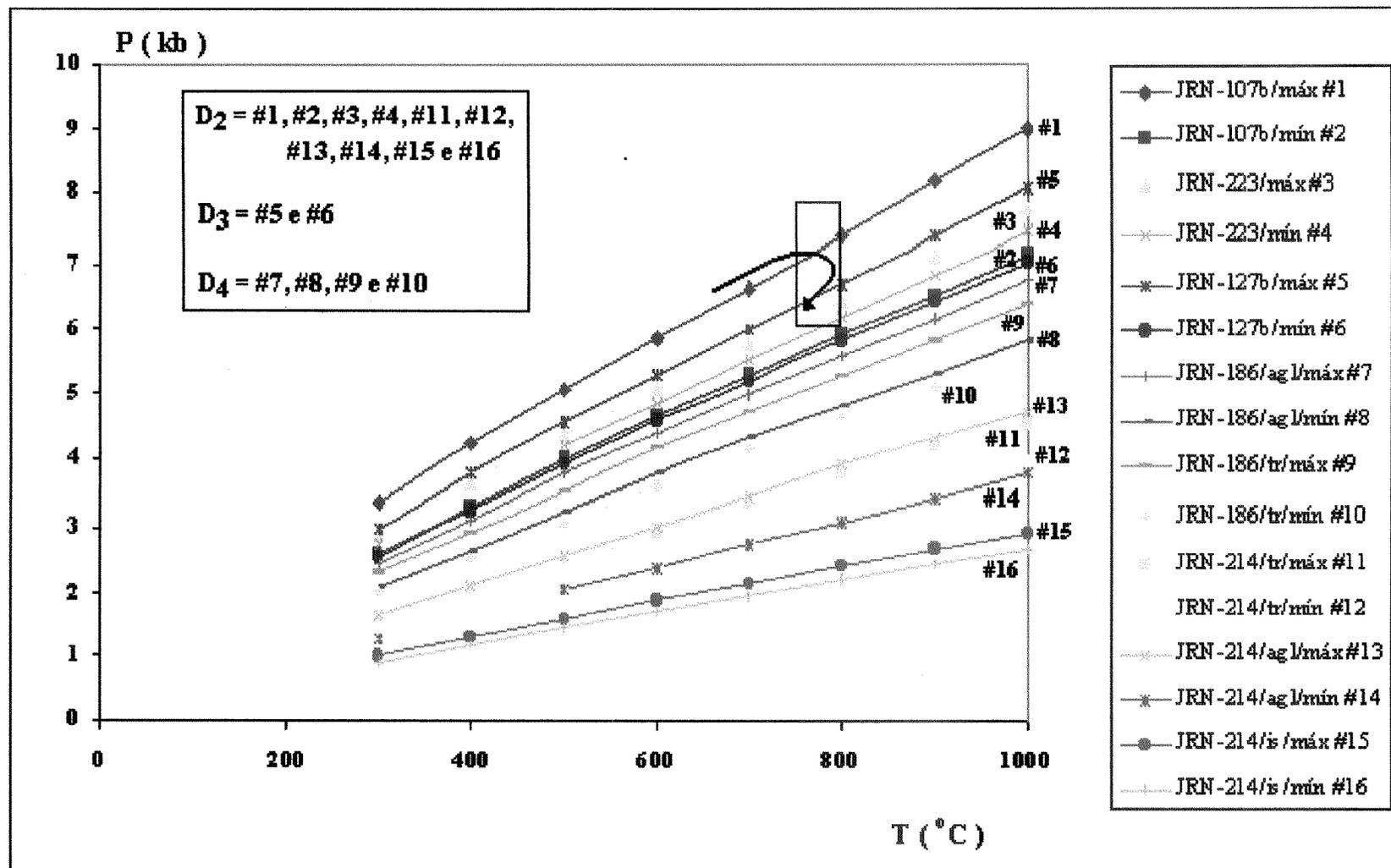
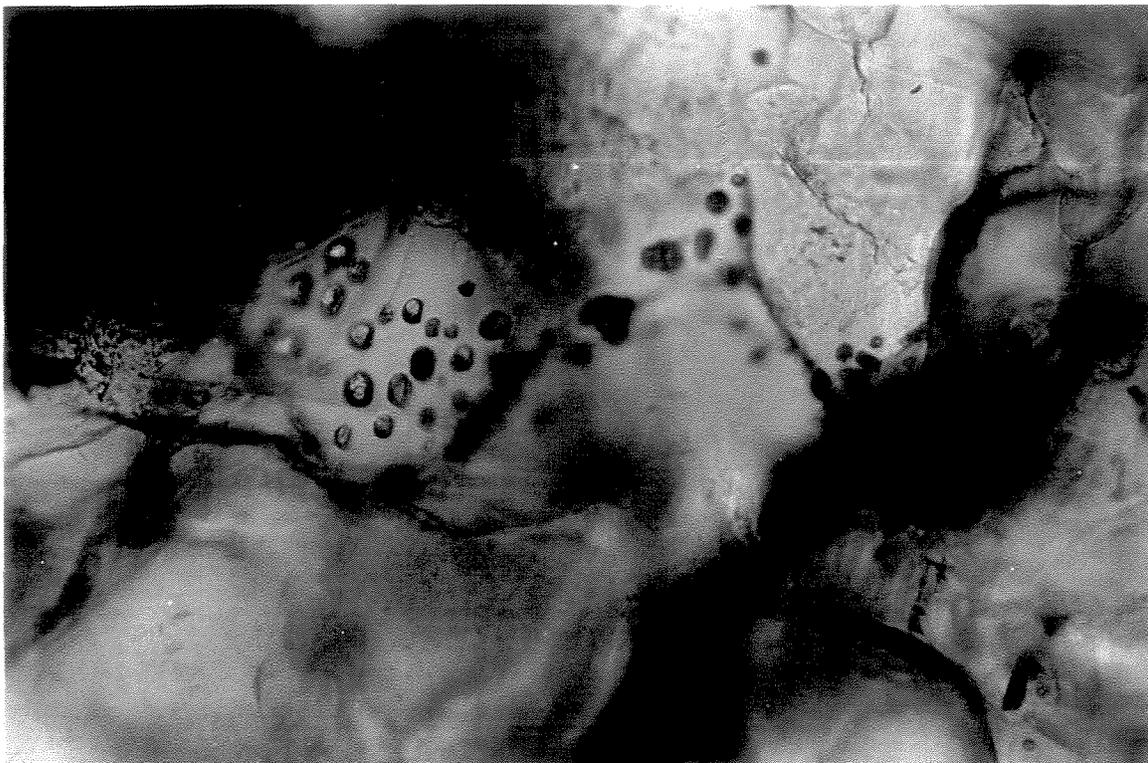
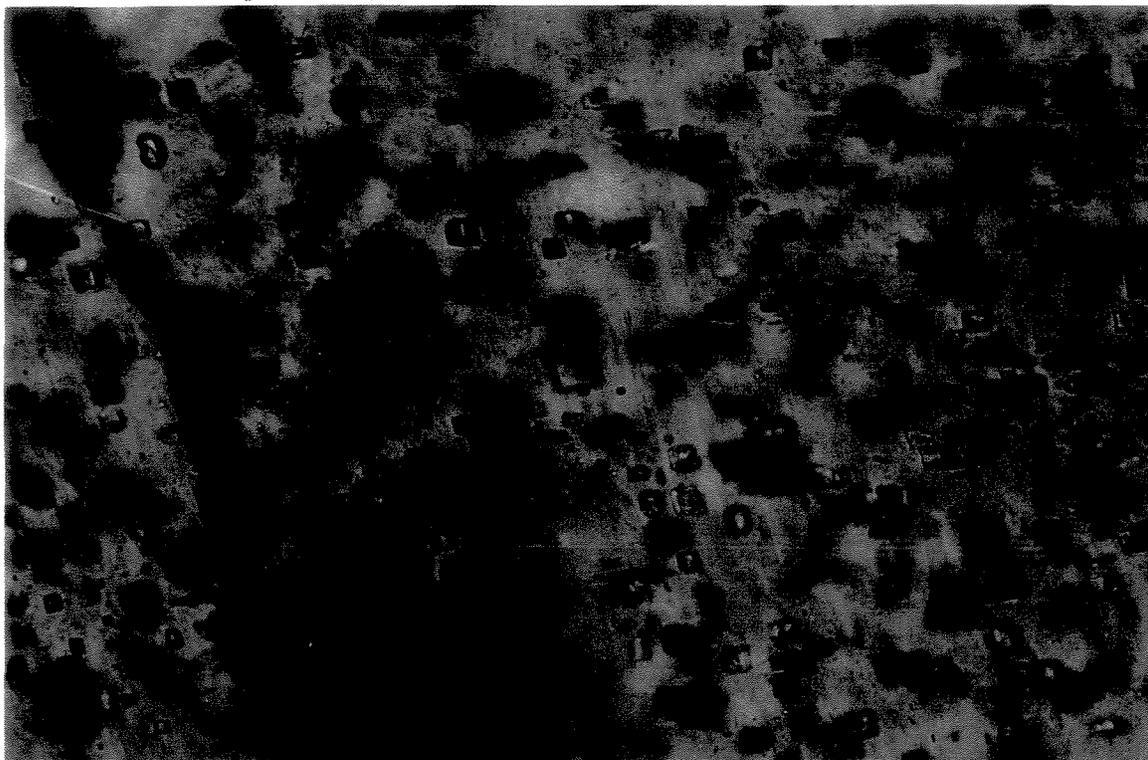


Figura IV.2.14 – Gráfico P-T mostrando o posicionamento das isócoras obtidas para inclusões fluidas da sequência metassedimentar do Domínio Tectônico Juiz de Fora, separadas de acordo com as fases de deformação brasileiras, e também quanto ao tipo de inclusão. O retângulo indica o campo de pico metamórfico granulítico do Evento Brasileiro, e a curva orientada o provável caminho retrometamórfico sofrido (ver discussão no texto). Abreviações: # n, aponta o posicionamento exato de cada isócora; tr, agl e is, representam isócoras obtidas para inclusões em trilhas, aglomerados e isoladas, respectivamente; D₂, D₃, e D₄, as fases deformacionais brasileiras as quais estão associadas as amostras; e junto à sigla JRN o número da amostra estudada.



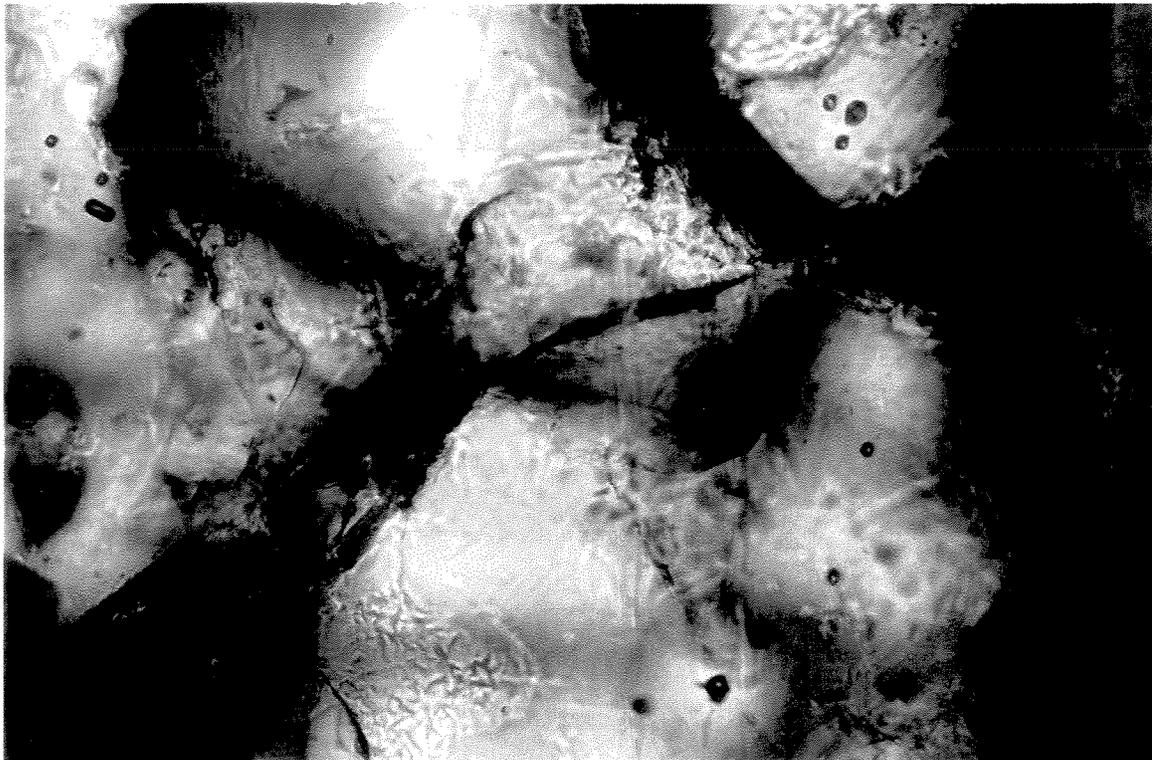
Fotomicrografia IV.2.1. Grupos de inclusões ricas em CO₂, em aglomerados em cristal de quartzo de andesito (amostra JRN-223) associado aos metassedimentos em fácies granulito. Comprimento maior da foto = 35 μ.



Fotomicrografia IV.2.2. Região com alta população de inclusões ricas em CO₂, dispostas em aglomerados, em cristal de K-feldspato de leucogranodiorito (amostra JRN-186), associado à fase D₄. Comprimento maior da foto = 35 μ.



Fotomicrografia IV.2.3. Inclusões em trilhas, ricas em CO₂, em cristal de feldspato, em "stock" leucogranodiorítico (amostra JRN-186). Notar outra direção de trilha no lado direito da foto. Os dados microtermométricos em ambas as direções são semelhantes. Comprimento maior da foto = 70 μ.



Fotomicrografia IV.2.4. Região de inclusões de CO₂ isoladas, em cristal de quartzo no mesmo leucogranodiorito da fotomicrografia anterior (JRN-186). Comprimento maior da foto = 35 μ.

coerentes com aqueles de pico metamórfico. A forte recristalização imposta não permitiu que inclusões geradas durante este pico fossem preservadas.

Em relação à cronologia relativa destas inclusões pode-se dizer que as inclusões em aglomerados possuem densidades relativamente maiores do que em trilhas, porém as inclusões isoladas possuem as densidades mais baixas. O pequeno número de inclusões isoladas observadas aliado ao intenso processo de recristalização sofrido não permite a elaboração de considerações muito confiáveis.

IV.2.4 – Discussão dos Resultados e Conclusões

As temperaturas de fusão quando confrontadas com as temperaturas de homogeneização em uma determinada amostra, evidenciam um comportamento onde para a mesma temperatura de fusão (mesma composição) ocorrem diferentes temperaturas de homogeneização. Isto mostra que os valores de temperaturas de homogeneização (densidade) não variam em função da composição, sendo esta variação, quando ocorre, provavelmente devido a processos posteriores ao pico metamórfico granulítico. Não necessariamente, as inclusões com menores temperaturas de homogeneização (maiores densidades) são de pico metamórfico, mas provavelmente representam inclusões formadas mais próximas do pico.

As inclusões estudadas se mostraram típicas de fácies granulito, possuindo de 81 a 93 % de CO₂, com densidades moderadas, variando entre 0,79 e 0,94 g/cm³, para as rochas do embasamento; e 92 a 100% de CO₂, e densidades moderadas a altas, oscilando entre 0,916 e 1,068 g/cm³ para a porção metassedimentar do DTJF. Exceção deve ser feita à amostra de ultramilonito (JRN-214) que apresenta mineralogia compatível com metamorfismo de fácies xisto-verde a anfíbolito e gerou inclusões de baixa densidade possivelmente em condições de temperatura em torno de 450°C.

De um modo geral, os estudos de inclusões fluidas associadas às litologias pertencentes ao Grupo Andrelândia, demonstraram que inclusões nestas rochas possuem densidades mais elevadas e composições químicas mais ricas em CO₂, em comparação com os granulitos ortoderivados do DTJF.

Os gráficos das Figuras IV.2.2, IV.2.3, IV.2.5, IV.2.7 e IV.2.9 representam a configuração das isócoras de inclusões em ortogranulitos plotadas no campo P-T. Observa-se que as isócoras correspondentes às menores e maiores densidades geralmente intersectam o retângulo que

representa o provável pico metamórfico para as rochas do embasamento. Os intervalos de valores de pressão e temperatura estão respectivamente entre 4 a 6 Kb e 750 e 850 °C, para granulitos do embasamento, conforme descrito no ítem IV.1.

As setas plotadas nos gráficos das figuras citadas acima, representam uma estimativa da direção provável do caminho retrometamórfico sofrido ou um segmento deste caminho. Esta determinação foi feita com base na cronologia das inclusões estudadas, onde as últimas inclusões formadas (trilhas) apresentam sistematicamente densidades maiores. Harley (1989), através de compilação do caminho retrmetamórfico de vários terrenos granulíticos do mundo, estipulou os caminhos P-T mais comuns para as rochas granulíticas. Dentre os dois caminhos retrometamórficos obtidos com esta compilação, o caminho de sentido anti-horário, com resfriamento aproximadamente isobárico, é o que parece ser aplicável às inclusões estudadas neste trabalho.

Entretanto, para as rochas metassedimentares do DTJF, a Figura IV.2.14 mostra que somente as inclusões fluidas associadas às fases D₂ e D₃ cortam o campo de pico metamórfico brasileiro, estabelecido entre 6 e 8 kb e 750 e 800°C, conforme descrito no ítem IV.1.

A curva orientada desta figura representa o provável caminho P-T-t sofrido, e foi definida com base no padrão de diminuição progressiva das densidades das inclusões (indo desde as amostras associadas à fase D₂ até a fase D₄), aliado também ao fato de inclusões em aglomerados apresentarem densidades maiores do que aquelas em trilhas. Estes fatos apontam para uma diminuição de pressão mais significativa do que a diminuição de temperatura após o pico metamórfico, configurando uma situação de decompressão aproximadamente isotérmica, com um caminho P-T-t horário.

A divisão entre granulitos de resfriamento isobárico, tipo IBC ("isobaric cooling"), e de decompressão isotérmica, tipo ITD ("isothermal decompression"), é largamente usada para terrenos granulíticos a partir do trabalho de Harley (1989). Bohlen (1991) propõe que o caminho do tipo IBC em granulitos seja causado por "underplating" magmático abaixo de uma crosta continental existente, com intrusão e cristalização de substanciais volumes de materiais ígneos dentro da crosta. Um ambiente de arco magmático continental foi proposto como sendo um provável regime tectônico no qual tais processos poderiam ocorrer; porém "hot spots" ou ambientes de "rifts" incipientes (Sandiford & Powell, 1986) em certas circunstâncias podem também levar a caminhos anti-horários do tipo IBC. Segundo Harley (1989), granulitos ITD são

formados em crosta espessada por colisão, com adições magmáticas como uma importante fonte de calor.

Este tema é considerado de grande importância na avaliação do contexto evolutivo de terrenos granulíticos e será abordado mais detalhadamente no Capítulo VI, referente à evolução geotectônica. O próximo item com os estudos de litogeoquímica pretende estabelecer um confronto com os resultados obtidos com esta análise de inclusões fluidas de forma a enriquecer o debate sobre a evolução geotectônica atribuída a estas rochas.

Capítulo V

LITOGEOQUÍMICA

O objetivo principal do estudo geoquímico é comparar os biotita-hornblenda ortognaisses que ocorrem ao norte da área na Sequência Gnáissica I (ítem III.1.1), com aqueles ortognaisses considerados inicialmente como típicos do Complexo Mantiqueira e associados na área à Sequência Gnáissica II (ítem III.1.2). Este enfoque se deve em parte à grande semelhança entre estes litotipos observada durante os trabalhos de campo, mas também visa gerar informações a respeito dos processos magmáticos ocorridos nestas rochas, tidas como de idades pré-brasilianas. Além disto, foram selecionadas para termos de comparação rochas graníticas e granodioríticas destas duas unidades litológicas com o intuito de detectar possíveis processos de evolução de magmas, visto que estes termos mais ácidos, sobretudo granitos róseos, apresentam evidências (ítem III.1.3.3 e Fotografia III.11) de terem sido gerados durante a evolução do Ett Brasileiro. Numa segunda etapa deste estudo foram analisadas as rochas máficas aflorantes nestas sequências e descritas nos ítems III.1.1.3, III.1.5, III.1.6 e III.1.2.3, objetivando observar o comportamento geoquímico dos termos mais básicos destas sequências gnáissicas. Também foram selecionadas algumas amostras de enderbitos destas sequências e do DTJF para comparação e detecção de possíveis semelhanças ou relações com os gnaisses tonalíticos.

Conforme demonstrado anteriormente, os gnaisses destas sequências ocorrem bandados, de modo geral centimetricamente, com bandas compostas predominantemente por tonalitos félsicos intercalados a bandas máficas ricas em plagioclásio e hornblenda. Muitas vezes ocorrem também lentes ou bandas de gnaisses granodioríticos, graníticos e ainda veios tonalíticos e graníticos. O objetivo inicial na amostragem foi analisar estas diversas bandas separadamente. Entretanto, na prática observou-se que muitas vezes este bandamento se apresenta extremamente irregular, contendo ainda lentes milimétricas de composições variadas (quartzosas, graníticas, etc.). Esta constatação, feita através das descrições petrográficas, dificultou os procedimentos de seleção das amostras, na medida que necessitou da execução de um trabalho acurado de verificação do comportamento espacial destas bandas, em um universo inicial de 120 amostras, através de microscópio ótico, lupa binocular e lupa de mão. Paralelamente ao processo de seleção também foi feito um controle petrográfico das amostras e uma avaliação da adequação destas para fins de análise

química. Desta forma, a amostragem realizada procurou reproduzir com a maior fidelidade possível o espectro composicional das rochas mapeadas e petrograficamente classificadas, de maneira a reduzir o efeito da intensa intercalação litológica detectada.

Foram selecionadas 64 amostras de diferentes litotipos distribuídos nas duas unidades litológicas supracitadas. A tabela V.1 abaixo apresenta a distribuição destas amostras em cada unidade, e no Anexo V é apresentada uma tabela com os teores de elementos maiores, traços e de terras raras das amostras analisadas.

<i>Litotipo</i>	Sequência Gnáissica I	Sequência Gnáissica II
Gnaiss tonalítico ¹	8	12
Gnaiss tonalítico mesocrático	-	3
Leucogranito	1	4
Granito róseo	2	5
Gnaiss granodiorítico	-	2
Veio trondhjemítico	1	1
Enderbito ²	4	-
Granada metaleucogabro ³	4	-
Granada metagabro ³	3	-
Olivina gabro	1	-
Anfibolito / granulito máfico	5	6
Total	29	33

Tabela V.1 - Litotipos selecionados para análise geoquímica confrontados com suas respectivas unidades litológicas. (¹ e ² adicionar uma amostra deste litotipo coletada no DTJF; ³ amostras da associação Máfico-Félsica).

V.3.1 – Métodos Analíticos

Para a obtenção das análises químicas foram feitos os procedimentos de preparação prévia de amostras que consistiu das etapas de britagem, quarteamento e moagem (< 150 mesh) dos 64 litotipos selecionados. Em seguida foram confeccionadas as pastilhas de vidro e prensadas, a partir das quais foram analisados os conteúdos de elementos maiores, alguns elementos traços e elementos de terras raras.

Os dados de elementos maiores e dos traços Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn e Zr foram obtidos através de análise por espectrometria de fluorescência de raios-X, no Laboratório Geoquímico do Setor de Laboratórios Analíticos do IG/UNICAMP. Os elementos de terras raras e mais alguns elementos traços (Co, Sc, Cs, Ba, Ta, Hf, , Th e U) foram analisados por INAA (Análise Instrumental por Ativação Neutrônica) no IPEN (Instituto de Pesquisas de Energia Nuclear) - USP, através de convênio.

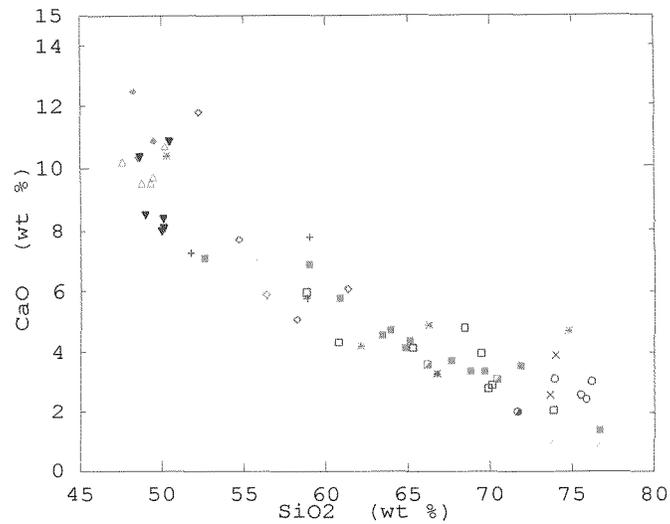
Para a realização de diagramas de distribuição de elementos de terras raras, as concentrações destes elementos foram normalizadas pelos valores de referência condríticos relacionados em Evensen et al. (1978) e expressos em escala logarítmica. Os diagramas multi-elementos tiveram seus conteúdos normalizados para as concentrações de manto primitivo apresentadas em Wood et al. (1979).

V.3.2 – Discussão dos Resultados

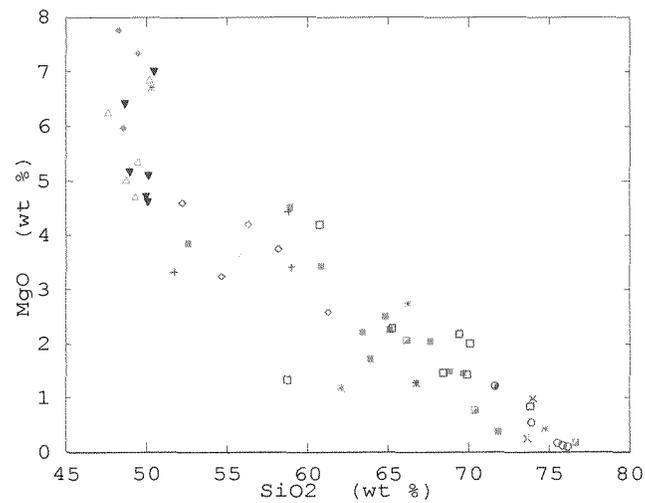
O tratamento dos dados de elementos maiores revelou nos diagramas de Harker (Figuras V.1 a V.4), como era de se esperar, a existência de trends bem definidos mostrando empobrecimento, para rochas de composição intermediária a félsica, dos óxidos CaO, MgO, TiO₂, e Fe_{total} com o aumento do teor de SiO₂. O óxido TiO₂ apresenta um *trend* de empobrecimento bem definido, entretanto, em rochas máficas possui um padrão de variação mais disperso (Figura V.2b). O reflexo disto na composição modal é o aparecimento de ilmenita e titanita (em quantidades variáveis) nestas rochas.

As Figuras V.1 e V.2 mostram uma disposição negativa nos trends gerais para os quatro óxidos citados, tendo as rochas máficas apresentado uma variação considerável nestes elementos. Além disto, a Figura V.4b mostra que os granada metagabros e os anfibolitos caem em um campo bem definido. Isto sugere que possa haver alguma relação evolutiva entre as rochas máficas, sendo os metagabros os prováveis membros mais primitivos desta série, apresentando também os maiores teores de Ca e Mg.

A Figura V.3a mostra uma ligeira diminuição nos teores de alumínio nas rochas máficas. Com relação aos álcalis, os conteúdos de K₂O não são muito variados (Figura V.3b e Figura V.3c). Contudo, pode-se observar que granitos róseos, assim como alguns gnaisses tonalíticos e leucogranitos apresentam teores mais elevados. O fato dos granitos róseos muitas vezes estarem claramente relacionados à zonas de cisalhamento brasileiras (p. ex., Fotografia III.11), onde fica



(a)



(b)

LEGENDA:

- Gnaiss Tonalítico / Sequência Gnáissica I (SG-I)
- Gnaiss Tonalítico / Sequência Gnáissica II (SG-II)
- × Trondhjemito (DTAND)
- Granito Róseo (SG-I)
- Granito Róseo (SG-II)
- Leucogranito (SG-I)
- Leucogranito (SG-II)
- * Enderbita (DTJF)
- * Enderbita (SG-I)
- Gnaiss Granodiorítico (SG-II)
- Gnaiss Tonalítico (DTJF)
- ◇ Granada Metaleucogabro (SG-I)
- ◆ Granada Metagabro (SG-I)
- + Gnaiss Mesocrático (DTAND)
- △ Anfibolito / Granulito Máfico (SG-I)
- ▼ Anfibolito / Granulito Máfico (SG-II)
- ◇ Olivina Gabro (SG-I)

Figura V.1. Diagramas de Harker com distribuição dos óxidos CaO e MgO em relação à sílica. A legenda desta figura é a mesma para as demais, exceto para os "spidergramas" e diagramas de ETR, que possuem legendas próprias.

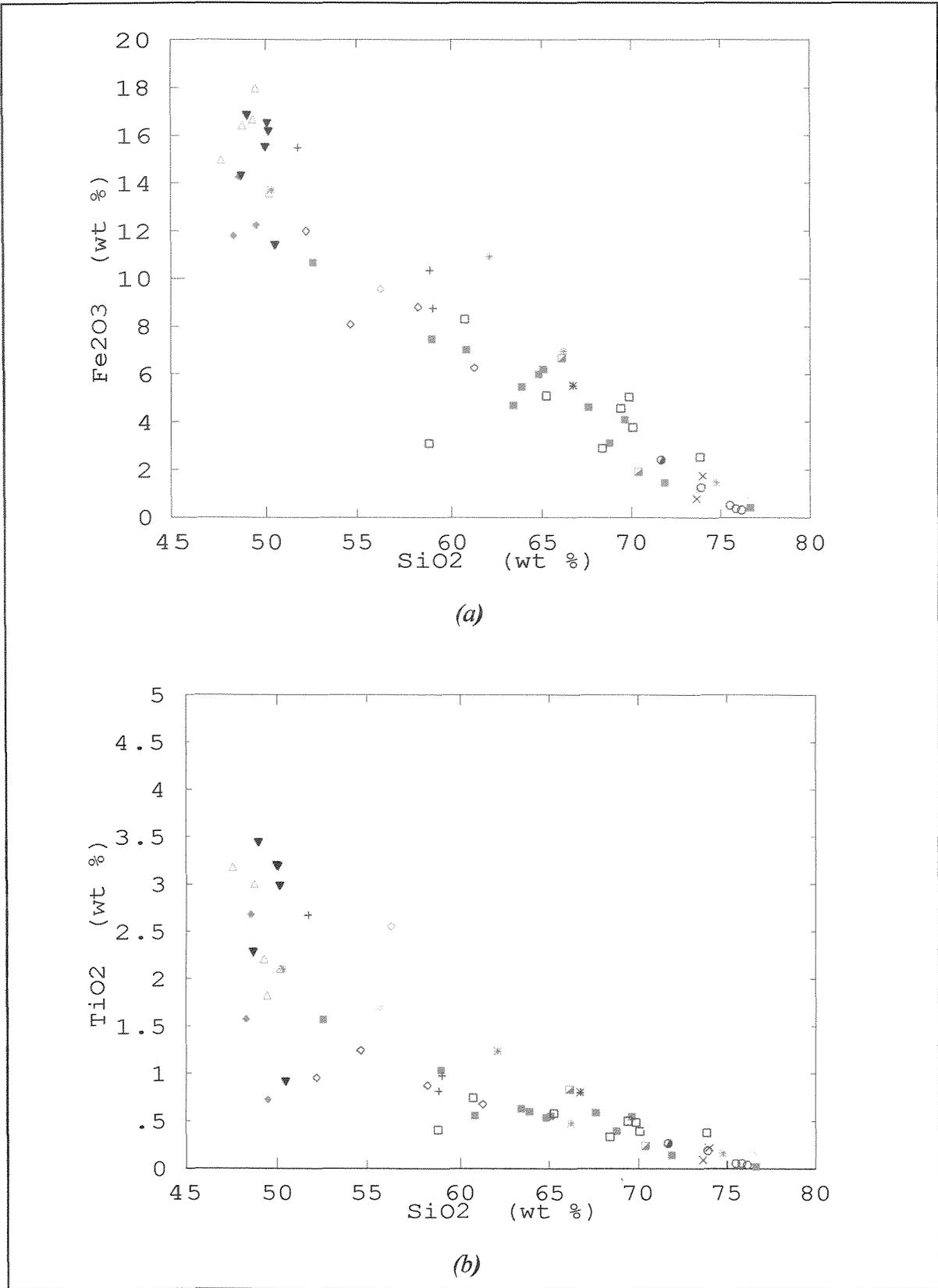


Figura V.2. Gráficos de variação dos teores de Fe_{total} e TiO_2 contra sílica.

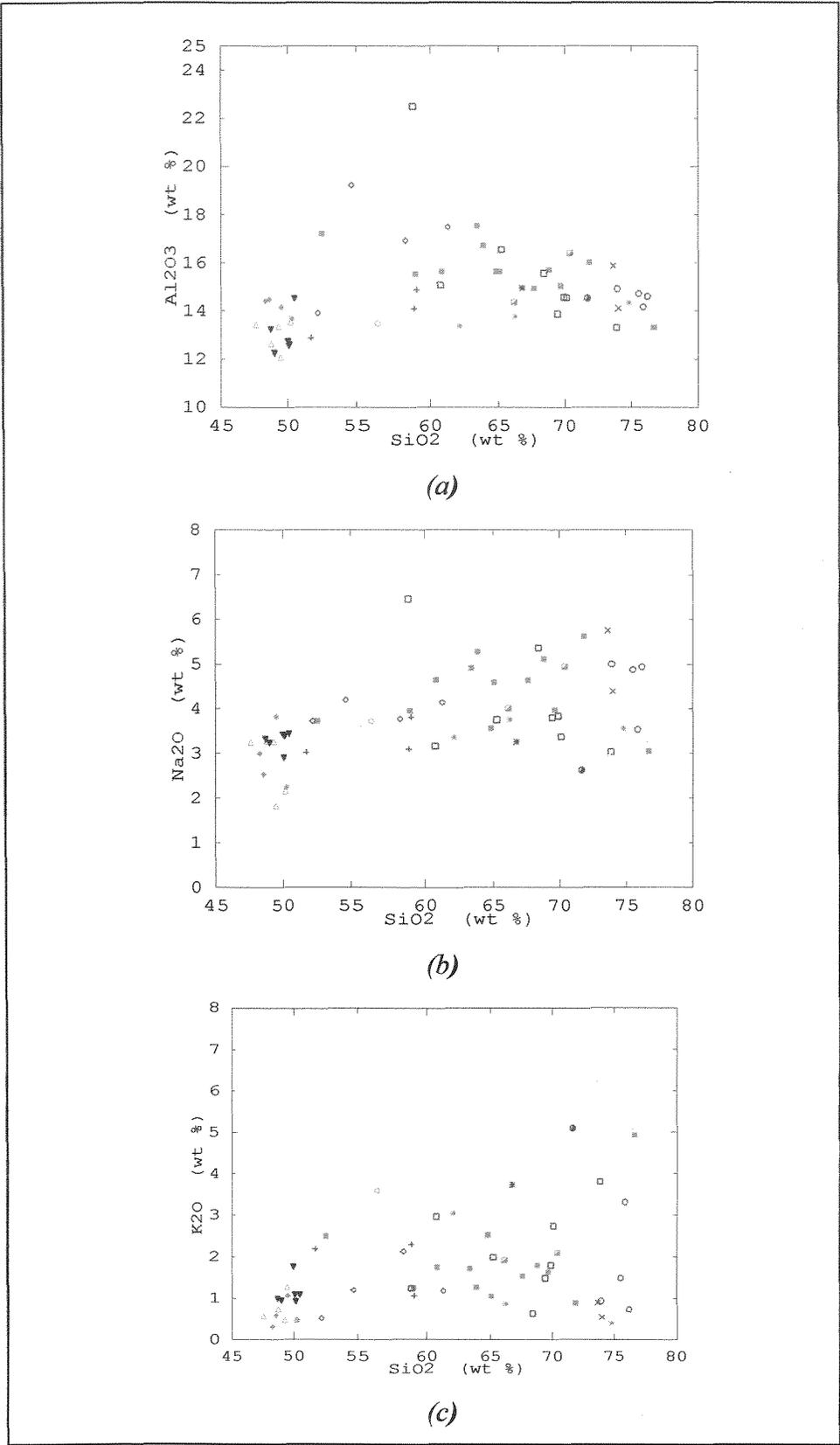


Figura V.3. Diagramas de Harker para alumina e álcalis.

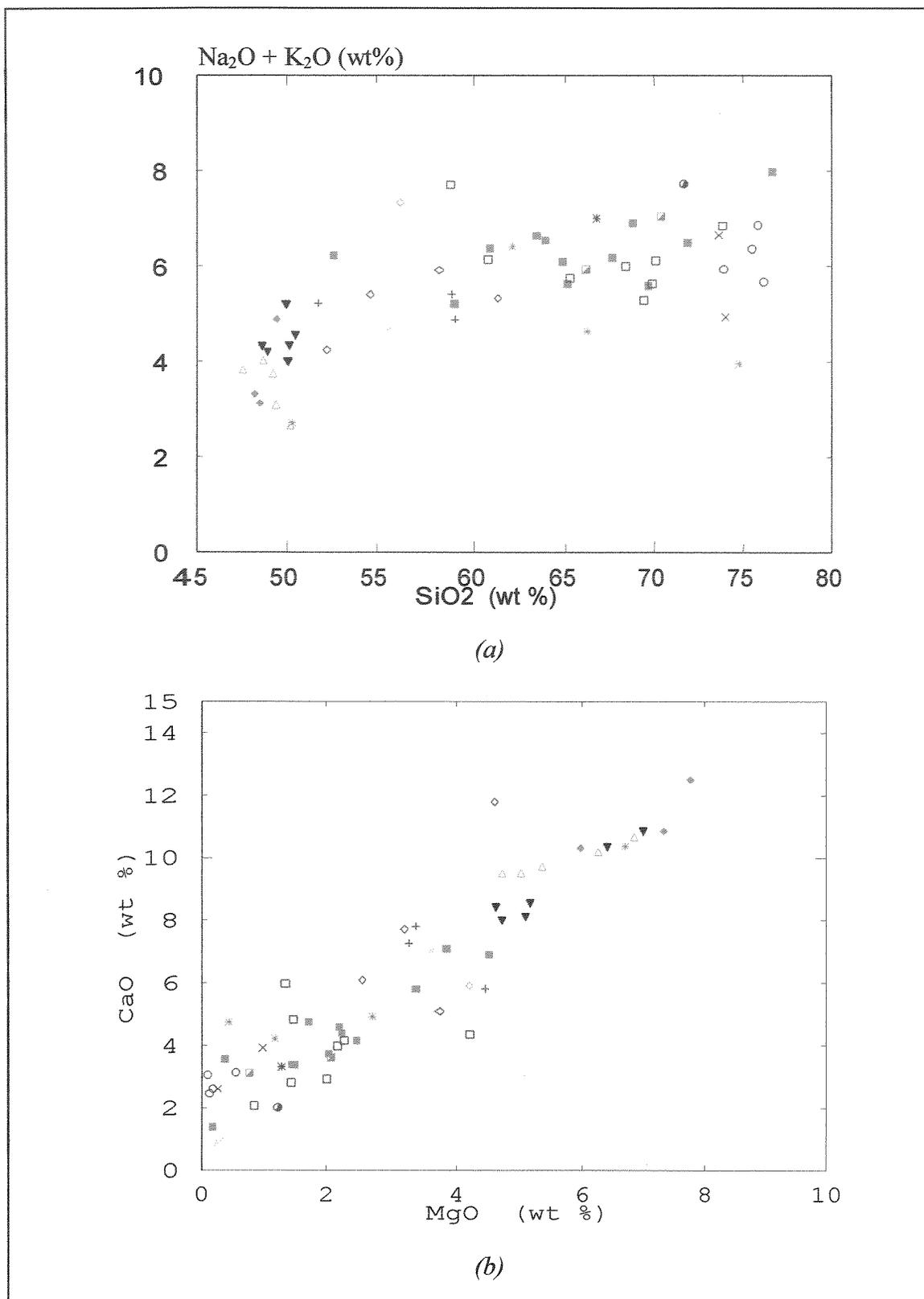


Figura V.4. Diagrama bivalente de álcalis contra sílica (a) e para os óxidos CaO e MgO (b).

evidente, através da análise petrográfica, ter havido um maior aporte de fluidos ricos em K, além da presença de grãos de quartzo estirados, sugere que estes granitos com tendência mais alcalina tenham sido gerados durante o Ett Brasileiro.

Nota-se também uma redução nos conteúdos de álcalis, além da alumina nas rochas máficas (Figuras V.3a e V.4a). De uma maneira geral, com exceção dos álcalis e alumina, pode-se afirmar que não há uma propensão de dispersão de valores nos gnaisses tonalíticos das Sequências Gnáissicas I e II.

Os baixos conteúdos de K em contraste com elevados teores de Na nas análises dos veios tonalíticos descritos no item III.1.3.1 indicam que estes se aproximam da família dos trondhjemitos e portanto, possivelmente também possuem relação genética com as rochas do Complexo Mantiqueira, reconhecida como uma suíte TTG (Figueiredo & Teixeira, 1991).

O diagrama de classificação de Middlemost (1985) (Figura V.5) indica a possibilidade de que a formação das rochas de composição intermediária se deu através da diferenciação de dioritos e tonalitos que evoluíram subsequentemente para o campo dos granodioritos e granitos. O mesmo padrão é observado no diagrama triangular QAP de Streckeisen (1973), onde foram plotados os conteúdos normativos das rochas de composição ácida a intermediária (Figura V.6). É possível que os processos atuantes para tal evolução sejam o resultado de remobilização de litologias existentes por fusão parcial heterogênea.

Comparando-se a Figura V.3b e a subdivisão feita por Rollinson (1993), a partir do diagrama $K_2O \times SiO_2$, para as séries shoshonítica, cálcio-alcalina de alto-K, cálcio-alcalina e toleítica (Figura V.7), constata-se que as rochas analisadas podem ser incluídas em grande parte na série cálcio-alcalina, com algumas amostras plotando também nos campos da série de toleítica e cálcio-alcalina de alto-K. Contudo, o grande mobilidade e aporte de K, mencionada acima, durante o Ett Brasileiro, possivelmente alterou, pelo menos em parte, os conteúdos iniciais deste elemento.

O diagrama ternário de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.8), discriminante de trends cálcio alcalinos e toleíticos, apresenta um trend fortemente alinhado de rochas ácidas a intermediárias no campo cálcio-alcalino. Entretanto, a grande maioria das rochas máficas, incluindo alguns granulitos, um gnaisse tonalítico mesocrático e um metaleucogabro, plotam no campo toleítico, apontando para a existência de pelo menos duas suítes magmáticas. O gráfico de Jensen (1976), para rochas vulcânicas, apresenta a mesma tendência com plotagens nos campos da série cálcio-alcalina e toleítica (Figura V.9). Este diagrama mostra que as rochas que pertencem à série toleítica variam de

composição andesítica a toleítica de alto-Fe e alto-Mg. Apesar do fato de este gráfico ser utilizado apenas para rochas vulcânicas que tenham sofrido leve perda de álcalis por metassomatismo, é interessante notar que praticamente as mesmas amostras recaem nos campos cálcio-alcálico e toleítico em ambos os diagramas (Figuras V.8 e V.9).

Tendo em vista estas incertezas com relação às séries magmáticas, foram feitos os diagramas bivariantes com MgO no eixo x, com o objetivo de confirmar a existência destas diferentes séries. Estes diagramas de variação (Figuras V.10a a V.10g) revelaram a existência de trends segmentados para TiO₂, Fe_{total} e Mn, quando observadas separadamente as amostras que caem nos campos toleítico e cálcio-alcálico das Figuras V.8 e V.9. Estes óxidos apresentam, para as rochas da associação toleítica, correlação negativa com o MgO acima de 4% MgO e positiva abaixo deste valor, indicando uma inflexão do trend composicional dos elementos supracitados. Por outro lado, o óxido CaO apresenta correlação negativa para toda a gama de conteúdos de MgO.

Estes dados podem ser interpretados como indicativos de perda de uma ou mais fases minerais ricas em Ti, Fe e Mn, durante processos de fusão parcial ou diferenciação, de rochas da suíte toleítica, e ainda remoção contínua de CaO e MgO do líquido por cristalização de plagioclásio e clinopiroxênio.

Com relação ao comportamento geoquímico dos elementos traços, as Figuras V.11 a V.13, com plotes de sílica contra elementos litófilos de grande raio iônico (LILE – “*large ion lithophile elements*”), elementos HFS (“*high field strength elements*”) e elementos de transição, mostram a mesma tendência de agrupamento em diferentes trends para rochas das suítes cálcio-alcálicas e toleíticas. Nestes diagramas destacam-se, além da existência de alguns trends segmentados conforme mostrado na Figura V.10, uma grande variação nos teores de V, Ni, Cr e Zr nas rochas da série toleítica, e uma grande dispersão nos valores de Sr para rochas da série cálcio-alcálica. Estes dados podem indicar uma certa heterogeneidade na fonte geradora de rochas da sequência toleítica, ou ainda a existência de mais de uma fonte, possivelmente associada a ocorrência de rochas máficas com diferentes idades.

Em diagramas também binários plotados no entanto com MgO no eixo x (Figuras V.14a a V.14l), alguns elementos traços confirmam a existência de dois diferentes trends magmáticos para os elementos V, Y, Yb, Lu e Nb. Nestes agrupamentos, as rochas da suíte cálcio-alcálica apresentam correlação positiva destes elementos HFS com o MgO, enquanto que rochas da suíte toleítica

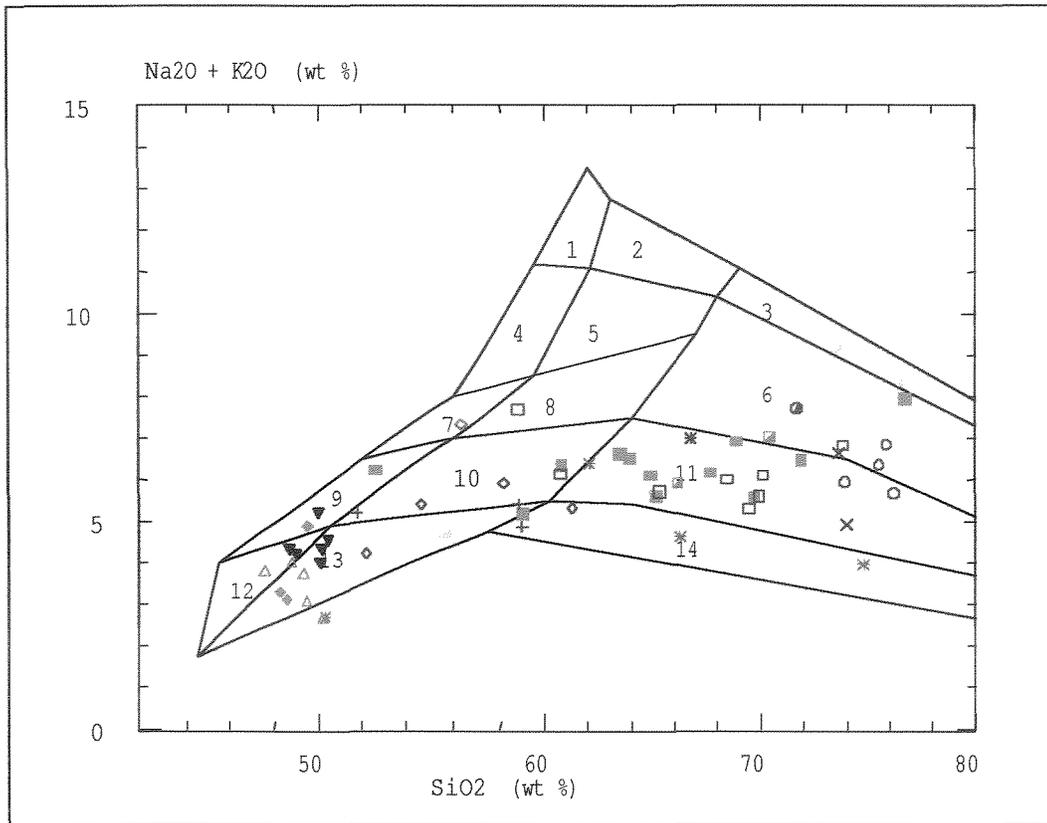


Figura V.5. Diagrama de Middlemost (1985) confrontando os teores de álcalis e o gráfico QAP de Streckeisen (1973).

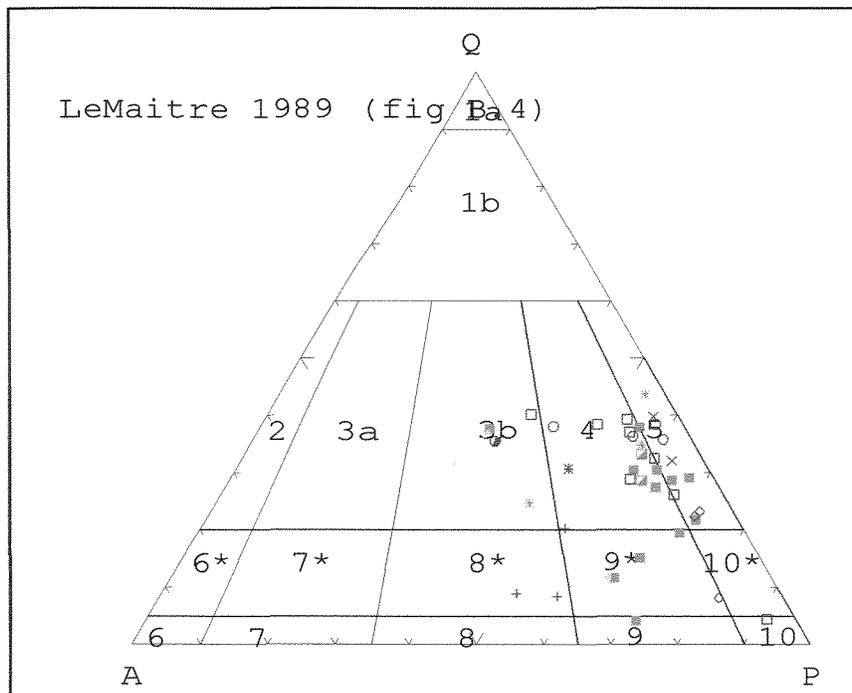


Figura V.6. Diagrama QAP de Streckeisen com a plotagem dos conteúdos normativos das rochas intermediárias a ácidas.

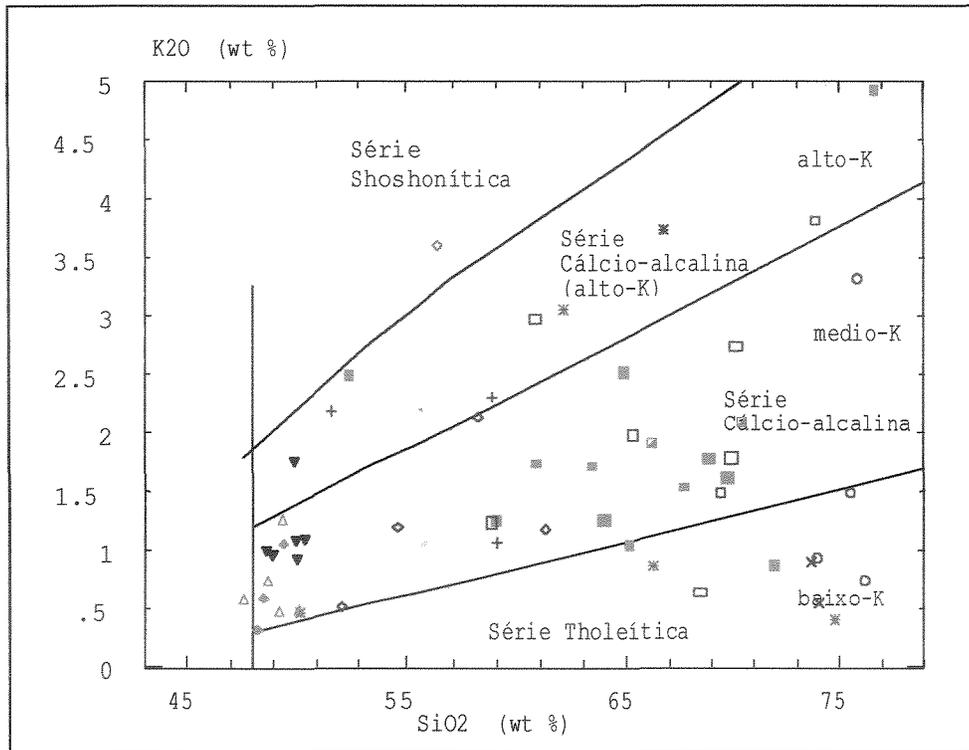


Figura V.7. Classificação de rochas em séries, utilizando o diagrama $K_2O \times SiO_2$, compilado por Rollinson (1993), a partir de Le Maitre et al. (1989) e Rickwood (1989).

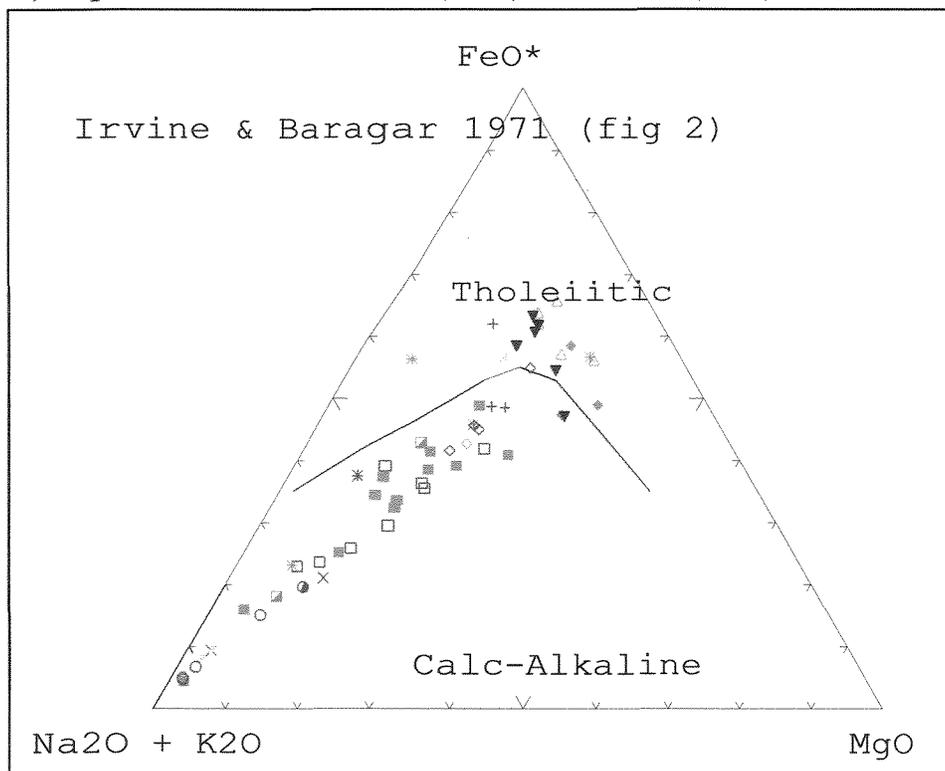


Figura V.8. Diagrama triangular de Irvine & Baragar (1971) mostrando o limite entre os campos cálcio-alcálico e toleítico.

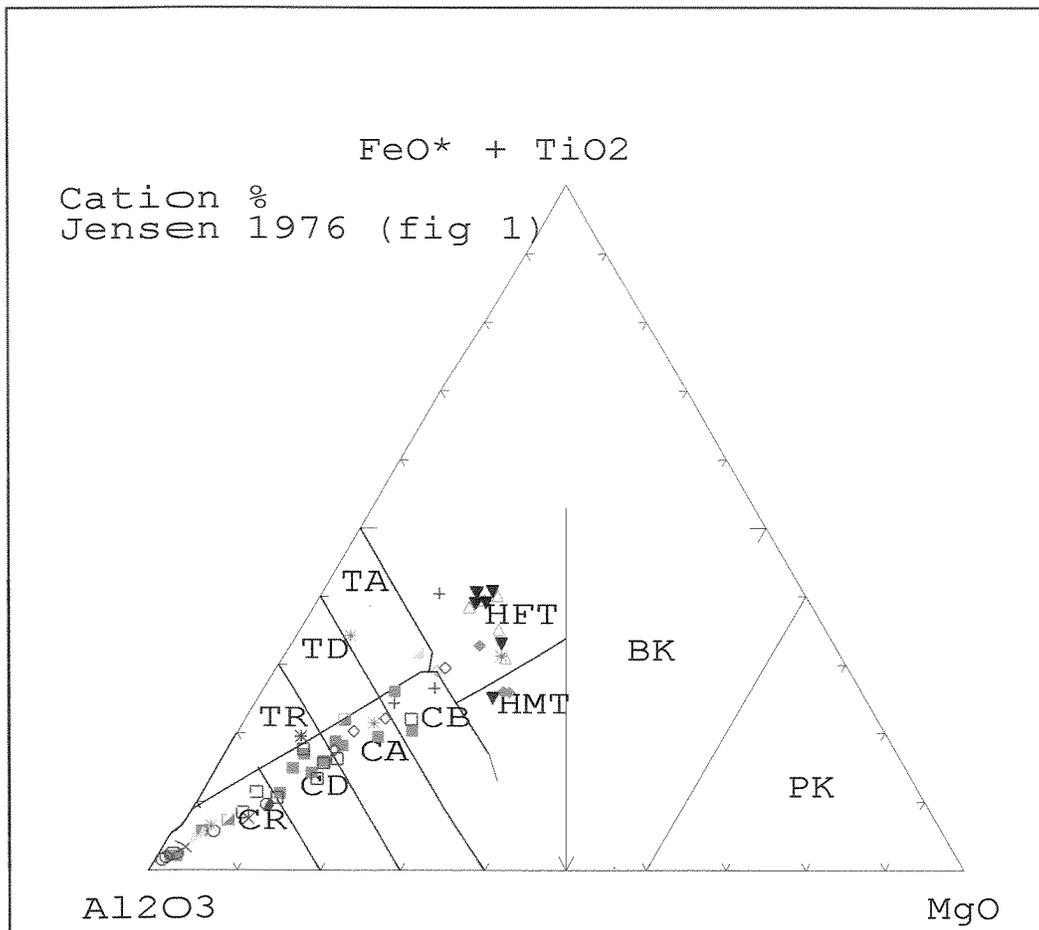


Figura V.9. Diagrama de classificação para rochas vulcânicas mostrando os campos toleítico (TR, TD, TA, HFT, HMT), cálcio-alcalino (CR, CD, CA, CB) e komatiítico (BK e PK) (Jensen, 1976). Letras significam: R- riolito; D - dacito; A - andesito; B - basalto; K - komatiíto; T - toleíto; HF - alto Fe; e HM - alto Mg.

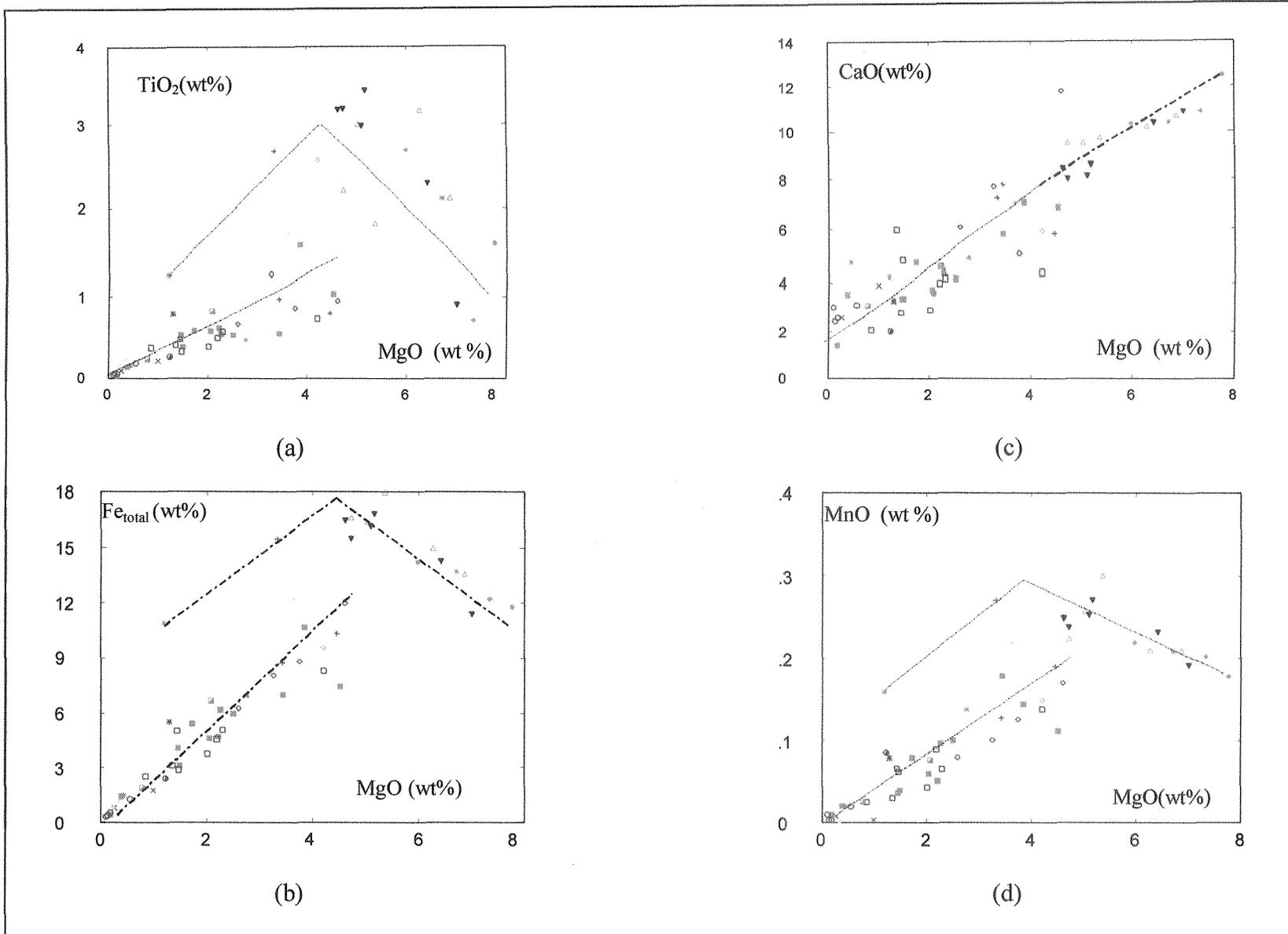
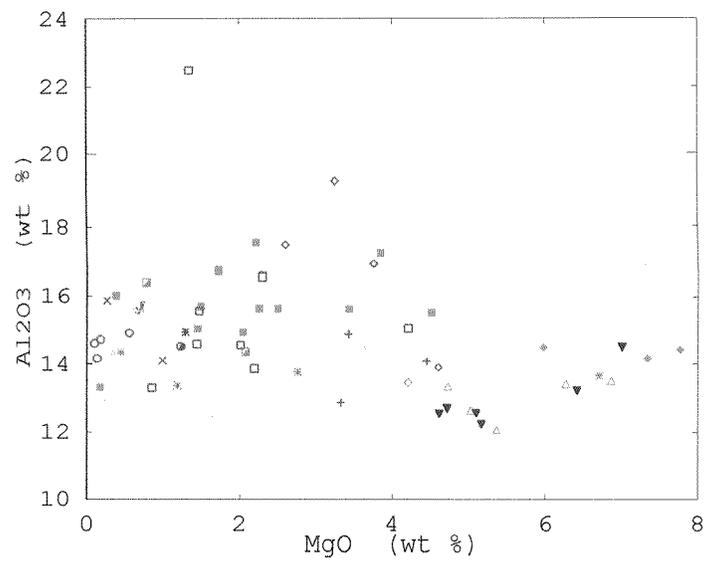
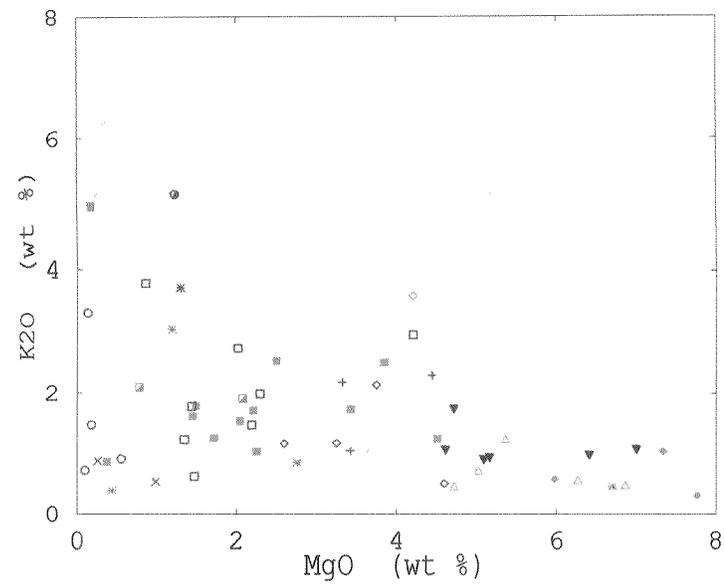


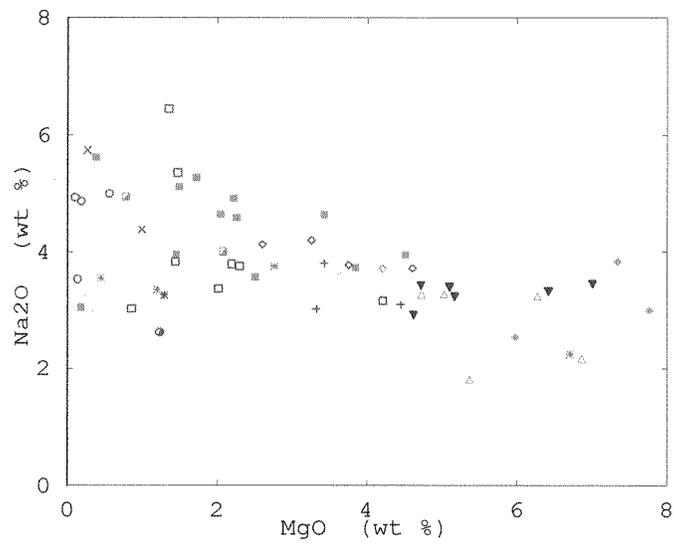
Figura V.10. Diagramas bivariantes de MgO contra os óxidos de elementos maiores.



(e)



(g)



(f)

Figura V.10 (continuação). Diagramas bivariantes de MgO contra os óxidos de elementos maiores

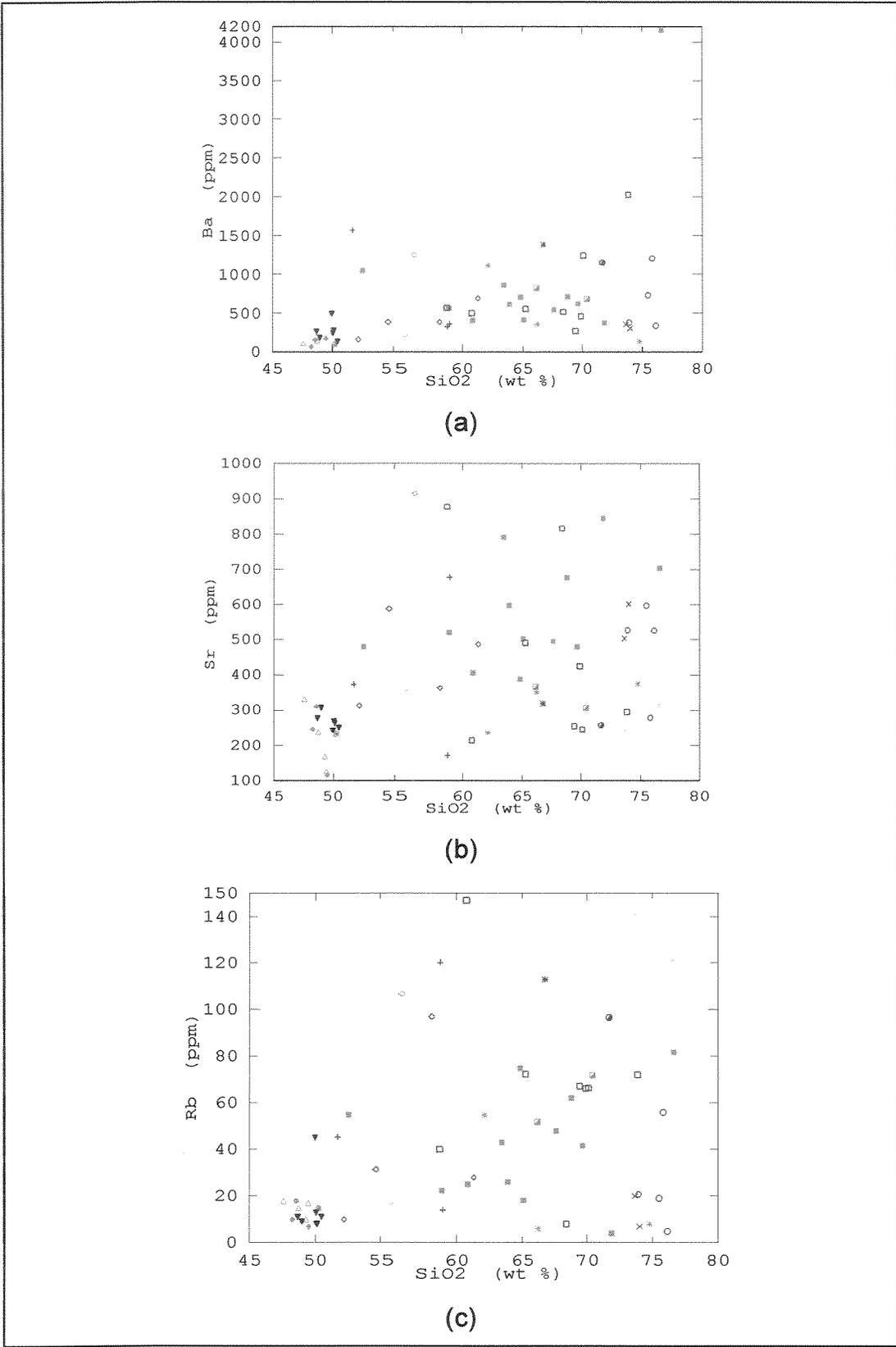


Figura V.11. Gráficos binários com sílica contra LILE (large ion lithophile elements).

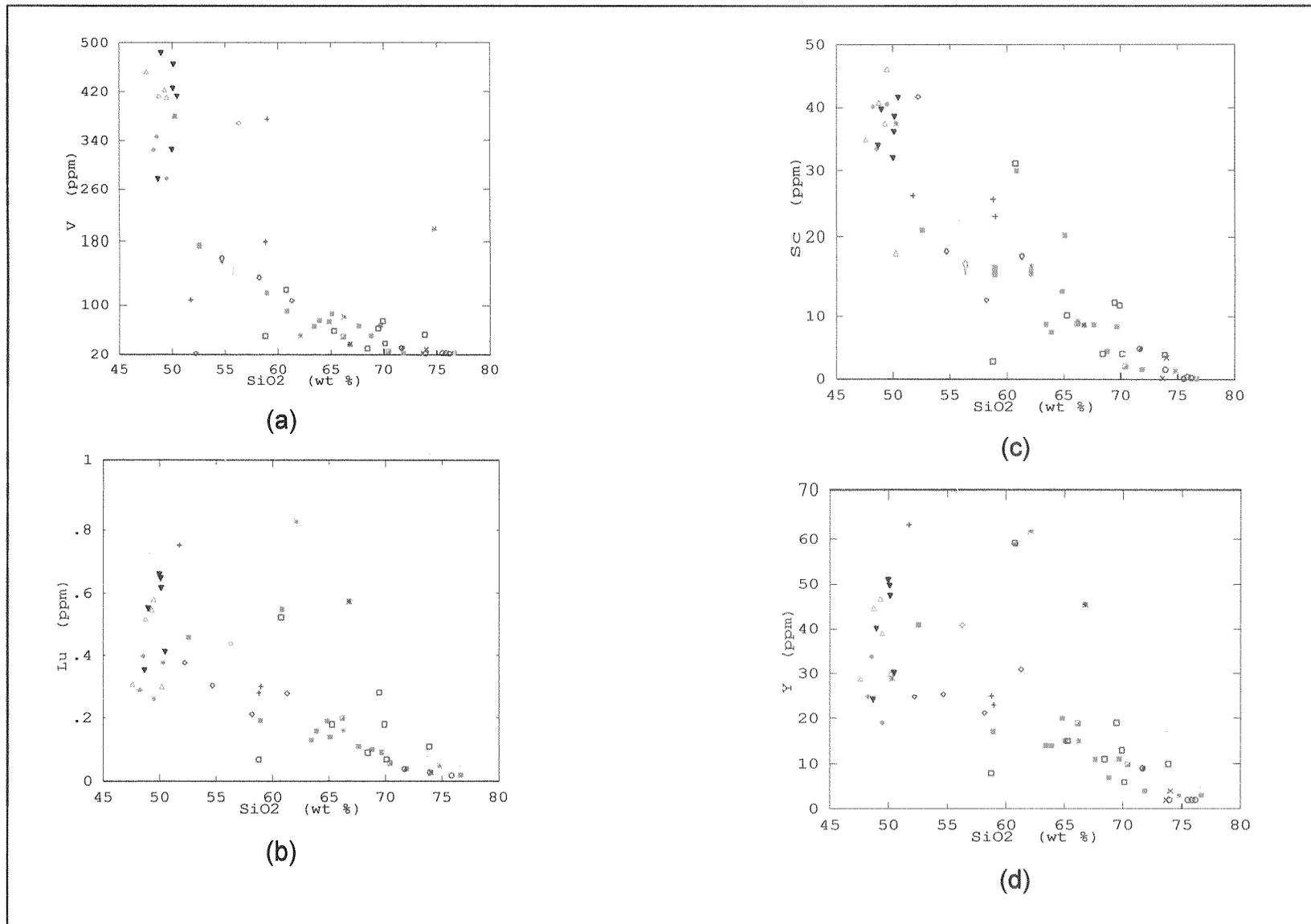


Figura V.12. Diagramas de sílica contra HFSE (“high field strength elements”).

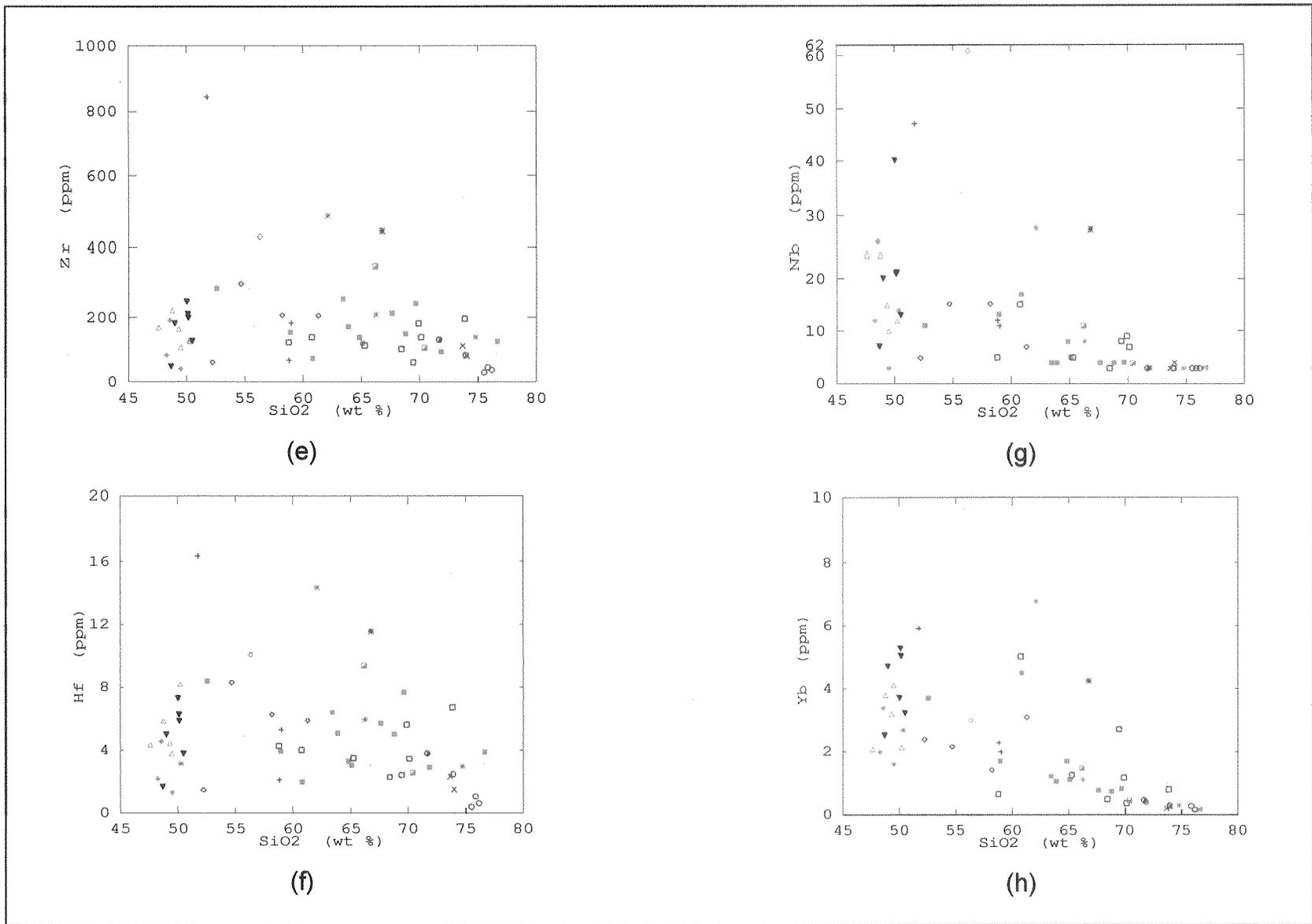


Figura V.12 (continuação). Diagramas de sílica contra HFSE (“high field strength elements”).

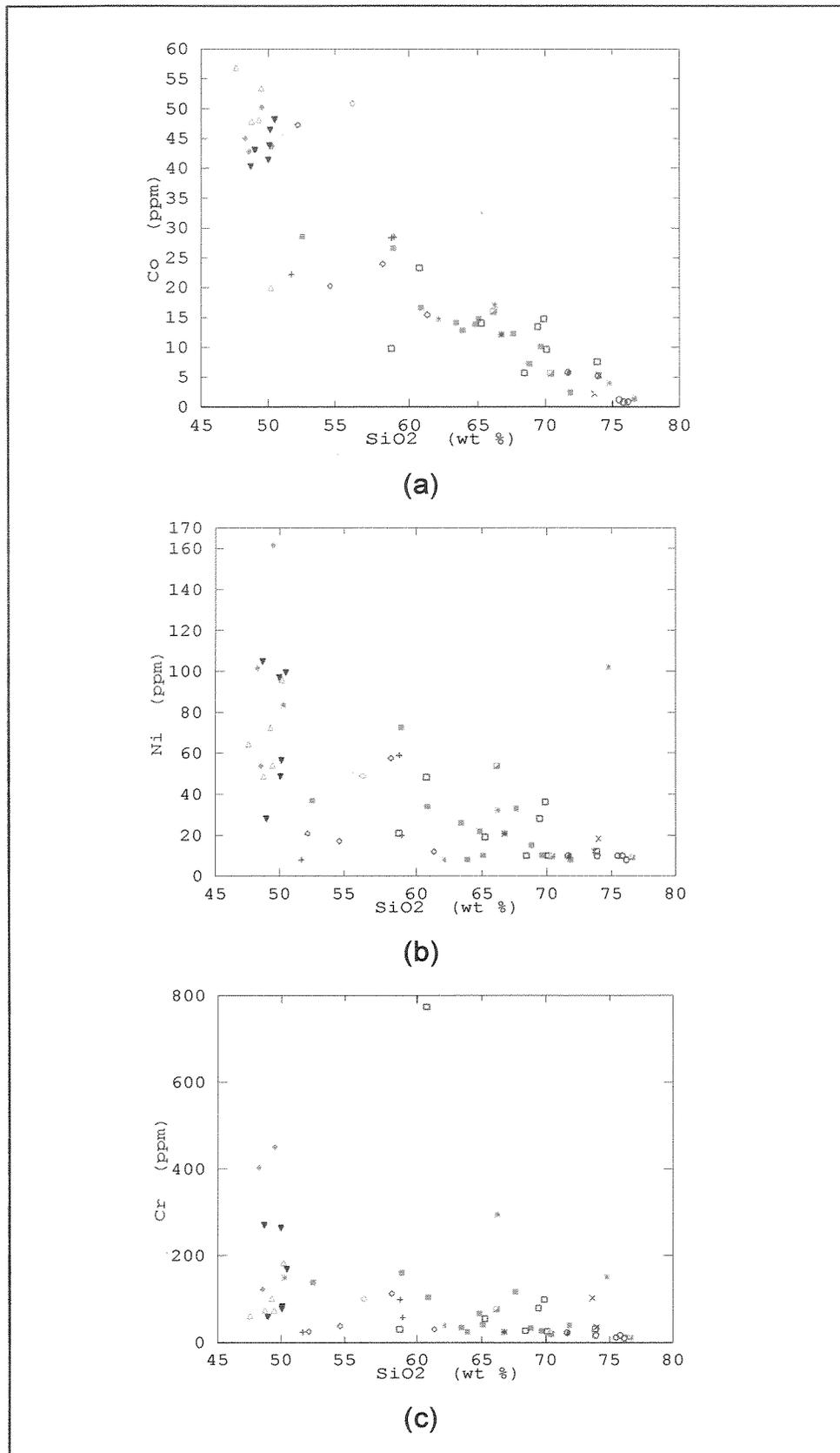


Figura V.13. Diagramas de sílica contra elementos compatíveis

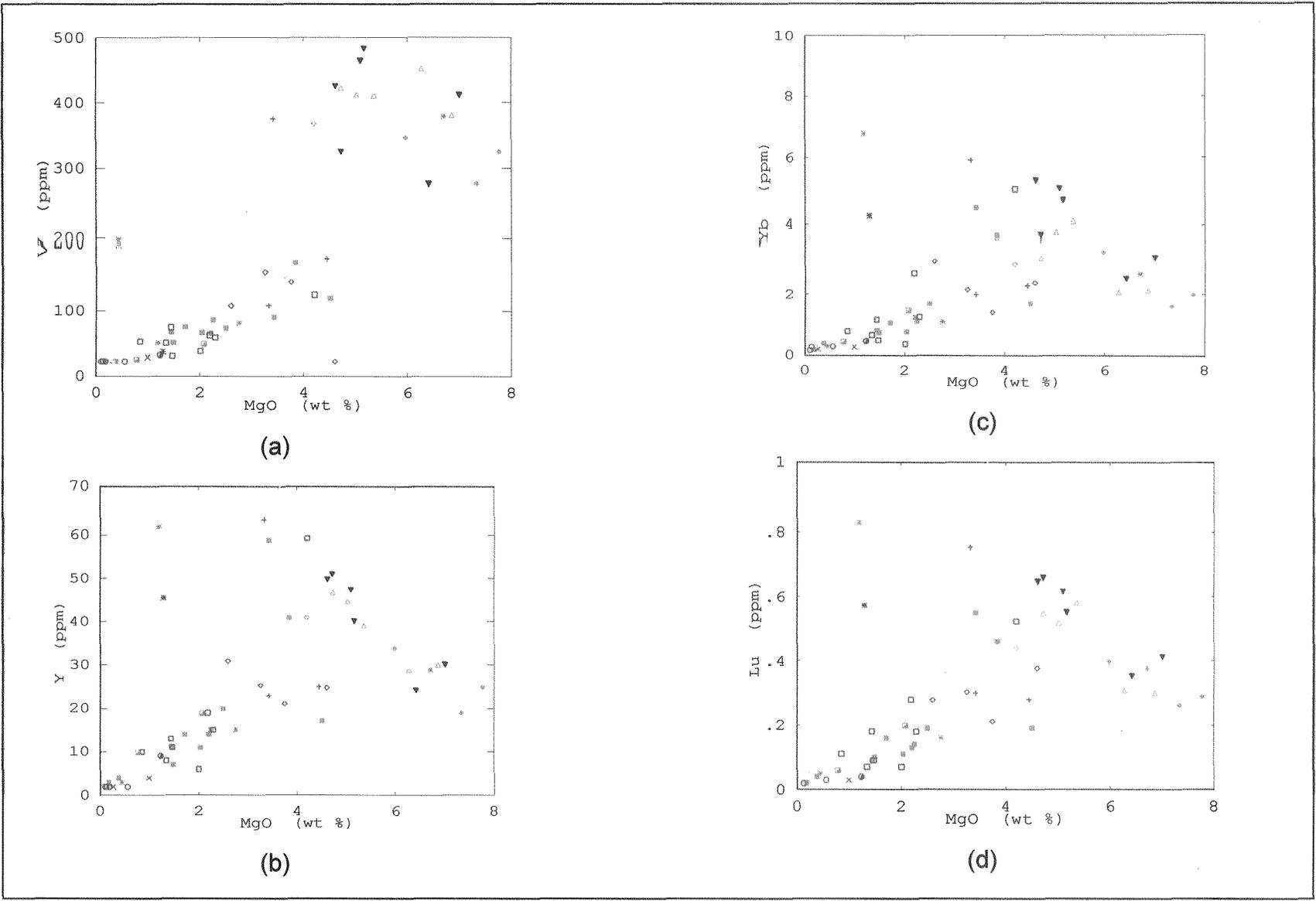


Figura V.14. Diagramas de MgO contra elementos traços.

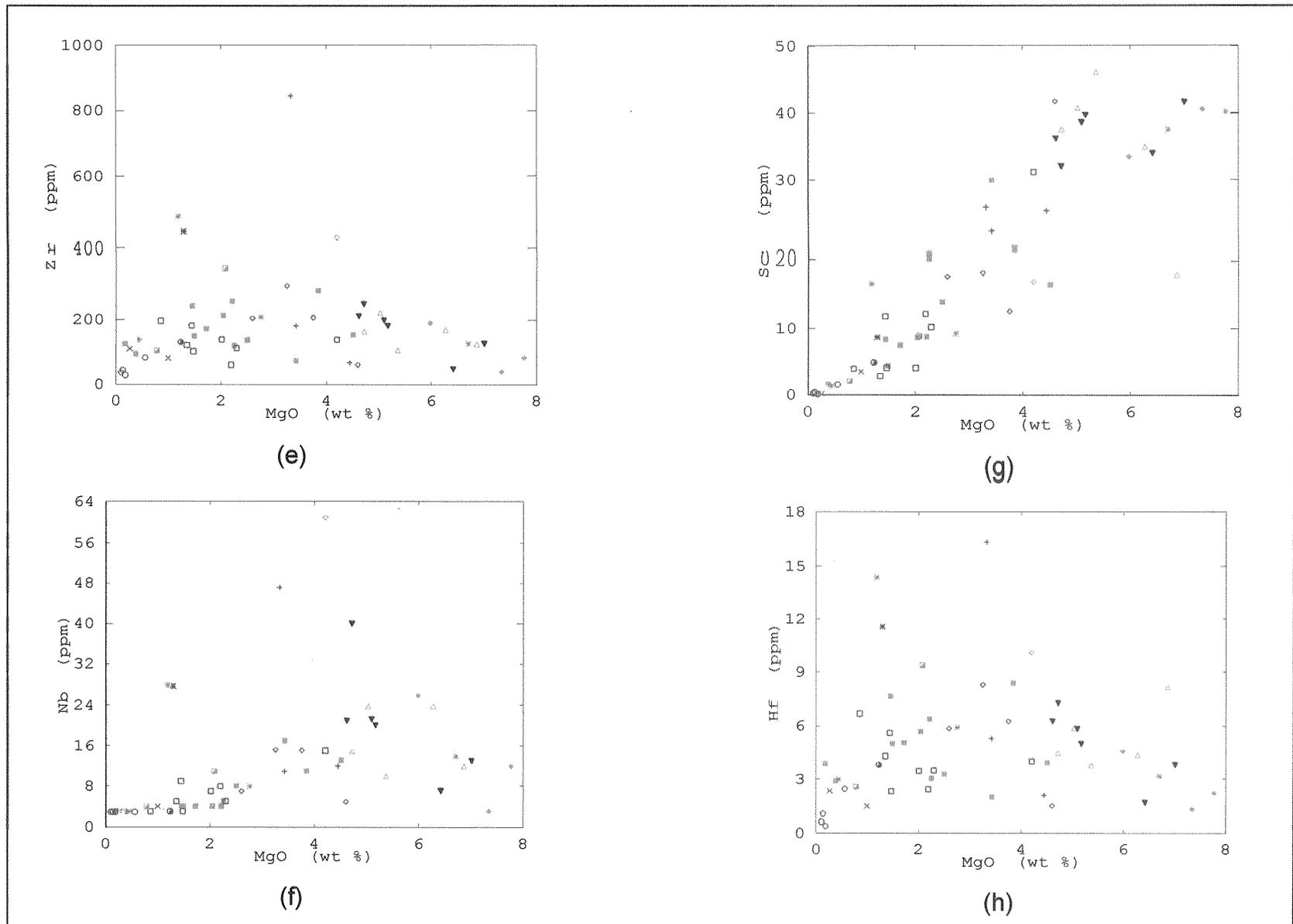


Figura V.14 (continuação). Diagramas de MgO contra elementos traços

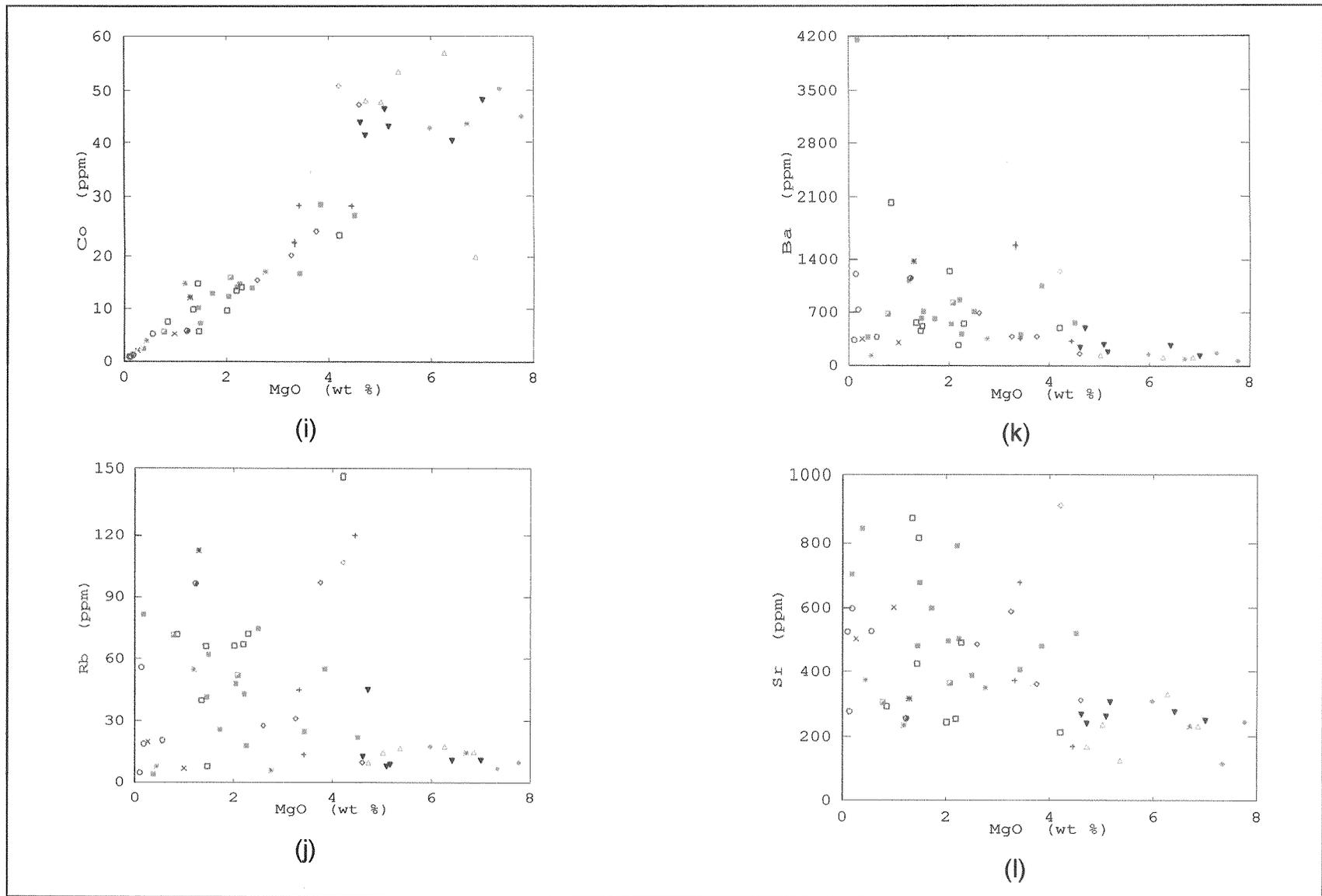


Figura V.14 (continuação). Diagramas de MgO contra elementos traços.

mostram correlação negativa, ou ainda uma inflexão neste trend em valores abaixo de 4% MgO, como por exemplo no caso dos diagramas de Nb e V.

Correlações positivas contínuas entre estas duas séries são observadas nos diagramas de Sc e Co. Por terem coeficientes de distribuição (K_d) muito parecidos, tanto em rochas ácidas quanto básicas, Hf e Zr apresentam diagramas muito semelhantes entre si, e similares também aos diagramas dos elementos Rb, Ba e Sr. Estes gráficos por sua vez mostram uma dispersão considerável destes elementos LIL nas rochas da série cálcio-alkalina.

Os diagramas de padrões de elementos de terras raras (ETR) para as rochas graníticas estão apresentados na Figura V.15 e mostram um maior fracionamento de ETR para os granitos róseos, que apresentam também leves anomalias positivas de Eu. Além disto, os ETR leves apresentam uma maior dispersão de valores, com relação às ETR pesadas. Os leucogranitos tendem a possuir padrões com anomalias positivas de Eu indicando acumulação de K-feldspato e/ou plagioclásio ou extração destes minerais da fonte, possivelmente gnaisses tonalíticos, podendo também em menor escala, estar associado à retenção na fonte de hornblenda, piroxênios e/ou granada. Nesta figura, duas amostras de leucogranitos apresentam anomalias fortemente positivas de Eu e valores baixos e anômalos de Sm, e provavelmente refletem erro analítico.

Os padrões de ETR relativos aos gnaisses tonalíticos (Figura V.16) apresentam anomalias de Eu variáveis, refletindo desta forma uma maior complexidade com relação aos processos magmáticos ocorridos. Mostram também, além de um significativo enriquecimento em ETR leves, uma dispersão nos teores de ETR pesados, apontando para a existência de uma maior variedade de processos e/ou diversidade da fonte das quais estas rochas foram geradas. Nesta figura, duas amostras apresentam teores muito baixos de Sm e Tb, provavelmente relacionados, assim como no caso dos leucogranitos, a erro analítico. Observa-se ainda variações semelhantes nos padrões de fracionamento dos gnaisses tonalíticos das Sequências Gnáissicas I e II, ficando os gnaisses tonalíticos da Sequência Gnáissica I com padrões um pouco mais concentrados, e aqueles da Sequência Gnáissica II, com anomalias fracamente negativas de Eu.

Em rochas máficas (Figuras V.17 e V.18) o comportamento dos ETR mostra campos de distribuição de elementos mais homogêneos com um leve fracionamento dos ETR leves. Anfibolitos, granulitos máficos, metaleucogabros, metagabros e gnaisses mesocráticos definem padrões muito pouco fracionados, alguns assemelhando-se aos padrões encontrados em toleitos arqueanos, com pequenas anomalias negativas de Eu. A distribuição de teores muito semelhantes

apresentam padrões de distribuição similares àqueles de crosta continental inferior, conforme mostrado por Weaver & Tarney (1984). Em desacordo, o olivina gabro apresenta concentrações anômalas a este padrão, sugerindo novamente que esta litologia não está relacionada a evolução das demais rochas máficas.

Na Figura V.25, o diagrama R1 x R2 (Batchelor & Bowden, 1985) mostra os gnaisses tonalíticos distribuídos no campo de colisão pré-placa. Nota-se uma certa dispersão nas plotagens das amostras, sugerindo que as rochas analisadas refletem processos ocorridos em mais de um evento tectônico. Resultados mais seguros neste diagrama podem ser constatados, por exemplo em relação aos granitos róseos que caem no campo sin-colisional, com tendência a tardi-orogênicos. Além disto, é observado um certo espaçamento nos leucogranitos, com uma amostra no campo sincolisional, junto aos granitos rosados, ficando as outras quatro amostras inseridas no campo de fracionados mantélicos. Estes resultados, aliados às discussões feitas no início deste item para as rochas graníticas, sugere que os granitos róseos e alguns leucogranitos possam ter sido alojados durante a fase sin-colisional relacionada à tectônica brasileira.

Dentre os diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos, o diagrama de Pearce et al. (1984) (Figura V.26) sugere as rochas da suíte cálcio-alcalina teriam sido geradas em um arco magmático, com leve tendência para os granitos róseos na direção do campo dos granitos sin-colisionais. Para as rochas da suíte toleítica, as Figuras V.27 a V.29 mostram que estas caem nos campos dos basaltos intraplacas, transicionando para os campos de basaltos de arco vulcânico, MORB (“*mid ocean ridge basalts*”) e IAB (“*island-arc basalts*”).

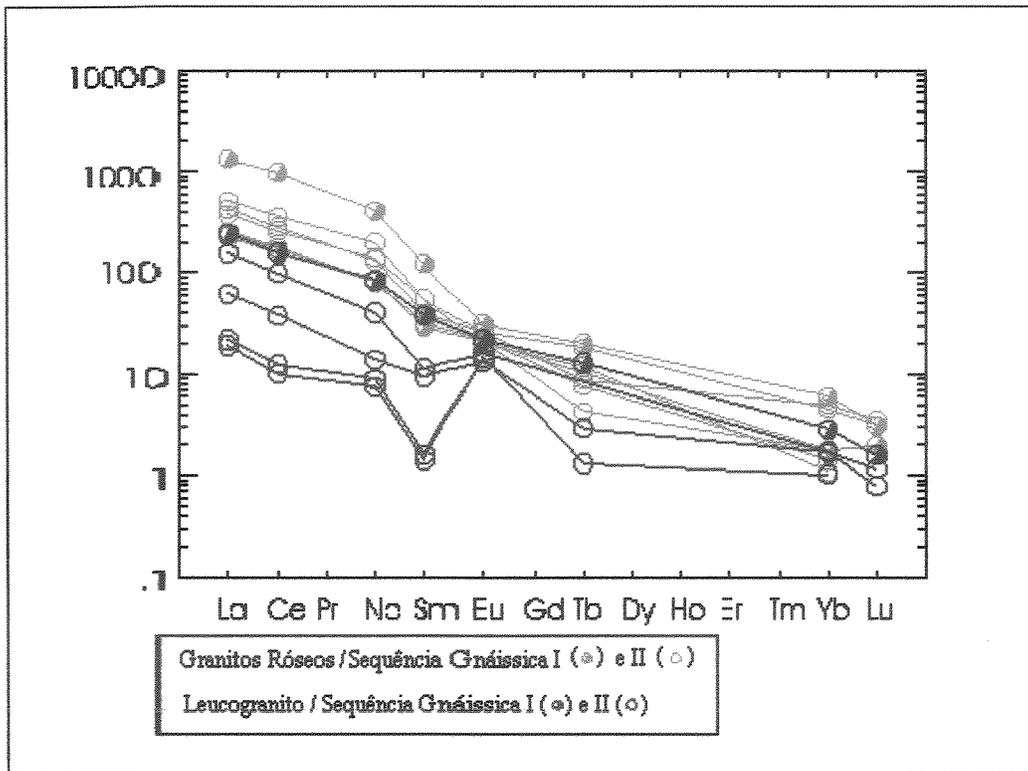


Figura V.15. Diagrama mostrando os padrões de terras raras de rochas graníticas associadas ao DTAND, normalizados para condritos (Evensen et al., 1978).

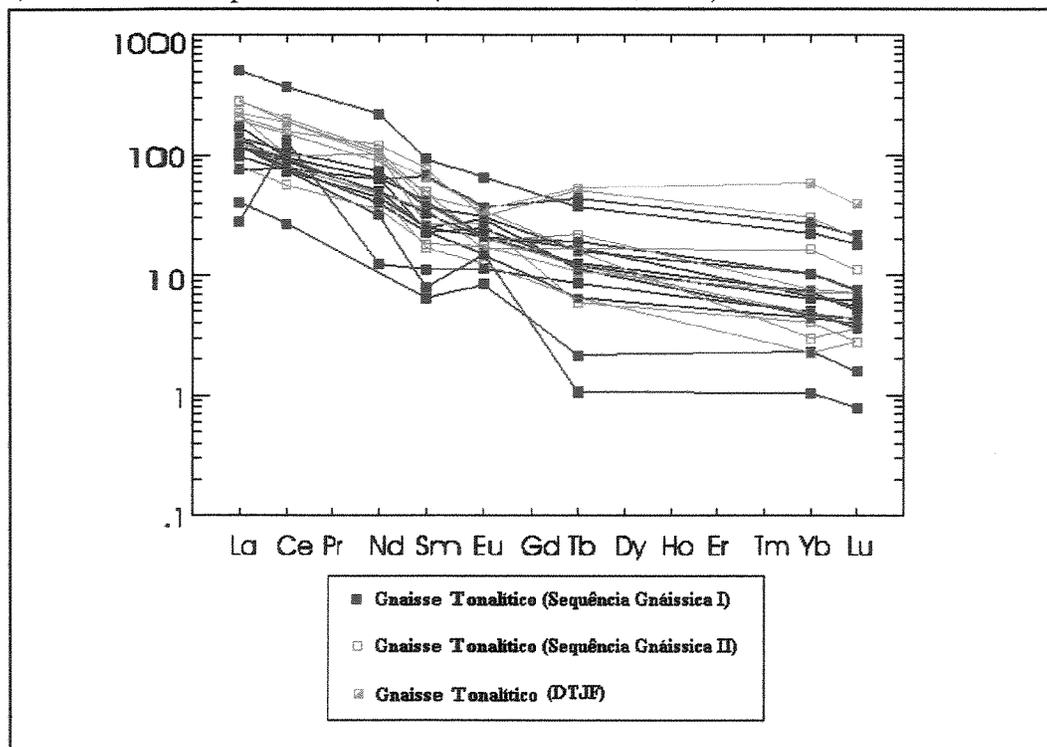


Figura V.16. Padrão de terras raras normalizados para condrito (Evensen et al., 1978), de biotita-hornblenda gnaisses tonalíticos das Sequências Gnáissicas I e II, com uma amostra de gnaiss tonalítico do DTJF plotada para comparação.

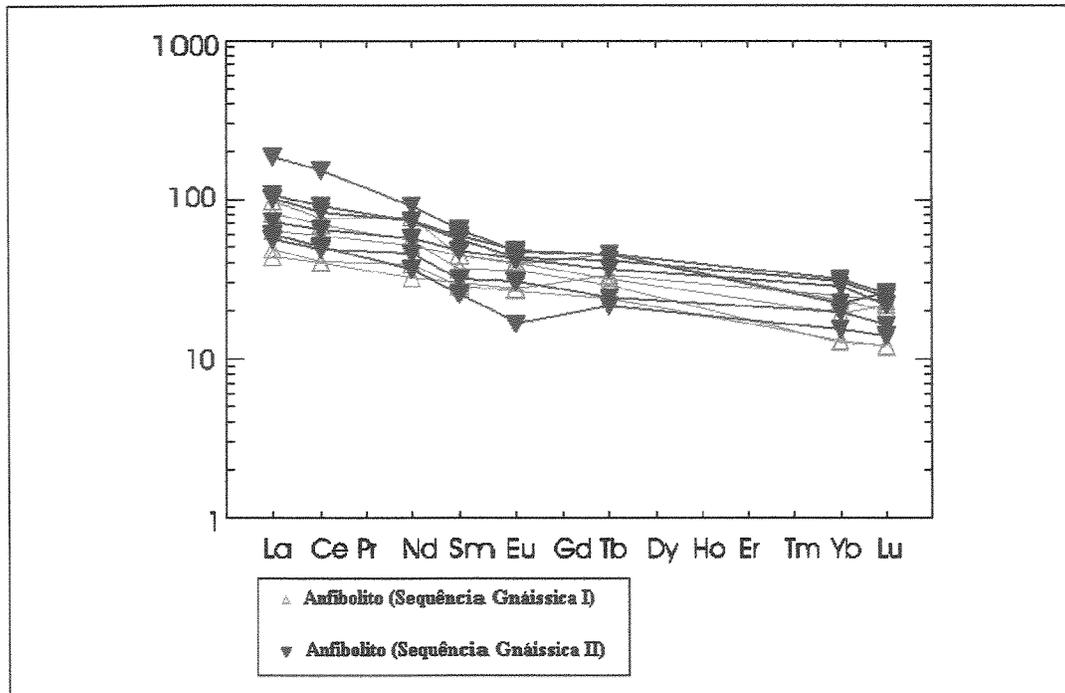


Figura V.17. Distribuição dos elementos de terras raras nas rochas anfibolíticas associadas aos ortognaisses tonalíticos das Sequências Gnáissicas I e II (normalização feita para condritos, segundo Evensen et al., 1978).

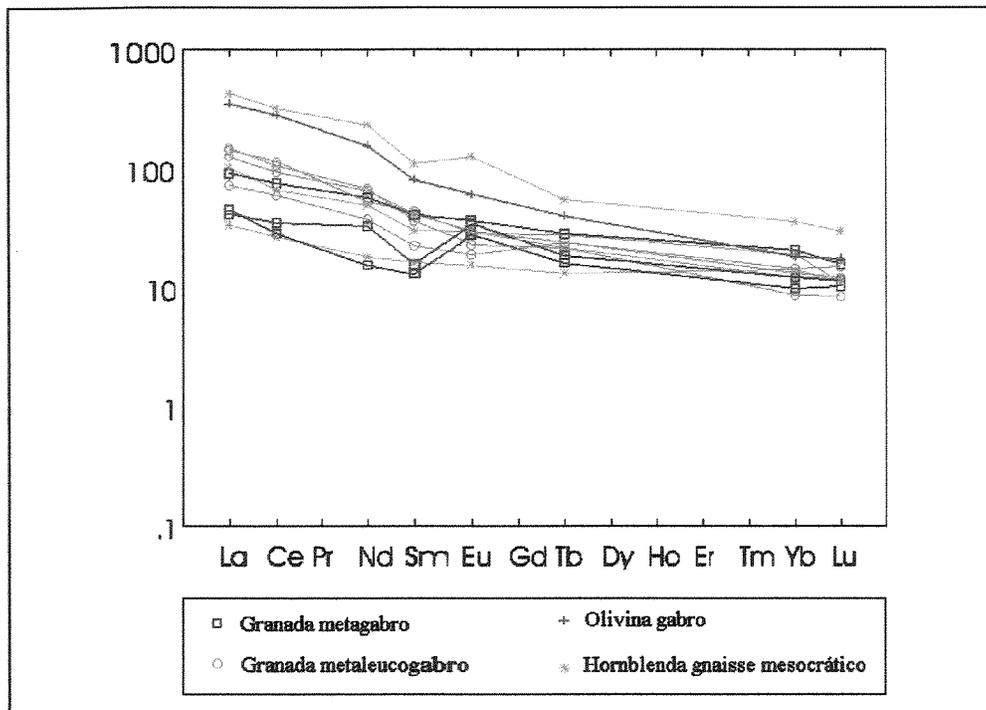


Figura V.18. Distribuição de elementos de terras raras normalizados para condritos (Evensen et al., 1978) de metagabros da Associação Máfico-Félsica, olivina gabro encaixado na Sequência Gnáissica I e gnaisses mesocráticos associados aos ortognaisses da Sequência Gnáissica II.

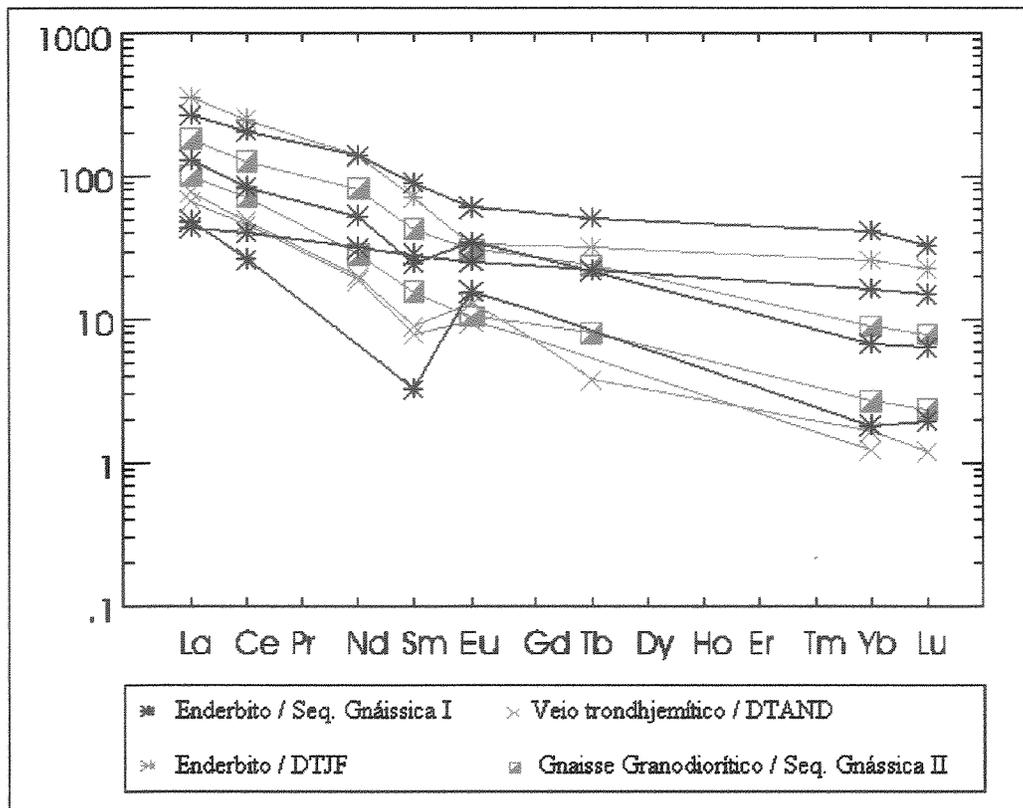


Figura V.19. Distribuição de terras raras de algumas amostras de enderbitos, granodiorito e trondhjemitos (normalização feita para condritos, Evensen et al., 1978).

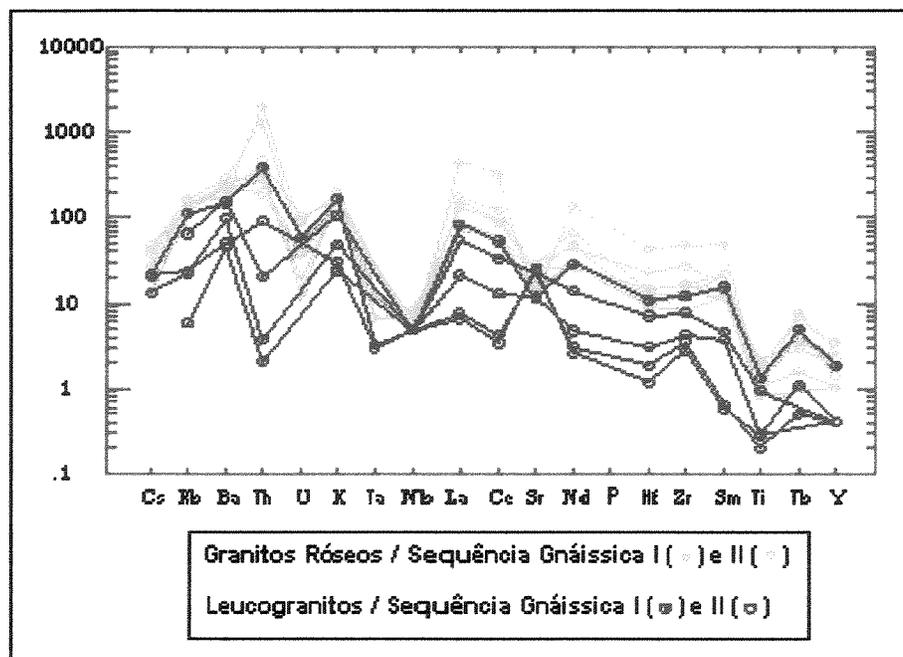


Figura V.20. Diagramas de variação multi-elementos normalizados para manto primitivo, segundo Wood et al. (1979) (assim como os demais apresentados a seguir), para as rochas de composição granítica.

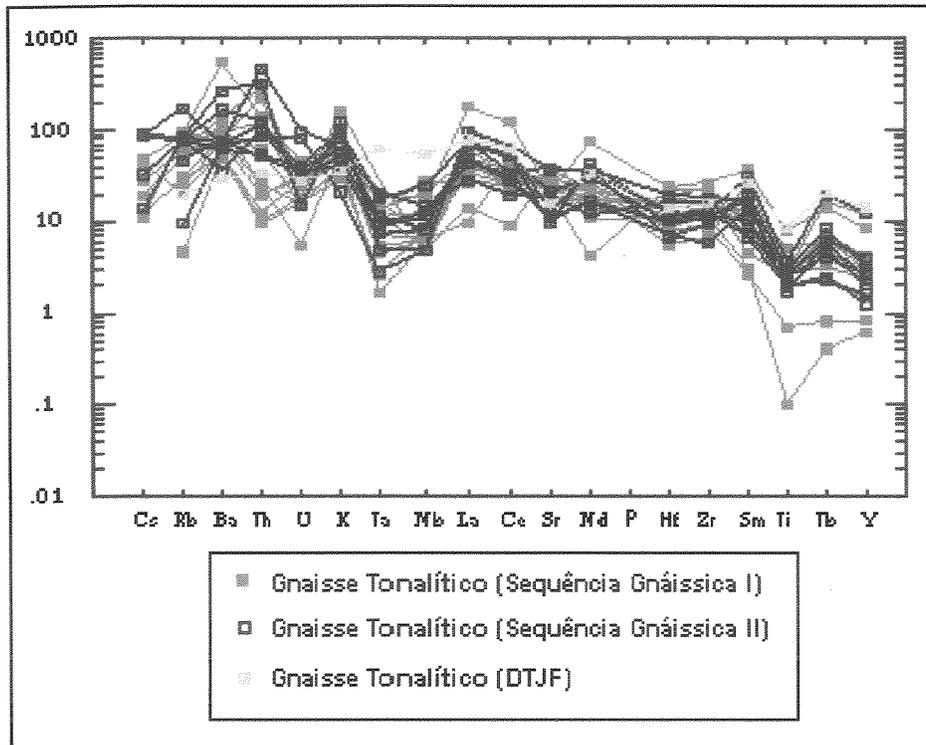


Figura V.21. Spidergramas relativos aos gnaisses tonalíticos.

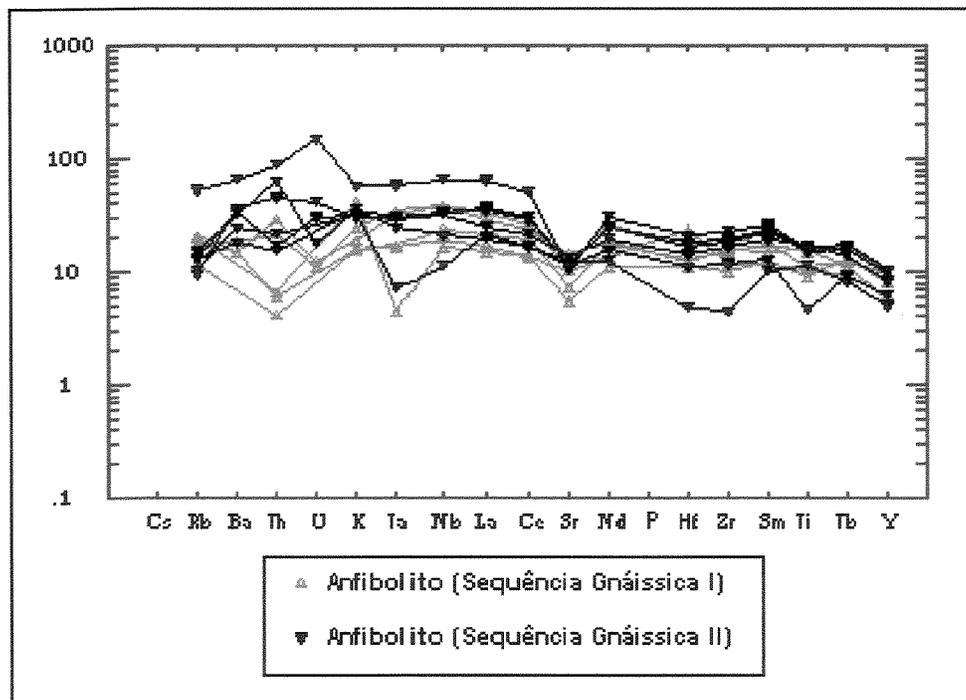


Figura V.22. Diagramas de variação multi-elementos para as rochas máficas.

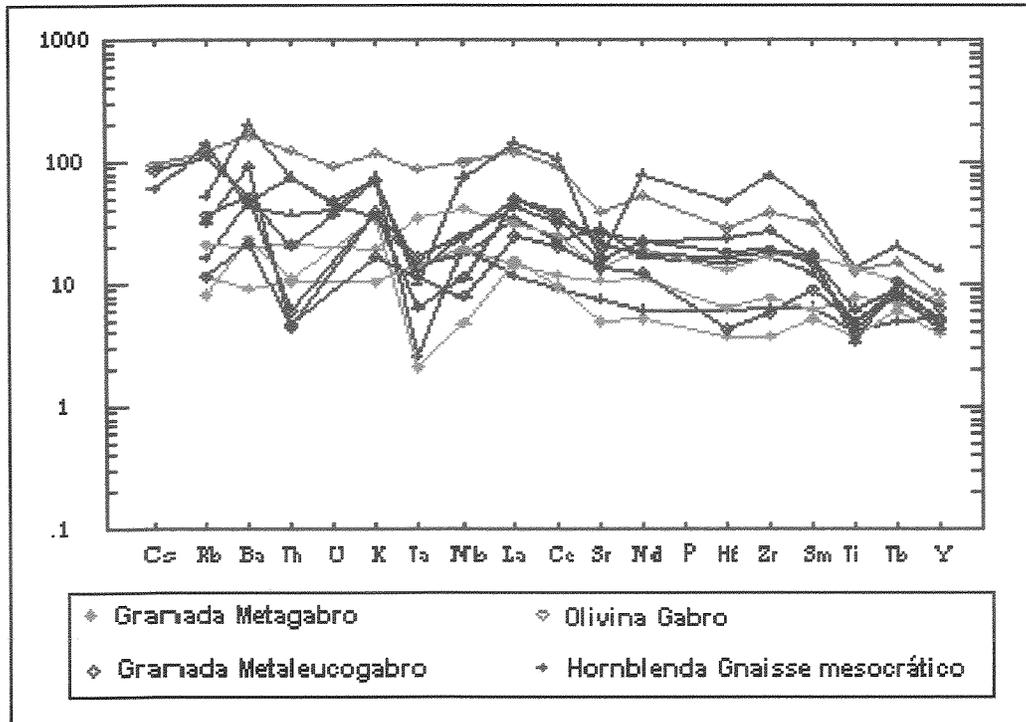


Figura V.23. Spidergramas apresentando a distribuição dos teores multi-elementos das rochas gabróicas e gnaisses mesocráticos.

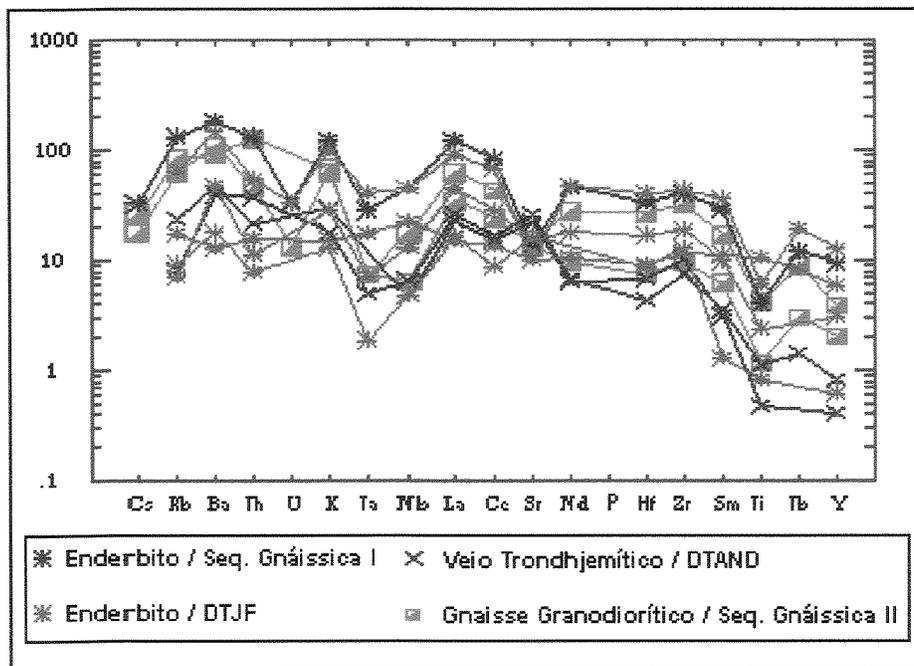


Figura V.24. Diagramas multi-elementos para os enderbitos, granodioritos e veios trondhjemíticos.

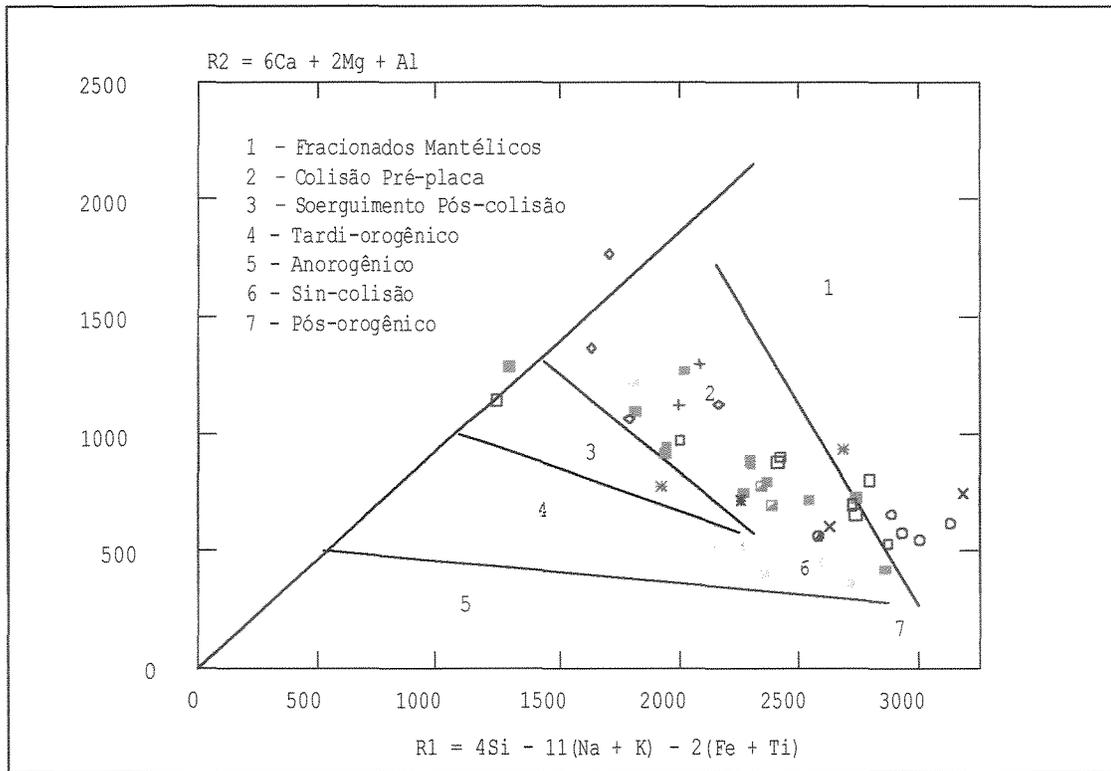


Figura V.25. Diagrama discriminante tectônico R1xR2 de Batchelor & Bowden (1985).

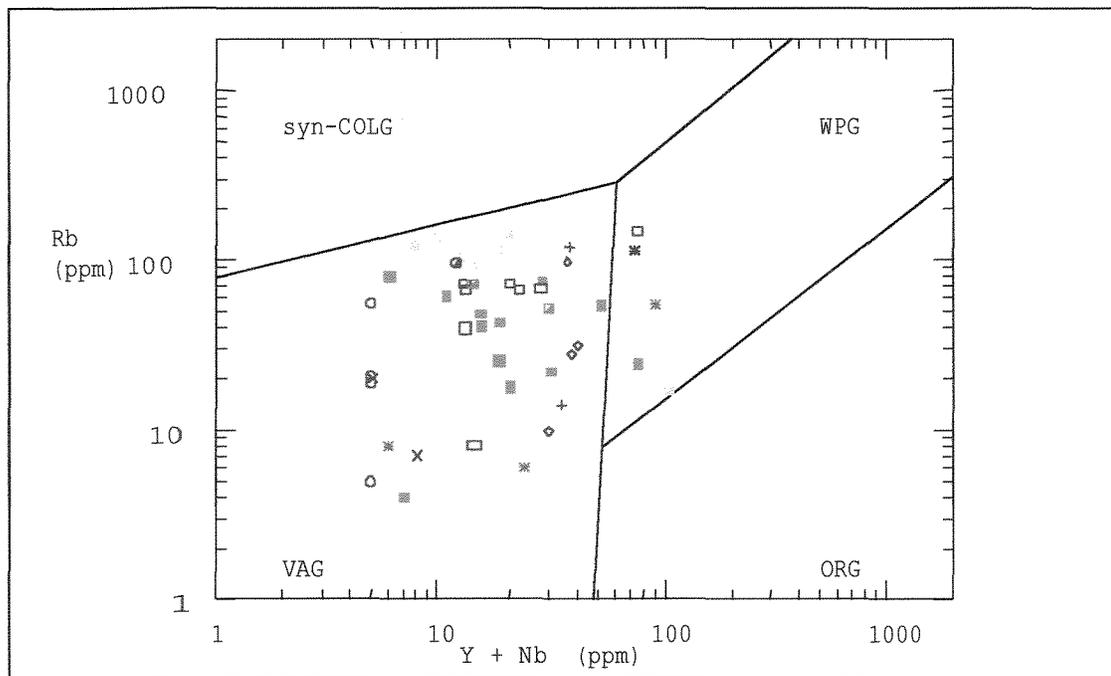


Figura V.26. Diagrama discriminante de Pearce et al. (1984) para granitos mostrando os campos de granitos *sin-colisionais* (syn-COLG), *intra-placa* (WPG), de *arco vulcânico* (VAG) e de *cordilheira oceânica* (ORG).

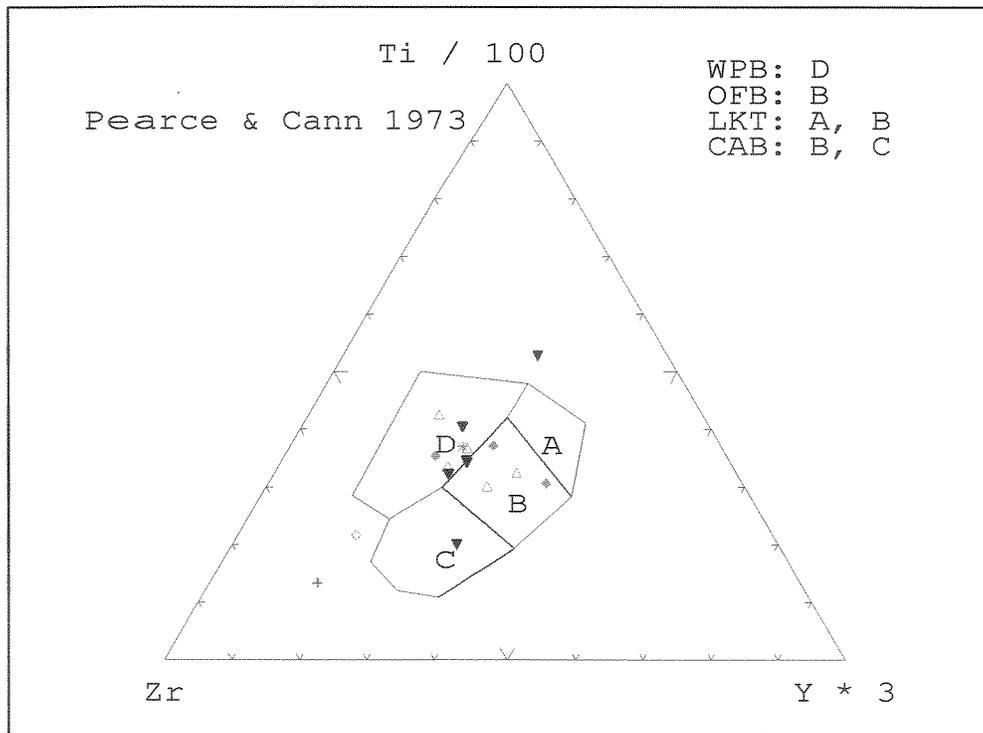


Figura V.27. Diagrama discriminante Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce & Cann, 1973). A é o campo de toleitos de arcos de ilhas; B o campo dos MORB (mid ocean ridge basalts), basaltos de arcos de ilhas e basaltos cálcio-alcalinos; C é o campo dos basaltos cálcio-alcalinos; e D o campo dos basaltos intra-placa (Rollinson, 1993).

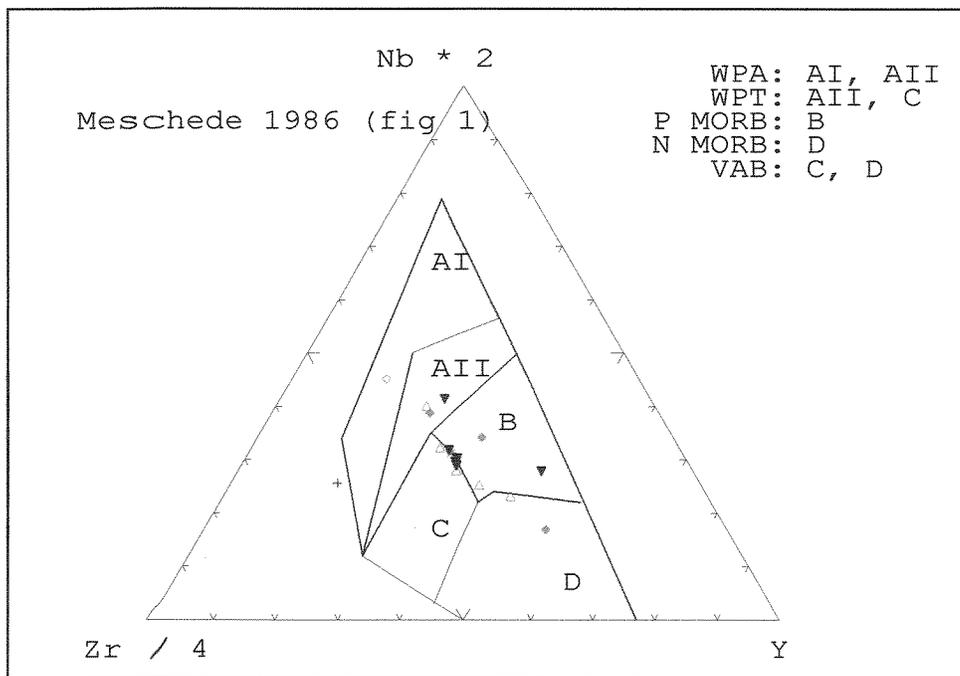


Figura V.28. Diagrama de discriminação Zr-Nb-Y para basaltos (Meschede, 1986). Os campos são definidos como: AI, basaltos intra-placa alcalinos; AII, basaltos intra-placa alcalinos e toleíticos; B, MORB tipo-E (pluma enriquecida); C, toleitos intra-placa e basaltos de arco vulcânico; D, basaltos tipo MORB e de arco vulcânico.

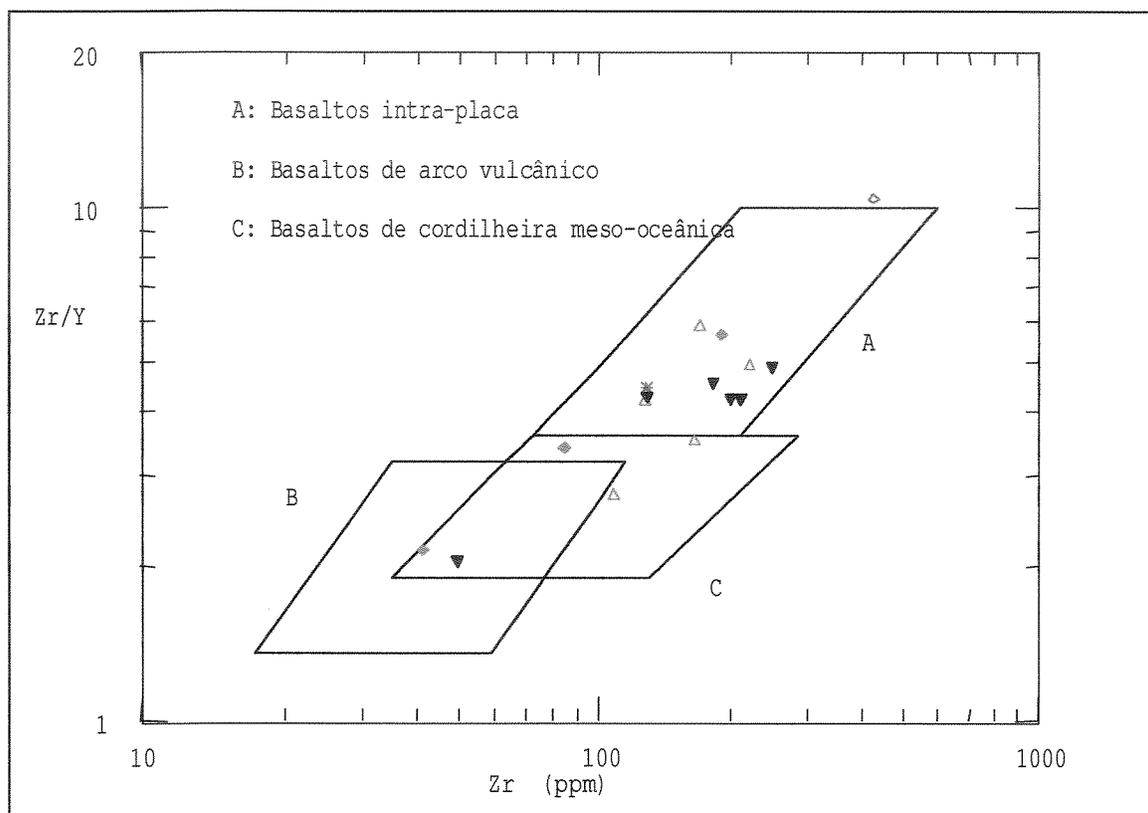


Figura V.29. Diagrama discriminante tectônico Zr/Y-Zr para basaltos. Os campos são: A, basaltos intra-placa; B, basaltos de arco vulcânico; C, MORB (Pearce & Norry, 1979).

V.3.3 - Comentários Finais

A partir do que foi exposto, pode-se dizer que as rochas analisadas podem ser subdivididas, com base nos diagramas discriminantes de suítes magmáticas, em duas sequências principais, toleítica e cálcio-alcálica, marcadas por alguns trends bem definidos e comportamentos geoquímicos característicos.

Com relação à série toleítica, destaca-se uma variação composicional indo de intermediária a básica, com a participação de fases minerais (p. ex. óxidos) ricas em Ti, Fe e Mn, além dos elementos traços Nb e V, nos líquidos gerados. A suíte cálcio-alcálica, composta basicamente por rochas de composição intermediária a ácida, apresenta evidências que sugerem que seus membros mais evoluídos (granitos ricos em K) tenham sido formados sob condições metamórfico/magmáticas ricas em fluidos potássicos. Na área estudada, texturas retrometamórficas (item IV.1) indicam o aporte de fluidos ricos em K em zonas de cisalhamento associadas à evolução do Ett Brasileiro.

Correlação negativa, em ambas as suítes, entre os óxidos CaO e MgO aponta para um processo contínuo de remoção destes elementos na geração de plagioclásio e clinopiroxênio.

Pela análise dos diagramas multi-elementos, normalizados para manto primitivo, aliada aos diagramas relativos à ambiência tectônica, é possível sugerir para as rochas da suíte toleítica analisadas, uma origem em ambiente intraplaca, sob condições de crosta continental inferior, posteriormente evoluindo para a geração de magmas com características cada vez mais enriquecidos em elementos incompatíveis.

Estes líquidos de composição mais básica possivelmente evoluíram, inicialmente ainda em condições infracrustais e de intraplaca, para a formar rochas de composição intermediária a ácida da suíte cálcio-alcálica, gerando com isso o início de formação de um arco magmático continental. É possível que as rochas geradas neste arco magmático, tenham sido posteriormente retrabalhadas, gerando os granitos potássicos, durante o Ett Brasileiro, com características de granitos sin-colisionais (Figuras V.25 e V.26).

Devido a ausência de dados geocronológicos que possam confirmar estas hipóteses, os processos aventados neste capítulo não são referenciados a eventos tectônicos pré-brasilianos. No capítulo seguinte, com base nos resultados apresentados durante todo o corpo desta tese, será feita uma discussão mais abrangente a respeito destes processos.

Capítulo VI

EVOLUÇÃO CRUSTAL

V.1 – Considerações Finais

A área estudada é caracterizada por uma intensa intercalação entre unidades constituídas por hornblenda ortognaisses e ortogranulitos, e unidades metassedimentares essencialmente compostas de granada-biotita gnaisses. Estas unidades se distribuem em dois domínios tectônicos principais (DTJF e DTAND) que foram subdivididos em três domínios estruturais com características particulares.

Os estudos de metamorfismo apontam para existência de dois diferentes eventos tectono-termais com condições de pressão e temperatura distintas, que afetaram os dois conjuntos litológicos principais, gerando associações mineralógicas de fácies granulito durante estes dois eventos. O último evento é seguramente relacionado ao Ett Brasileiro, com idades entre 610-490 Ma (Machado et al., 1996) e afetou tanto os ortognaisses do embasamento como as rochas supracrustais correlacionáveis em grande parte na área ao Grupo Andrelândia, depositado entre 1.0 e 0.6 Ga (Ribeiro et al., 1995). O metamorfismo relacionado ao evento tectônico anterior ao Ett Brasileiro atingiu apenas as rochas ortognáissicas do embasamento e provavelmente é correlacionável ao Ett Transamazônico, de idades entre 2.2-1.9 Ga (Machado et al., 1996).

As considerações feitas neste trabalho sobre o metamorfismo e condições de pressão e temperatura (item IV.1), levam a dois diferentes picos metamórficos granulíticos. O mais antigo estaria associado ao Ett Transamazônico, tendo sido impresso nas rochas da Associação Máfico-Félsica do DTAND, e nos ortognaisses do DTJF em condições de pressão entre 4-6kb e temperaturas entre 800-850°C. Texturas coroníticas observadas nestas rochas granulíticas (Fotomicrografias III.2, III.3 e III.7) indicam caminhos retrometamórficos de resfriamento isobárico, com a produção de granada secundária como bordas, lamelas ou grânulos em contatos entre ortopiroxênio e plagioclásio, ou como intercrescimentos em granada previamente existente.

O metamorfismo que afetou os metassedimentos durante o Ett Brasileiro atingiu o fácies granulito com intervalos de P-T considerados como 6-8 kb/750-800°C. Este metamorfismo

causou nas rochas do embasamento retrometamorfismo extensivo com a formação minerais hidratados a partir de minerais ferro-magnesianos.

As estruturas geradas pelo ETT Brasileiro foram analisadas separadamente por domínios estruturais e evidenciam um comportamento associado a tectônica compressional de caráter progressivo, inicialmente com características tangenciais, com vergência de SE para NW, culminando com a formação de estruturas em “amêndoas” durante a fase direcional de maior intensidade.

Esta evolução mostra registros nos três domínios estruturais estudados. No Domínio I, situado mais a norte e portanto mais afastado da região focal da ZCPS, as relações entre as lineações de estiramento e eixos de dobras associadas indicam a geração de dobras do tipo “b”, configurando uma situação de rampas frontais a oblíquas, com a atuação de esforços tangenciais com vergência de SE para NW.

No Domínio Estrutural II uma transição entre um regime de geração de dobras do “tipo b” para outro de dobras do “tipo a” indica uma situação de rampas oblíquas mais inclinadas com sentido de transporte tectônico de S para N, tendendo para SW-NE.

As estruturas referentes ao Domínio III, mais próximo a zona focal da ZCPS, revelam um padrão anastomosado ou em amêndoas, com eixo NE sub-horizontal, com as lineações de estiramento dispostas ao longo dos flancos destas amêndoas e a atitude dos eixos de dobras é interpretada como o resultado de uma maior rotação destas estruturas nas partes externas das “amêndoas”, resultando em eixos adjacentes aos planos médios relativos a dobramentos do “tipo a”; em contraste com dobras do “tipo b” no interior das “amêndoas” representadas por eixos mais verticalizados nas partes interiores desta estrutura. Neste domínio, o período associado à tectônica direcional pode ser considerado como aquele de maior intensidade da deformação e portanto o mais importante.

A relação entre as estruturas descritas, pode ser entendida como uma evolução temporalmente contínua, onde um ambiente de tectônica tangencial é gradualmente modificado para outro onde predomina a tectônica direcional, ambos relacionados à fase D_2 , culminando com movimentação essencialmente transcorrente durante a fase D_3 .

A análise das evidências estruturais pré-brasilianas indica que as estruturas observadas, principalmente no Domínio Estrutural I, revelam padrões de dobramentos complexos, de uma maneira geral delineando dobras com flancos de baixo ângulo com mergulhos para ENE e SSW,

e eixos também com caimentos suaves para SE. Relacionadas a estas estruturas, ocorrem zonas de cisalhamento com direção preferencial N-S mostrando evidências de movimentação associada a esforços extensionais (ítem III.3).

Os dados geológicos, de inclusões fluidas e geoquímicos apresentados e gravados nos domínios estruturais onde predominam rochas do embasamento, especialmente ao norte da área, indicam a existência de uma complexa evolução dos processos geológicos ocorridos previamente ao Ett-Brasiliano.

As inclusões estudadas se mostraram típicas de fácies granulito, possuindo de 81 a 93 % de CO₂, com densidades moderadas, variando entre 0,79 e 0,94 g/cm³, para as rochas do embasamento; e 92 a 100% de CO₂, e densidades moderadas a altas, oscilando entre 0,916 e 1,068 g/cm³ para a porção metassedimentar do DTJF.

O estudo de inclusões fluidas em rochas supracrustais do Grupo Andrelândia, metamorfisadas em fácies granulito, mostraram que inclusões aprisionadas durante a fase D₂, correspondente ao pico metamórfico brasileiro, possuem densidades mais elevadas do que aquelas geradas durante a fase D₃, que por sua vez possuem densidades maiores do que a das inclusões formadas durante a fase D₄ (Figura IV.2.14). Estes fatos apontam para uma diminuição de pressão mais significativa do que a diminuição de temperatura após o pico metamórfico granulítico, configurando uma situação de descompressão aproximadamente isotérmica, com um caminho P-T-t horário.

Os fluidos associados às rochas do embasamento, nas porções ortognáissicas do DTJF, revelaram, com base na cronologia relativa das inclusões estudadas, que as últimas inclusões formadas (em trilhas) apresentam sistematicamente densidades maiores do que as primeiras inclusões a serem aprisionadas (isoladas), sinalizando para um caminho retrometamórfico durante o Ett Transamazônico de sentido anti-horário, com resfriamento aproximadamente isobárico (Figuras IV.2.2, IV.2.3, IV.2.5, IV.2.7 e IV.2.9).

Harley (1989), através de compilação do caminho retrometamórfico de vários terrenos granulíticos do mundo, estipulou os caminhos P-T mais comuns para as rochas granulíticas. A divisão entre granulitos de resfriamento isobárico, tipo IBC (*"isobaric cooling"*), e de descompressão isotérmica, tipo ITD (*"isothermal decompression"*), é largamente usada para terrenos granulíticos a partir deste trabalho. Bohlen (1991) propõe que o caminho do tipo IBC em granulitos seja causado por *"underplating"* magmático abaixo de uma crosta continental

existente, com intrusão e cristalização de substanciais volumes de materiais ígneos dentro da crosta. Um ambiente de arco magmático continental foi proposto como sendo um provável regime tectônico no qual tais processos poderiam ocorrer; porém "hot spots" ou ambientes de "rifts" incipientes (Sandiford & Powell, 1986) em certas circunstâncias podem também levar a caminhos anti-horários do tipo IBC. Segundo Harley (1989), granulitos ITD são formados em crosta espessada por colisão, com adições magmáticas como uma importante fonte de calor.

O estudo litogeoquímico dos ortognaisses do embasamento no DTAND mostra que as rochas analisadas podem ser subdivididas, com base nos diagramas discriminantes de suítes magmáticas, em duas sequências principais, toleítica e cálcio-alcálica, marcadas por alguns trends bem definidos e comportamentos geoquímicos característicos.

Com relação à série toleítica, destaca-se uma variação composicional indo de intermediária a básica, com a participação de fases minerais (p. ex. óxidos) ricas em Ti, Fe e Mn, além dos elementos traços Nb e V, nos líquidos gerados. A suíte cálcio-alcálica, composta basicamente por rochas de composição intermediária a ácida, apresenta evidências que sugerem que seus membros mais evoluídos (granitos ricos em K) tenham sido formados sob condições metamórfico/magmáticas ricas em fluidos potássicos, o que na área estudada caracteriza a evolução do Ett Brasileiro.

Correlação negativa, em ambas as suítes, entre os óxidos CaO e MgO aponta para um processo contínuo de remoção destes elementos na geração de plagioclásio e clinopiroxênio.

Pela análise dos diagramas multi-elementos, normalizados para manto primitivo, aliada aos diagramas relativos à ambiência tectônica, é possível sugerir para as rochas da suíte toleítica analisadas, uma origem em ambiente intraplaca, sob condições de crosta continental inferior, posteriormente evoluindo para a geração de magmas com características cada vez mais enriquecidos em elementos incompatíveis.

Estes líquidos de composição mais básica possivelmente evoluíram, inicialmente ainda em condições infracrustais e de intraplaca, para a formar rochas de composição intermediária a ácida da suíte cálcio-alcálica, gerando com isso o início de formação de um arco magmático continental. É possível que as rochas geradas neste arco magmático, tenham sido posteriormente retrabalhadas, gerando os granitos potássicos, durante o Ett Brasileiro, com características de granitos sin-colisionais.

V.2 – Modelos Geotectônicos

A partir das evidências descritas ao longo deste trabalho, a saber:

- a) evidências estruturais de tectônica extensional pré-brasiliana;
- b) texturas retrometamórficas indicando resfriamento isobárico em granulitos do embasamento;
- c) resultados do estudo de inclusões fluidas indicando um caminho P-T-t anti-horário com resfriamento isobárico também em granulitos do embasamento;
- d) comportamento geoquímico de rochas básicas sugerindo uma origem em ambiente intraplaca, sob condições de crosta continental inferior; e
- e) discussões feitas por Bohlen (1991), afirmando que o caminho do tipo IBC em granulitos pode ser causado por "*underplating*" magmático abaixo de uma crosta continental existente, com intrusão e cristalização de substanciais volumes de magmas na crosta;

é possível afirmar que processos tectônicos extensionais ocorreram nas rochas do embasamento, em um evento tectônico anterior ao Ett Brasileiro, e com base nas idades U/Pb obtidas por Machado et al. (1996), este evento deve ser correlacionado ao Ett Transamazônico.

Em relação à Faixa Ribeira, as suítes cálcio-alcálicas tem sido associadas a ambientes tectônicos convergentes, provavelmente relacionados a uma margem ativa Paleoproterozóica (Heilbron, 1993; Teixeira e Figueiredo, 1991). A sugestão de um retrabalhamento Paleoproterozóico de um segmento mais antigo da crosta continental também tem sido corroborada por trabalhos mais recentes (p. ex. Machado et al., 1996) que indicam idades U/Pb arqueanas em zircões herdados. Contudo, rochas básicas, possivelmente relacionadas a períodos extensionais que afetaram a crosta continental, permanecem ainda não datadas.

Heilbron et al. (1997), enfocando a litogeoquímica dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, na região entre Rio Preto (MG) e Vassouras (RJ), propuseram uma subdivisão em duas associações tectônicas distintas. A primeira seria representada por duas séries calcioalcálicas geoquimicamente semelhantes às dos arcos magmáticos modernos; e a outra, com dois grupos de rochas básicas, um toleítico e outro com basaltos transicionais a alcalinos, ambos indicando ambiente distensivo intracontinental. Os autores destacaram ainda a necessidade de uma investigação em termos geocronológicos para o entendimento da relação entre estes ambientes tectônicos distintos.

Alguns modelos geotectônicos tem sido usados para explicar resultados ambíguos que definem ambientes compressionais e extensionais em um mesmo cinturão, em rochas de idades correlatas, associadas a um mesmo evento tectônico, e neste sentido o estudo de terrenos granulíticos pode fornecer evidências relevantes.

Estes modelos podem ter uma história tectônica de um ciclo, geralmente associada a terrenos mais jovens, ou ter sofrido uma evolução tectônica de ciclos múltiplos, característico da maioria dos terrenos granulíticos (Ellis, 1987; Harley, 1989; Sandiford & Powell, 1986). Alguns processos tectônicos podem gerar condições P-T de fácies granulito em apenas um ciclo tectônico, como por exemplo extensão seguida por afinamento da crosta continental, porém, as assembléias de fácies granulito permaneceriam soterradas na crosta média-inferior (Thompson & England, 1984). Thompson (1990) apresenta alguns possíveis processos tectônicos, listados a seguir, que levariam a metamorfismo regional de fácies granulito, fusão parcial e por vezes exumação da crosta continental.

(1). Colisão continental seguida de afinamento erosional

Neste modelo, os granulitos permaneceriam na crosta continental inferior depois que a erosão fizesse a crosta retornar à espessura inicial e somente a crosta superior seria erodida.

(2). Colisão continental seguida por afinamento extensional

Nesta hipótese, afinamento extensional causaria metamorfismo granulítico de alta temperatura na crosta inferior em resposta à injeção maciça de magmas derivados do manto. Caso este afinamento ocorresse somente na crosta inferior não haveria soerguimento dos granulitos de crosta inferior para a superfície. Afinamento extensional da crosta superior, ao longo de sistemas de falhas normais, poderia expor granulitos de crosta média como janelas tectônicas.

(3). Colisão continental com exumação tectônica

Este modelo requer sistemas de zonas de cisalhamento ou falhas em larga escala que possam penetrar ou estar ativas ao longo de toda a espessura crustal. As condições de pressão e temperatura preservadas na mineralogia claramente seriam dependentes da taxa de exumação.

(4). Múltiplo espessamento da crosta continental

Repetido espessamento de crosta previamente espessada não produz um aumento significativo das geotermas durante subsequente afinamento crustal por erosão ou extensão, com relação ao que produziria em um único evento tectônico.

(5). “Underplating” Magmático

Injeção maciça na crosta inferior de magmas derivados do manto causaria condições de fácies granulito a profundidades determinadas pelo nível crustal destas intrusões, por distâncias determinadas pelo volume das intrusões e pela geoterma crustal inicial. Neste modelo, o magma derivado do manto necessitaria de extensão crustal para ser injetado.

(6). Delaminação crustal

Destacamento da litosfera inferior, que se torna mais densa do que o manto adjacente através de reações minerais, e substituição pela astenosfera quente, é uma maneira muito efetiva de atingir condições de fácies granulito na crosta continental inferior. Com a remoção das raízes da crosta continental espessada, não há impulso isostático para o soerguimento erosional. Assim, a exumação de rochas de fácies granulito de alta temperatura produzidas na crosta inferior, necessitaria de um soerguimento tectônico posterior.

Dentre as hipóteses apresentadas, apenas o modelo (5) requer somente condições de tectônica extensional para gerar granulitos, porém o modelo (2) prevê ambos os processos onde colisão continental é seguida de afinamento extensional. Nestes dois modelos, processos de “*underplating*” magmático com intrusões de magmas básicos na base e na crosta inferior podem ser considerados importantes.

Clemens (1990) apresenta um modelo que leva em conta a participação de magmas derivados do manto através de processos de colocação de magmas em zonas intra- e infracrustais (“*intra*” e “*underplating*”). Com base em sua proposta de produção de granulitos a partir de metamorfismo tipo fluido-presente ou fluido-ausente, formulou um esquema, onde restitos granulíticos seriam formados por fusão parcial fluido-ausente das rochas encaixantes de rochas máficas “*under*” e “*intra-plated*”. Estas rochas máficas seriam geradas a partir de resfriamento e recristalização de magmas basálticos próximos de anidros. Este magma proveria a energia termal necessária para fundir parcialmente as rochas crustais “férteis” encaixantes ou sobrepostas. Magmatismo granitóide seria gerado como consequência do magmatismo basáltico do manto e um sistema de diques alimentadores levaria a fração de fundido para zonas distantes desta região para produzir batólito granitóide em níveis superiores da crosta. Em níveis crustais médios, plúton gabróico, ajudado por um pequeno influxo de H₂O, causaria fusão parcial local, fluido-

presente, das rochas encaixantes de fácies anfíbolito. Os produtos seriam uma zona migmatítica e um pequeno diápiro de granito levemente móvel rico em restito.

Segundo Touret (1992), magmas intrudindo a base da crosta resultaria em crescimento simultâneo de pressão e temperatura, acarretando em uma evolução P-T caracterizada por um caminho anti-horário, típico para a maioria dos granulitos (Bohlen, 1987; Harley, 1989). Metamorfismo granulítico leva a uma acreção vertical da crosta continental devido às sucessivas intrusões na base. Em alguns casos, estas condições permaneceram por um longo período de tempo e grandes quantidades de magmas são adicionados episodicamente. O modelo proposto enfatiza o desenvolvimento simultâneo de granulitos na crosta inferior e granitos na crosta média (conceito de crosta fértil, Clemens, 1990).

Alternativamente, Smellie (1994), a partir do estudo de ambientes tectônicos cenozóicos e atuais, propõe um modelo onde vulcanismo relacionado a arco magmático em zonas de subducção é associado a processos de extensão. Este modelo demonstra como os esforços aplicados podem ser criticamente dependentes de se a zona de subducção está “travada” (“*locked*”), isto é, com alto grau de acoplamento, ou “destravada”. Desta forma, regime de esforços compressivos ocorreria em sistemas “travados”, e esforços extensionais em sistemas “destravados”, e um gradiente indo desde compressão no ante-arco até extensão no retro-arco é entendido como característico de sistemas parcialmente “travados”.

A partir do que foi explanado, serão apresentados a seguir dois modelos que podem explicar o caminho metamórfico anti-horário e tectônica extensiva detectada nos granulitos do Complexo Juiz de Fora e os ambientes tectônicos convergentes de margem ativa que resultam em arcos magmáticos.

O primeiro, proposto por Heilbron et al. (1997), visualiza as raízes de um arco magmático cordilheirano extensional do Paleoproterozóico, localizado na borda de uma margem cratônica arqueana, como resultado de uma convergência Transamazônica. Este modelo prevê o retrabalhamento de uma crosta continental mais antiga e acreção juvenil seguida de metamorfismo de fácies granulito. Neste caso, o caminho IBC poderia sugerir um longo tempo de residência na crosta inferior. Esta proposta assemelha-se ao modelo (2) de Thompson (1990).

No segundo modelo, proposto neste trabalho, ambas as suítes magmáticas descritas e o metamorfismo de fácies granulito podem estar relacionadas a um mesmo evento tectônico

extensional Transamazônico, com a formação de “*intra*” e “*underplating*” magmático, provendo fluidos ricos em CO₂ e excesso de calor necessário ao metamorfismo granulítico.

Neste processo contínuo, a intrusão de consideráveis volumes de magmas básicos na base e dentro da crosta inferior causaria um forte aumento no fluxo térmico, propiciando o início de fusão parcial de rochas da crosta inferior, possivelmente de composição mais básica, e gerando uma grande quantidade de magmas de composição provável tonalítica a granítica. Processos de fusão parcial e diferenciação nestas condições retirariam grande quantidade de H₂O do sistema e, aliado a entrada de fluidos ricos em CO₂ provenientes das rochas máficas, causaria metamorfismo granulítico extensivo nestas rochas.

Dewey (1988) afirma que a razão entre o tempo em que um determinado *stress* é aplicado e a espessura inicial de uma crosta são fatores decisivos na geração de processos de soerguimento e subsidência. A partir da análise deste trabalho, é possível afirmar que no caso de haver previamente uma crosta com espessuras significativas, onde os esforços extensionais são aplicados a uma taxa de deformação baixa, por um longo período de tempo, extensão na base da crosta poderia causar espessamento da crosta inferior a média, e não afinamento crustal como seria de se esperar.

É proposto que a evolução tectônica para o Ett transamazônico, poderia resultar em espessamento crustal por acreção subcontinental (vertical) contínua e consequente afinamento do manto litosférico (Touret, 1996), podendo gerar desta forma um arco magmático continental. Este modelo pode explicar tanto a geração das associações cálcio-alcálicas quanto das toleíticas descritas.

V.3 - Evolução Geológica

A evolução geológico-geotectônica proposta envolve, durante o Ett Transamazônico, processos extensionais com a formação de “*under*” e “*intraplating*” magmático abaixo de crosta continental existente, provendo os fluidos ricos em CO₂ e o excesso de calor necessário para o metamorfismo granulítico, causando assim granulitização da base desta crosta (ortogranulitos do DTJF e DTAND). O fluxo térmico anômalo elevaria as geotermas continentais causando extensa fusão parcial e diferenciação da crosta inferior gerando magmatismo preferencialmente tonalítico e posteriormente termos mais evoluídos de composição granítica. Estes magmas ascenderiam na crosta, retrabalhando segmentos mais antigos (arqueanos?) em níveis crustais superiores. O

resultado deste processo seria uma crosta retrabalhada (transamazônica) com suas porções inferiores granulíticas de composição predominante mais básica (gabros, leucograbos, rochas ultramáficas, tonalitos máficos, granulitos máficos), gradando em direção a níveis mais rasos, essencialmente compostos por rochas de composições intermediárias (enderbitos, charnockitos, granodioritos, tonalitos félsicos, granitos, trondhjemitos). Desta forma, na área estudada, os ortognaisses e granulitos do DTJF seriam os correspondentes das porções médias a inferiores desta crosta retrabalhada, enquanto que os hornblenda ortognaisses do DTAND seriam os seus correspondentes alojados em níveis mais superiores em condições de crosta média a superior.

Com a evolução do processo distensivo, já nos estágios finais do Ett Transamazônico, um processo de afinamento crustal, auxiliado também por afinamento erosional, resultou em riftiamento da parte superior da crosta, gerando o início da formação das bacias intracratônicas onde foram posteriormente depositados os sedimentos dos Grupos São João del Rei, Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia (Ribeiro et al, 1995). Com base nos dados disponíveis até o momento, os primeiros registros sedimentares associados a estes processos datam de 1.8 Ga, época do início da deposição dos sedimentos da Bacia São João del Rei (Ribeiro et al., op. cit.). Este fato sugere que tais processos de riftiamento da parte superior da crosta se deram nos estágios finais do Ett Transamazônico, sustentando a hipótese de que os processos de “*underplating*” magmático não geraram de imediato afinamento crustal e afinamento extensional da crosta superior.

Após um longo período de quiescência, no Ett Brasileiro, iniciou-se processo compressivo de colisão continental, gerando zonas de cisalhamento e empurrões que colocaram em um mesmo nível crustal rochas supracrustais, o embasamento granulítico (Complexo Juiz de Fora) e os ortognaisses localmente em fácies granulito (Complexo Mantiqueira). Esta colisão se iniciou com vergência de SE para NW, em direção ao Cráton do São Francisco, gerando nos estágios sin-colisionais estruturas anastomosadas ou em amêndoas, relacionadas a fase direcional da deformação. Neste período, intensos processos anatéticos geraram nos metassedimentos uma grande quantidade de migmatitos e rochas graníticas e charnockíticas. Estes processos de fusão parcial possivelmente retiraram grandes quantidades de H₂O do sistema, fazendo com que os metassedimentos atingissem a fácies granulito, resultando no metamorfismo granulítico Brasileiro, com temperaturas máximas de 800°C e pressões entre 6 e 8 kb.

Nos estágios finais do ETT Brasileiro iniciou-se uma reversão tectônica, gerando milonitos tardios (D₄), pegmatitos e leucogranitos, que podem estar associados a um estágio de “relaxamento” crustal ou de abatimento do orógeno, ou ainda ao início de uma nova tectônica extensional. É possível que este processo esteja relacionado a uma fase inicial de um novo processo de “*underplating*” magmático, que teria sido responsável posteriormente pela separação do continente sul-americano do continente africano.

V.4 – Metalogênese Associada

Nas discussões sobre os processos tectônicos envolvidos e a evolução geológica construída, ressalta o transporte de materiais mantélicos para a base da crosta e posterior migração do produto do retrabalhamento desta crosta para níveis mais elevados. Nestes processos, fluidos, especialmente os carbônicos, desempenham um papel importante. Estes processos estão diretamente relacionados à fusão parcial do manto, com adição periódica de magmas na crosta e atividades de fusão parcial de crosta continental. Dentro deste modelo de evolução e transporte de materiais e fluidos na crosta terrestre podem ser encaixados conceitos sobre o transporte de metais do manto e níveis inferiores da crosta para níveis superiores, onde estes metais seriam depositados a partir de outros processos diversos. Desta forma, o estudo petrogenético de granulitos pode também ser importante na determinação da gênese de muitas mineralizações hospedadas na crosta terrestre durante o tempo geológico.

Na área estudada, a presença de ouro aluvionar é constatada pela garimpagem e extração em balsas há algumas décadas atrás. Estas concentrações podem estar relacionadas à erosão de rochas associadas à:

- 1 - presença de zonas de cisalhamento;
- 2 - presença de granitos, pegmatitos e veios de quartzo;
- 3 - presença de granitos encaixados em zonas de cisalhamento;
- 4 - presença do ouro disseminado originariamente nas rochas encaixantes;
- 5 - presença de rochas máficas e ultramáficas como fontes geradoras de anomalias.

Pinto (1991) descreve ocorrências de Au e Cu e subordinadamente Ni, Cr, Co e Zn. Segundo o autor, os indícios diretos e indiretos de mineralizações levaram a uma classificação em ordem decrescente de prioridade, onde Au é o mais importante e ocorre em aluviões recentes e em material colúvio-eluvial derivado de veios de quartzo aurífero, encaixados em quartzitos do

Grupo Andrelândia. Como segunda prioridade, são descritas ocorrências de Au, Cu, Ni e Cr em zonas de cisalhamento de baixo ângulo no contato entre o Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira, o que com relação a este trabalho, deve ser entendido como o contato entre o DTAND e o DTJF. Au em aluviões e mineralização de Cu em gnaisses aluminosos do Complexo Juiz de Fora, além de anomalias na periferia de corpos granulíticos básico a intermediários, são apresentados como uma terceira opção.

Regiões importantes para uma avaliação do potencial metalogenético estão situadas em faixas ou zonas de rochas miloníticas, próximas aos limites entre os domínios tectônicos. Nestas regiões, a concentração destes metais pode ser facilitada pela maior mobilidade dos fluidos. Entretanto, concentrações em quantidades consideráveis necessitam de uma fonte geradora destas anomalias. Para a área em questão, as rochas da Associação Máfico-Félsica seriam aquelas tidas como as mais prováveis de apresentar anomalias nestes metais por: ser ricas em componentes máficos; possuir os membros mais primitivos em termos geoquímicos; apresentar sulfetos disseminados; possuir íntima relação com rochas graníticas; e por ter sido afetada por zonas de cisalhamento brasileiras.

V.5 – Trabalhos Futuros

Na discussão sobre modelos tectônicos realizada neste capítulo, um número de dúvidas e incertezas ainda permanecem. Considera-se que alguns trabalhos em maior detalhe, envolvendo química mineral e datações radiométricas possam gerar resultados mais precisos, na medida que proveria subsídios para o aprofundamento das questões relacionadas a evolução P-T-t para os diferentes eventos tectônicos separadamente, bem como na determinação das idades de episódios específicos dentro da evolução geológica apresentada.

Desta forma, trabalhos futuros de química mineral e geocronologia em rochas do embasamento que apresentam texturas e estruturas em "*pods*" preservados da deformação brasileira são considerados importantes para confirmar e elucidar as questões relacionadas ao modelo proposto. Além disto, um detalhamento dos aspectos estruturais pré-brasileiros nesta área e em regiões adjacentes pode fornecer informações importantes a respeito das direções de transporte tectônico de eventos mais antigos. Outra questão a ser abordada é o estudo das porções metassedimentares associadas a estes terrenos mais antigos que pode levar a correlações estratigráficas com outras áreas adjacentes.

Capítulo VII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREIS, R. ; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1989 - Caracterização preliminar dos ciclos deposicionais no sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis). Anais do I Simpósio de Geologia do Sudeste, p. 101-102.

ASHWORTH, J.R. - 1985 - Migmatites. Ed. Blackie. Glasgow, 302p.

BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du geossinclinal Espinhaço. Comptes. Rendus., section XIII, 19e session: 1-37. Inter. Geol. Congr., 1952, Argélia.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol.48, pp.43-55.

BERTHÉ, D.; CHOUKPOUNE, P.; JEGOUZA, P. - 1979 - Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. Journal of Structural Geology, V.1, p.31-42.

BOHLEN, S.R. - 1991 - On the formation of granulites. J. metamorphic Geol. 9: 223-229.

BRANDALISE, L.A. et alli - 1991- Folha Barbacena, SF. 23-X-C-III, 1:100.000, Estado de Minas Gerais, Progr. Levantamentos Geológicos Básicos. Brasília, DNPM/CPRM, 162p.

BROWN, P.E. - 1989 - FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploitation program (abstract). Second Biennial Pan-American Conf. of Research on Fluid inclusions Progr. with abstract, 14.

BROWN, P.E. & LAMB, W.M. - 1989 - P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, (in press).

CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1990 - Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). Anais do XXXVI Congr. Bras. de Geol., Natal, RN.

CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. - 1992 - A Orogênese Rio Doce . In: Cong. Bras. Geol., XXXVII, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG., V.1: 276-277.

CAMPOS NETO, M.C.; PERROTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1990 - A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande (SP-MG). Anais do XXXVI Congr. Bras. de Geol., Natal, RN.

CLEMENS, J.D. - 1990 - The granulite-granite connexion. D. Vielzeuf and Ph. Vidal (eds.), *Granulite and Crustal Evolution*, p. 25-36.

CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para a região das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Fonseca et al., 1979. Texto explicativo da carta do Brasil ao milionésimo, DNPM/MME: 175-207.

CORDANI, U. G.; AMARAL, G. C. & KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian evolution of South America. *Geol. Rund.* 62(2): 309-317.

DELHAL, J.; LEDENT, D. & CORDANI, U. G. - 1969 - Ages Pb/U; Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitique du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais). *An. Soc. Geol. Belg.* 92: 271-283.

DEWEY, J.F. - 1988 - Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, v. 7, p. 1123-1139.

DIRAC, F. M. & EBERT, H. - 1967 - Isotopic ages from the pegmatite provinces of Eastern Brazil. *Nature*, London, 215: 948-949.

DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1994 - Geologia da região de Juiz de Fora e Matias Barbosa (MG). *Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos. SC, SBG; Vol.2: 88-90.*

DUARTE, B.P.; FIGUEIREDO, M.C.H. (in memorian); CAMPOS NETO, M.; HEILBRON, M. - 1997 - Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira belt, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, V.27, n° 1, p.67-82.

EBERT, H. (1955) - Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *Rel. Anual da DGM, 1954, p.79-89, Rio de Janeiro.*

EBERT, H. - 1956a - Pesquisas Geológicas no Sudeste de Minas Gerais. *Relatório Anual do Diretor Geol. Min.*, ano 1965, p. 62-81.

EBERT, H. - 1956b - Pesquisas Geológicas no Sudoeste de Minas Gerais. *Relatório anual do diretor Geol. Min.*, ano de 1966, p. 97-107.

EBERT, H. - 1957b - Beitrag zur Gliederung des Prakambrius in Minas Gerais, *Geologische Rundschau*, 45, p. 471-519.

EBERT, H. - 1957 - Contribuição à divisão do Pré-Cambriano em Minas Gerais. (não publicado) 80p.

EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais: Rio de Janeiro, DNPM/DGM, bol. 183,48p.

EBERT, H. - 1963 - The manganese bearing Lafaiet formation as a guide horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais: Anais Acad. Bras. Ciências, V.35, no.4, p. 545-559.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da fácies granulito no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. Anais Acad. Bras. Ciências, V.35, No.4, p. 545-559.

EBERT, H. - 1971 - Os paraibides entre S. J. del Rey, Minas Gerais e Itapira, S. Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. Esp. No.1 (Resumo das Comunicações). XXV Congr. Bras. de Geol. S. Paulo.

EBERT, H. (in memorian) - 1984- Aspectos da geologia de S. J. del Rey - Os Paraibides entre S. J. del Rey e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides, S. Paulo. SBG/Núcleo SP. Publ. Especial 12, 103p.

EBERT, H.D.; CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M. & VAN SCHMUS, W.R. - 1994 – Regimes Tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da Faixa Ribeira: um exemplo de magmatismo transpressivo. Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos. SC, SBG; Vol.1: 260-261.

ELLIS, D.J. - 1984 - Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. Geology, v. 15, p. 167-170.

ENDO, I. & MACHADO, R. - 1993 – Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. Na. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, pp. 283-285.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. - 1978 - Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geoch. Cosmoch. Acta, V.42, 1199-1212.

FIGUEIREDO, M.C.H. (*in memorian*) & TEIXEIRA, W. - 1996 – The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: Preliminary geochronological and geochemical results. Na. Acad. Bras. Ci., vol. 68 (2), p. 223-246.

FIGUEIREDO, M.C.H.; TEIXEIRA, W. & BRITO NEVES, E.A. - 1991 – Gnaisses Mantiqueira, MG – Parte I: Litogeoquímica. Na. Acad. bras. ci., v. 64 (2), p.209-210.

HARLEY, S. L. - 1989 - The origins of granulites: a metamorphic perspective. Geological Magazine, 126, 215-247.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira, Setor Central. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Ed. Edgard Bluecher Ltda., p. 308-344.

HEILBRON, M. - 1983 - Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas (M.G.). Anais do 2ºSimpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, SBG, Núcleo Minas Gerais, bol. No.3, p. 376-386.

HEILBRON, M. - 1985 - O metamorfismo da área de Itutinga, Madre de Deus de Minas, M.G. Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, SBG., Núcleo Minas Gerais, bol. No.5, p. 219-234.

HEILBRON, M. - 1990 - O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Pirai (RJ). Anais do XXXVI Congr. Bras. de Geol., vol.6, p.2813-2826, Natal, RN.

HEILBRON, M. - 1993 - Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Pirai (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de doutorado (não publicada). IG/USP, São Paulo, 268p.

HEILBRON, M. - 1995 - O segmento Central da Faixa Ribeira: Compartimentação tectônica e ensaio evolutivo. Tese de Livre Docência, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 115p (inédito).

HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; KAWASHITA, K.; PADILHA, A.V. - 1989 - Geocronologia da área entre Lavras, S. João del Rei, Lima Duarte e Caxambú. An Acad. Bras. Ciências, 61(2), p. 177-199.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. (1991) - A megassiniforma do Paraíba do Sul e sua aplicação na compartimentação tectônica do setor central da faixa Ribeira. Anais do II Simp. de Geol. do Sudeste p. 519-526.

HEILBRON, M.; ROCHA, A.D.; SILVA, L.G.E.; NOGUEIRA, J.R.; TROUW, R.A.J. & POLÔNIA, J.A.L. - 1994a - Compartimentação tectônica da seção Conceição do Ibitipoca (MG) - Valença (RJ), segmento central da Faixa Ribeira. Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos. SC, SBG; Vol.2: 55-56.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C. & TUPINAMBÁ, M. - 1994b - Segmento central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no Evento Termo-Tectônico Brasileiro. Anais do XXXVIII Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, Bol. Resumos Expandidos, vol. 1, p.263-265.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S. & MACHADO, N. - 1995 - A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Rev. Bras. Geoc., v. 25, nº 4, p. 249-266.

HEILBRON, M.; MACHADO, R. & FIGUEIREDO, M.C.H. (*in memoriam*) - 1997 - Litho geochemistry of paleoproterozoic orthogranulites from the Rio Preto (MG) - Vassouras (RJ), Central Ribeira Belt, SE Brazil. Rev. Bras. Geoc., V.27, nº 1, p.83-98.

HEYEN, G.; RAMBOZ, C. & DUBESSY, J. - 1982 - Simulation des equilibres de phases dans le systeme CO₂-CH₄, en dessous de 50 C et de 100 bar. Application aux inclusios fluides. C. R. Acad. Sc. Paris, t.294, serie II, 203-206.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. - 1976 - An outline of structural geology. John Wiley & Sons, 571p.

IRVINE, T.N. & BARAGER, W.R.A. - 1971 -A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.8, pp.523-548.

JENSEN, L.S. - 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc., 66p.

JUNHO, M.C.B.; TOLEDO, C.L.B.; NOGUEIRA, J.R. & MONSORES, A.L.M. - 1990 - Geologia da região de Liberdade, sul de Minas Gerais. I Simp. Geol. do Sudeste. SBG/RJ, Rio de Janeiro, p.155-156.

KERKHOF, VAN DEN A.M. - 1990 - Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to fluid inclusions. Geoch. & Cosmoch. Acta Vol. 54, p.621-629.

LAMB, W.M.; VALLEY, J.W. & BROWN, P.E. - 1987 - Post metamorphic CO₂-rich fluid inclusions in granulites. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 485-495.

LAMB, W.M. - 1990 - Fluid inclusions in granulites: peak vs. retrograde formation. D. Vielzeuf and Ph. Vidal (eds.), Granulite and Crustal Evolution, 419-433.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B. - 1989 - A classification of igneous rocks and glossary terms. Blackwell, Oxford.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F. - 1983 - Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro / Vitória (geologia). MME. vol. 32, p. 27-304, Rio de Janeiro

MACHADO, N.; VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. - 1996 - U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research, V.79, n^{os} 3-4, p. 347-362.

MACHADO, R. & ENDO, I. - 1994 - Superposição cinemática brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na cunha de Guaxupé. Anais do XXXVIII Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, Bol. Resumos Expandidos, vol. 1, p. 269-270.

MESCHEDE, M. - 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., v. 56, p. 207-218.

MEHNERT, K. R. - 1971 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam. Elsevier Publishing Company.

MIDDLEMOST, E.A.K. - 1985 - Magmas and magmatic rocks. Longman, London. 266p.

- MIYASHIRO, A. - 1975 - Metamorfism and metamorphic belts : George Allen & Unwin, 429p.
- NOGUEIRA, J.R. - 1994 - " Relações tectono-estruturais e metamórficas entre metassedimentos e ortognaisses em fácies granulito na região a sudoeste de Juiz de Fora, Minas Gerais. " Dissertação de Mestrado, DG/UFRJ, 187p. (inédito)
- NOGUEIRA, J.R. & TROUW, R.A.J. - 1993 - Mapeamento geológico, esc. 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. Anais do III Simp. Geol. Sudeste. SBG, Núcleo RJ-SP, pp. 180-186.
- NUMMER, A.R. - 1991 - Análise estrutural e estratigrafia do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca, sul de Minas Gerais. Tese de Mestrado (não publicada). IG/UFRJ, Rio de Janeiro, 286p.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1982 - Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3): 369-374.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1980 - Petrologia das rochas granulíticas da faixa Paraíba do Sul, estado do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de livre docência IGCE/UNESP. 116p. Inédito.
- PACIULLO, F.V.P. - 1992 - Orto-anfibolitos no Ciclo Depositional Andrelândia: assinatura química e ambiente tectônico. XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo, SP, Bol. de Resumos Expandidos, Vol.2: 28-30.
- PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, Anais do 2º Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, SBG., Núcleo Minas Gerais, bol. N.º.3, p. 440-448.
- PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A. & ANDREIS, R.R. - 1993 - Reconstrução de uma bacia fragmentada: o caso do Ciclo Depositional Andrelândia. II Simp. sobre o Cráton de S. Fransisco. SBG/BA-SE, Salvador, BA; p. 224-226.
- PASSCHIER, C. & SIMPSON, C. - 1986 - Porfiroclast systems as kinematic indicators. J. Struct. Geol. 8, pp. 831-843.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S. & KRÖNER, A. - 1990 - Field Geology of High-Grade Gnaiss Terrain. 150p. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., V. 19, p. 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. - 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., V. 69, p.33-47.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.

PINTO, C.P. - 1991 - Lima Duarte, Folha SF. 23-X-C-VI - Estado de Minas Gerais, esc. 1:100.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, CPRM-DNPM, Brasília. Texto explicativo e mapas, 201p.

PINTO, C.P. & PADILHA, A.V. - 1993 - Esboço de integração geológica regional e evolução tectônica para parte da região sudeste do Brasil. An. VII Simp. Geol. Minas Gerais, p.65-68.

PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Tese de Mestrado (não publicada); IG/UFRJ, Rio de Janeiro.

PIRES, F.R.M.; RIBEIRO, A. & BARBOSA, M.I.M. - 1990 - Distribuição do "Greenstone Belt" Barbacena na região de S. J. del Rei, Minas Gerais. XXXVI Congr. Bras. Geol.; Natal, RN; Vol.6, p.2941-2951.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. - 1987 - The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press, London. 307p.

RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.; PACIULLO, F.P. & VALENÇA, J.G. - 1995 - Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geosc., 25(4): 235-248.

RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, F.V.P., TROUW, R.A.J. & HEILBRON, M. - 1990 - Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton de São Francisco: análise da região de S.J. del Rei e Andrelândia, Minas Gerais. Anais do XXXVI Congr. Bras. Geol., vol.6, p. 2605-2614, Natal, RN.

RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. L. - 1982 - Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Anais XXXII Congr. Bras. Geol. BA., Vol. 1, p. 177-186.

RICKWOOD, P.C. - 1989 - Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247-263.

ROEDDER, E. - 1981 - Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. L.S. Hollister & M.L. McCrawford Eds.; Fluid Inclusion: Applications to petrology; Mineralogical Society of Canada, Short Course Handbook; vol.6, cap.5, p. 101-128.

ROLLINSON, H. - 1993 - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited; 352 p.

SANDIFORD, M.A. & POWELL, R. - 1986 - Deep crustal metamorphism during continental extension; ancient and modern examples. Earth and Planetary Science Letters, 79, 151-158.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. - 1984 - Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, esc. 1:250.000. Brasília, DNPM, 501p.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H. & ALDERTON, P.H.M. - 1985 - A practical guide to fluid inclusion studies, Ed. Blackie, 239p.

SILVA, R.R. - 1990 - Estratigrafia, metamorfismo e geologia estrutural do Grupo Andrelândia em Carvalhos, sul de MG. Tese de Mestrado, IG/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 144p.

SILVA, R.R.; JUNHO, M.C.B.; MONSORES, A.L.M.; NOGUEIRA, J.R. & ALVES, M.J.S. - 1992 - Geologia do Grupo Andrelândia na região de Aiuruoca-Liberdade, MG. Anais VI Simp. Geol. de Minas Gerais. SBG/MG, Ouro Preto, MG.

SMELLIE, J.L. - 1994 - Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Smellie (Ed.). Geol. Soc. Spec. Publ., n° XX, Oxford, UK, p.1.

STRECKEISEN, A. L. -1973 - Plutonic rocks, classification and nomenclature Recommended by IUGS subcommission on the sistematics of igneous rocks: Geotimes, 18, p. 26-30.

SWANENBERG, H.E.C. - 1979 - Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. Contrib. Mineral. Petrol., V. 68, p. 303-306.

TASSINARI, C. C. G. & CAMPOS NETO, M. C. - 1988 - Precambrian Continental Crust Evolution of Southeastern São Paulo State, Brazil, based on isotopic evidence. Geochim. Brasil. 2(2):175-183.

TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1991 - An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco Cráton, Brazil: a review. Precamb. Res. V. 53, p. 1-22.

THOMPSON, A.B. - 1990 - Heats, fluids and melting in granulites. D. Vielzeuf and Ph. Vidal (eds.), Granulite and Crustal Evolution, p. 37-57.

THOMPSON, A.B. & ENGLAND, P.C. - 1984 - Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J. Petrol. V. 25(4), p. 929-955.

TOURET, J.L.R. - 1971 - Le facies granulite en Norvege meridionale. II: Les inclusions fluides. Lithos 4: 423-436.

TOURET, J.R.L. - 1992 - CO₂ transfer between the upper mantle and atmosphere: temporary storage in the lower continental crust. Terra Nova, v.4, p. 87-98.

TOURET, J.R.L. - 1996 - LILE depletion in granulites: myth or reality? In: Petrology and geochemistry of magmatic suits of rocks in the continental and oceanic crusts. D. Demaiffe (Ed.). Université Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), p. 53-72.

TROUW, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos S. J. del Rei, Carrancas e Andrelândia. Anais do 2° Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Pré-Cambriano, SBG., Núcleo Minas Gerais, bol. N°3, p. 469-477.

TROUW, R.A.J. - 1992 - Evolução tectônica ao sul do Cráton de S. Francisco, baseada em análise metamórfica. XXXVIII Congr. Bras. Geol., São Paulo, SP, Bol. Resumos Expandidos. Vol. 1, p.327-328.

TROUW, R.A.J. & PANKHURST, K.J. - 1993 - Idades radiométricas ao sul do Cráton de S. Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. II Simp. sobre o Cráton de S. Francisco. SBG/BA-SE, Salvador, BA, p.260-262.

TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P & RIBEIRO, A. - 1994 - A faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos. SC, SBG; Vol.1: 234-235.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Camburiú, S.C., Vol 1, p.2273-2284.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; CHRISPIN, S.J. & DAYAN, H.-1982- Análise da deformação numa área a SE de Lavras, M.G. Anais do XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador BA. Vol. 1, p. 187-196.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia dos Grupos S. J. del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Anais da Acad. Bras. de Ciências, vol 55, N^o. 1, p.71-85.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. & HEILBRON, M.L. -1984 - Os Grupos S. J. del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Canastra e Araxá. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol. , Rio de Janeiro - R.J., p. 3227-3239.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO F.V.P. - 1986 - Contribuição à geologia da folha Barbacena - 1:250000 - Anais do XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiania, GO, p. 974-985.

TURNER, F.J. & WEISS L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 545pp.

VALERIANO, C.M. - 1983 - Geologia de uma área a SW de Aiuruoca, sul de Minas Gerais. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Geologia do Pré-Cambriano, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 3, Belo Horizonte.

VALERIANO, C.M. - 1985 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo S.J. del Rei na região de S.J. del Rei, MG. Tese de Mestrado, IG/UFRJ (inédito), 165p.

VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. (*in memoriam*); TREIXEIRA, W. - 1997 - Geochemistry and geochronology of paleoproterozoic gneissic rocks of the Paraíba do Sul Complex (Quirino Unit), Barra Mansa region, Rio de Janeiro, Brazil. Rev. Bras. Geoc., V.27, n^o 1, p.111-120.

- VERNON, R.H. – 1976 – Metamorphic Processes. Ed. George Allen & Unwin, London. 243p.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. - 1984 - Empirical approach to estimating the composition of continental crust. *Nature*, 310, 575-579.
- WHITE, A.J.R. - 1992 - Granite handbook: description genesis, some associated ore deposits - Short Course - XXXVIII Congr. Bras. Geol., São Paulo, 109p.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. - 1980 - On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, V.2, p. 175-187.
- WINKLER, H.G.F. -1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. New York Inc.
- WOOD, D.A.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; NORRY, M. & TARNEY, J. - 1979 - Elemental and Sr isotope variation in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.
- YARDLEY, B.W.D. - 1989 - An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series, 248p., London.