UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DA SEÇÃO BOM
JARDIM DE MINAS (MG)-BARRA DO PIRAÍ (RJ). SETOR
CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA

Mônica Heilbron

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1993

517.16

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DA SEÇÃO BOM
JARDIM DE MINAS (MG)-BARRA DO PIRAÍ (RJ). SETOR
CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA

Mônica Heilbron

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005046

SÃO PAULO
1993

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DA SEÇÃO BOM
JARDIM DE MINAS (MG)-BARRA DO PIRAI (RJ). SETOR
CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA

Mônica Heilbron

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	Dr. R. Machado
Examinadores:	Dr. R.A.J. Trouw
	Dr. H.D. Ebert
	Dr. B.B. de Brito Neves
	Dr. M.C.H. de Figueiredo

SÃO PAULO
1993

Aos queridos
Daniel, Marquinhos e Cláudio

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	xv
ABSTRACT	xvii
RESUMO	xxi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
CAPÍTULO 2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
2.1 - NO CONTEXTO GEOGRÁFICO	3
2.2 - NO CONTEXTO GEOTECTÔNICO	3
CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: TRABALHOS ANTERIORES REALIZADOS NO SEGMENTO MERIDIONAL DA FAIXA LÍMITROFE ENTRE OS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E MINAS GERAIS	7
3.1 - UNIDADES LITOLÓGICAS	7
3.2 - AS DIVERSAS CONCEPÇÕES DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO LÍMITROFE ENTRE OS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E MINAS GERAIS	16
3.3 - DISCUSSÃO DOS DADOS BIBLIOGRÁFICOS: PONTOS CONSENSUAIS E QUESTÕES EM ABERTO	21
CAPÍTULO 4 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTA	25
4.1 - DOMÍNIOS AUTÓCTONE (DTA) E CARRANCAS (DTC)	25
4.2 - DOMÍNIO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)	27
4.3 - DOMÍNIO JUIZ DE FORA (DTJF)	28
4.4 - DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL (DTPS)	29
CAPÍTULO 5 - UNIDADES LITOLÓGICAS E MAGMATISMO NOS TRÊS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS	30
5.1 - DOMÍNIO TECTÔNICO ANRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)	30
5.1.1 - Introdução	
5.1.2 - Unidades do Ciclo Depositional Andrelândia (CDA)	

5.1.3 - Metabasitos do CDA	
5.1.4 - Ortognaisse do Complexo Mantiqueira	
5.1.5 - Rochas granitóides intrusivas	
5.1.5.1 - Granito porfiróide xistoso	
5.1.5.2 - Granito porfiróide Serra do Lagarto	
5.1.5.3 - Leucogranitos	
5.2 - DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA (DTJF)	42
5.2.1 - Introdução	
5.2.2 - Metassedimentos do Ciclo Depositional Andrelândia	
5.2.3 - Metabasitos no CDA	
5.2.4 - Complexo Juiz de Fora (CJF)	
5.2.5 - Rochas granitóides intrusivas	
5.2.5.1 - Granitóide Rio Turvo	
5.2.5.2 - Granito Porfiróide	
5.3 - DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTPS)	49
5.3.1 - Introdução	
5.3.2 - Grupo Paraíba do Sul (GPS)	
5.3.3 - Suíte Quirino-Dorândia (SIQD)	
5.3.4 - Rochas granitóides intrusivas	
5.3.4.1 - Granitóide Serra da Concórdia	
5.3.4.2 - Leucogranito Serra do Ipiranga	
5.4 - UNIDADES LITOLÓGICAS FANEROZÓICAS	54
5.4.1 - Diques de diabásio e microgabro	
5.4.2 - Rochas alcalinas e brechas tectônicas	
CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	56
6.1 - INTRODUÇÃO	56
6.2 - ANÁLISE GEOMÉTRICA DA DEFORMAÇÃO PRECAMBRIANA	58
6.2.1 - Fases da Deformação Principal	
6.2.1.1 - Domínio Andrelândia Alóctone (DTAND)	
Dobras D ₁	
Foliação S ₁	
Dobras D ₂	
Foliações S ₂ e S ₁₊₂	
Lineação de crenulação e de intersecção	
Lineação mineral	
6.2.1.2 - Domínio Juiz de Fora (DTJF)	
Foliação S ₂	
Dobras	
Lineação mineral	
6.2.1.3 - Domínio Rectônico Paraíba do Sul (DTPS)	
Xistosidade S ₁	
Dobras D ₂	
Foliação S ₂	

Lineação de intersecção L_{12}
Lineação mineral

6.2.2 - Deformações tardias D_3 e D_4	
6.2.2.1 - Dobras D_3	
6.2.2.2 - Zonas de cisalhamento D_3	
6.2.2.3 - Clivagem disjuntiva e xistosidade de crenulação S_3	
6.2.2.4 - Lineações de intersecção e crenulação D_3	
6.2.2.5 - Fraturas de extensão e pegmatitos associados à deformação D_3	
6.2.2.6 - Zonas de cisalhamento e dobras D_4	
6.3 - SÍNTESE DA DEFORMAÇÃO PRECAMBRIANA E INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA	98
6.3.1 - Deformação Principal (D_1+D_2)	
6.3.2 - Deformações tardias	
6.4 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESO-CENOZÓICA	109
CAPÍTULO 7 - EVOLUÇÃO DOS PULSOS METAMÓRFICOS PRECAMBRIANOS E SUA RELAÇÃO COM A DEFORMAÇÃO: CONSIDERAÇÕES DE AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	111
7.1 - INTRODUÇÃO	111
7.2 - ETAPA METAMÓRFICA M_1 E A GERAÇÃO DE GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS À DEFORMAÇÃO PRINCIPAL (D_1+D_2)	112
7.2.1 - Metamorfismo M_1 no Domínio Andreelândia Alóctone	
7.2.2 - Metamorfismo M_1 no Domínio Juiz de Fora	
7.2.3 - Metamorfismo M_1 no Domínio Paraíba do Sul	
7.3 - MODELO DE METAMORFISMO INVERSO PARA M_1	121
7.4 - METAMORFISMO M_2	126
7.4.1 - Metamorfismo M_2 e magmatismo associados à deformação D_3	
7.4.2 - Discussão de modelos para o metamorfismo M_2 e o magmatismo associado	
7.5 - METAMORFISMO DO EMBASAMENTO M_E (PRÉ- D_3) E MODELOS PARA SUA FORMAÇÃO	131
CAPÍTULO 8 - GEOCRONOLOGIA E A QUESTÃO DO MONO X POLICICLISMO NOS CONJUNTOS SUPRACRUSTAIS	140
8.1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS DA ABORDAGEM	140
8.2 - REVISÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS PARA A FAIXA	141

RIBEIRA, NA PORÇÃO CENTRO-MERIDIONAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO E ÁREAS VIZINHAS	141
8.3 - NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS Rb/Sr OBTIDOS PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA	146
8.4 - DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DISPONÍVEIS PARA CARACTERIZAR OS EVENTOS M_1 (SIN D_1+D_2) E M_2 (SIN A TARDI D_3): A QUESTÃO DO MONO X POLICICLISMO NA SEÇÃO ABORDADA	151
8.5 - A DIFICULDADE NO POSICIONAMENTO TEMPORAL DO GRUPO PARAÍBA DO SUL E DA SUÍTE INTRUSIVA QUIRINO-DORÂNDIA	154
CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA	158
9.1 - ORTOGRANULITOS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA: MAGMATISMO EOPROTEROZOÍCO-ARQUEANO	158
9.1.1 - Introdução e objetivos da abordagem	
9.1.2 - Trabalhos anteriores	
9.1.3 - Litotipos e análises realizadas	
9.1.4 - Apresentação das distintas séries magmáticas encontradas	
9.1.5 - Caráter orto X paraderivado	
9.1.6 - Classificação e abundância dos litotipos nas séries magmáticas	
9.1.7 - Características geoquímicas das distintas séries magmáticas	
9.1.8 - Ambientação geotectônica e considerações finais	
9.2 - LEUCOGNAISSE E ROCHAS ASSOCIADAS: ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO DO COMPLEXO MANTIQUEIRA NO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE	197
9.2.1 - Litologias amostradas e objetivo do estudo	
9.2.2 - Resultados obtidos: comparação com o Complexo Juiz de Fora	
9.3- GRANITO PORFIRÓIDE SERRA DO LAGARTO: MAGMATISMO CALCIO-ALCALINO POTÁSSICO, TARDI D_2 A INTER D_2-D_3 NO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA	204
9.3.1 - Litotipos analisados e objetivo do estudo	
9.3.2 - Resultados obtidos	
9.4- LEUCOGRANITO SERRA DO IPIRANGA: EXEMPLO DE GRANITÓIDE TIPO-I DIFERENCIADO, TARDI D_3 NO DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL	214
CAPÍTULO 10 - INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS: DISCUSSÃO DO MODELO GEOTECTÔNICO E A QUESTÃO DOS LIMITES DA FAIXA RIBEIRA NO SEGMENTO MERIDIONAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO	218

10.1 - INTRODUÇÃO	218
10.2 - A QUESTÃO DOS LIMITES DA FAIXA RIBEIRA	219
10.3 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E MODELOS GEOTECTÔNICOS	225
10.3.1- Utilização dos conceitos estágios deposicionais e eventos termo-tectônicos	
10.3.2- Síntese e Evolução Geológica da Faixa Ribeira no segmento meridional do estado do Rio de Janeiro	
10.3.3- Evolução no Mesozóico e Cenozóico	
11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	240
APÊNDICE	262
A.I - METODOLOGIA E NOMENCLATURA UTILIZADAS	
A.I.1 - Metodologia dos trabalhos de campo	
A.I.2 - Estudos petrográficos e do metamorfismo	
A.I.3 - Estudos da deformação	
A.I.4 - Litogeoquímica	
A.I.5 - Geocronologia	
A.I.6 - Integração e interpretação global dos resultados	
A.II - NOMENCLATURA E ABREVIATURAS UTILIZADAS	
A.II.1 - Terminologia petrográfica	
A.II.2 - Terminologia e notação estrutural	
A.II.3 - Classificação do metamorfismo	
ANEXOS	
I - MAPA GEOLÓGICO	
II - PERFIS GEOLÓGICOS	
III - MAPA ESTRUTURAL DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL	
IV - MAPA ESTRUTURAL DAS DEFORMAÇÕES TARDIAS	
V - MAPA METAMÓRFICO	

RELAÇÃO DE FIGURAS

2.1 - Localização da área mapeada no contexto geográfico: a) situação em relação às principais vias de acesso e cidades; b) articulação em relação às folhas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000.	4
2.2 - Localização da área investigada no contexto geotectônico.	5
3.1 - Mapas geológicos de Fonseca et al. (1979) e Machado Filho et al. (1983) para o setor central da Faixa Ribeira.	14
3.2 - Mapas geológicos apresentados por Hasui et al. (1984) e (1982) para o setor central da Faixa Ribeira.	15
3.3 - Propostas de compartimentação geotectônica: a) Ebert (1968); b) Cordani et al. (1973); c) Fonseca et al. (1979).	17
3.4 - Propostas de compartimentação geotectônica: a) Machado Filho et al. (1983); b) Hasui et al. (1984).	20
4.1 - Proposta de compartimentação tectônica adotada.	26
5.1 - Perfil geológico simplificado e colunas tectono-estratigráficas comparativas nos compartimentos tectônicos.	31
5.2 - Colunas tectono-estratigráficas apresentadas por diversos autores para regiões distintas do DTAND.	33
5.3 - Diagrama QAP de Streckeisen (1982) para os diferentes tipos litológicos do Complexo Mantiqueira no DTAND.	39
5.4 - Corpo discordante de metabasito intrusivo no granada gnaiss do CDA, no Domínio Tectônico Juiz de Fora.	39
6.1 - Exemplos de dobras D1 e padrões de interferência D1 x D2 no DTAND.	60
6.2 - Exemplos de dobras D2 e padrões de interferência D2 x D3 no DTAND.	62
6.3 - Mapa esquemático ilustrando as variações na atitude dos planos axiais e eixos das dobras D1+D2 nos distintos domínios estruturais do DTAND.	63
6.4 - Mapa Estrutural sintético com a orientação dos elementos da Deformação Principal D1+D2, nos diferentes domínios estruturais que integram os compartimentos tectônicos DTAND, DTJF e DTPS.	65
6.5 - Bloco diagrama interpretativo do dobramento D1+D2 no DTAND.	67

6.6 - Tipos de foliações S2 e lineações L2 no DTAND.	69
6.7 - Exemplos de dobras D2 no DTJF.	74
6.8 - Mapa estrutural esquemático e bloco-diagramas interpretativos ilustrando a variação da orientação das dobras D2 nos diferentes domínios estruturais do DTJF.	75
6.9 - Estruturas assimétricas observadas em escala de afloramento, utilizadas como indicadores cinemáticos da deformação principal no DTJF.	76
6.10 - Outros indicadores cinemáticos no DTJF: a) Duplexes e b) Megaboudins de rochas calcissilicáticas (C) com giro da foliação interna Si em relação à foliação externa Se.	79
6.11 - Dobras D2 e indicadores cinemáticos da foliação milonítica S2 no DTPS.	85
6.12 - Mapa estrutural sintético e bloco-diagramas interpretativos da deformação principal nos diferentes domínios estruturais do DTPS.	87
6.13 - Exemplos de dobras D3 nos três compartimentos tectônicos.	92
6.14 - Zonas de cisalhamento D3 observadas em perfil ou em mapa.	94
6.15 - a) clivagem disjuntiva S3 em quartzitos do CDA, no DTJF; b) juntas AC associadas a dobras D3 no DTPS, c) giro anti-horário das zonas de cisalhamento D4 observadas em granulitos do CJF; e d) dobra D4 com veio de quartzo (VQ) no plano axial, observada nos granulitos (GT) do CJF.	96
6.16 - Quadro esquemático ilustrando a evolução da Deformação Principal D1+D2 nos diversos compartimentos tectônicos da faixa móvel.	100
6.17- a) Método gráfico de Ellis & Watkinson (1987) que relaciona a orientação da lineação de estiramento (α) e o ângulo de subducção (θ), com o ângulo de convergência (ϕ), em regiões com convergência oblíqua; b) valores obtidos para os domínios estruturais AND-1, 5, 6 e 7 (DTAND) e JF-1 e 3a (DTJF) utilizando o método gráfico.	105
6.18 - Diagrama indicando as direções ("strike" do contato) das falhas rúpteis mais importantes (com brechas tectônicas) e dos diques de rochas alcalinas.	105
7.1 - Condições P e T aproximadas do pulsos metamórficos Me e D1, baseadas nas paragêneses metamórficas descritas nas lâminas delgadas.	113

7.2 - Evolução da etapa M1 e distribuição das zonas metamórficas (A, B, I, II, IIa, III e IV da figura anterior) no diversos domínios tectônicos (DTA, DTC, DTAND, DTJF e DTPS).	123
7.3 - Caminhos P x T x t hipotéticos para o metamorfismo M1 nos domínios DTAND e DTJF, obtidos através das paragêneses metamórficas descritas neste trabalho e dos dados geotermobarométricos de Trouw (1992).	129
8.1 - Diagramas isocrônicos Sr87/Sr86 x Rb87/Sr86 para o afloramento CJE-44 (ponto 844 no Anexo I).	148
8.2 - Diagrama isocrônico Sr87/Sr86 x Rb87/Sr86 para o afloramento RPM-193 (ponto 1093 no Anexo I).	148
9.1 - Diagramas de variação segundo SiO2 para as rochas granulíticas.	168
9.2- Padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito (Evensen et al., 1978) para rochas granulíticas do CJF: a) Série I; b) Série II, c) Série III; e d) Série IV.	172
9.3 - Rochas granulíticas de composição básica das quatro séries plotadas no diagrama que correlaciona os números de Niggli c X mg, no diagrama elaborado por Leake (1964).	175
9.4 - Rochas granulíticas das quatro séries plotadas no diagrama ACF, extraído de Winkler (1977).	175
9.5 - Rochas granulíticas plotadas no diagrama AFM, com a curva de separação entre os campos toleítico e calcioalcalino.	177
9.6 - Caráter metaluminoso dos ortogranulitos do CJF, com índice de Shand inferior a 1,1, observado no diagrama Al2O3/Alc X Al2O3/Alc+CaO de Maniar & Piccoli (1989).	177
9.7 - Classificação das rochas granulíticas do diagrama Alcalis (%) x SiO2 (%) de Le Bas & Streckeisen (1989), com curva de separação entre séries alcalinas e subalcalinas.	178
9.8- Diagrama K2O x SiO2 de Le Maitre (1989), que permite classificar as séries em: Alto K- Séries I e IV, Médio K- Série III e baixo K- Série II.	178
9.9 - Classificação dos tipos litológicos que compõem as quatro séries magmáticas no diagrama R1 x R2 de De La Roche et al. (1980).	180
9.10 - Plote das rochas intermediárias a ácidas das quatro séries no diagrama normativo QAP com o campo dos tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos.	181

9.11- - Histogramas indicando a abundância de rochas ultrabásicas (ub) , básicas(b), intermediárias (ab e a) e ácidas (d e r) nas quatro séries magmáticas.	181
9.12 - Plote das rochas básicas no diagrama triangular TiO_2 x (10 x MnO) X (10 x P_2O_5) de Mullen (1983).	186
9.13 - Rochas granulíticas das quatro séries magmáticas plotadas diagrama Log Nb (ppm) x Log Y (ppm) de Pearce (1984).	186
9.14 - Rochas granulíticas da quatro séries plotadas no diagrama Log Rb (ppm) x Log Y + Nb (ppm) de Pearce (1984).	187
9.15 - Diagrama Al_2O_3 X SiO_2 de Maniar e Piccoli (1989) com o plote das rochas graníticas da Série IV.	187
9.16 - Aranhogramas normalizados por N-Morb, segundo a distribuição de Pearce (1983), para rochas básicas das três séries magmáticas (I, II e III).	189
9.17a - Diagrama de variação normalizado pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série I.	190
9.17b - Diagrama de variação normalizado pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série II.	190
9.17c - Diagrama de variação normalizado pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série III.	192
9.18 - Diagrama Log $CaO/\bar{Alc}$ x SiO_2 de Brown (1982), com o índice de Peacock das séries II, III e IV.	192
9.19a - Diagramas R_1 x R_2 modificado de Batchelor & Bowden (1985) com as séries magmáticas que compõem o CJF, detectadas com base nas análises litogeoquímicas.	195
9.19b- Diagrama R_1 x R_2 modificado por Batchelor & Bowden com o plote das rochas granulíticas do CJF, nos arredores de Juiz de Fora. Dados analíticos obtidos por Oliveira (1980).	195
9.19c- Análises químicas de outros terrenos granulíticos, para comparação. Dados de Arth et al. (1978); Rollinson & Windley (1980).	196
9.20 - Diagrama R_1 x R_2 modificado por Batchelor & Bowden (1985) com o plote do leucognaiss e rochas máficas associadas, Complexo Mantiqueira no DTAND.	200
9.21 - Plote do leucognaiss e de litologias da Série IV do CJF no diagrama $\bar{Alc}$ x SiO_2 de Le Maitre (1989), para comparação.	200

9.22 - Plote do leucognaisse e rochas associadas, em conjunto com as rochas granulíticas da Série IV no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).	201
9.23 - Diagrama Al_2O_3/Na_2O+K_2O x $Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$, de Maniar e Piccoli (1989), com amostras de leucognaisse e rochas da Série IV do CJF.	201
9.24- Diagrama de variação dos REE normalizado por condrito para uma amostra do leucognaisse (normalização de Evensen et al., 1978).	203
9.25- Classificação geoquímica dos granitóides intrusivos Serra do Lagarto e leucogranito Serra do Ipiranga no diagrama Álc x SiO_2 de Middlemost (1985).	208
9.26- Classificação geoquímica do Granito Porfiróide Serra do Lagarto e do Leucogranito no diagrama multicatiônico de Debon & le Fort (1983)	208
9.27- Plote dos granitóides intrusivos no diagrama triangular AFM de Irvine & Baragar (1971).	209
9.28 - Diagrama Álc x SiO_2 a subdivisão entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971), para as rochas granitóides intrusivas.	209
9.29 - Plote das rochas granitóides no diagrama discriminante de Maniar & Piccoli (1989).	210
9.30a - Padrão de distribuição REE, normalizados por condrito para amostras do Granito Porfiróide Serra do Lagarto.	210
9.30b - Padrão de distribuição REE, normalizados por condrito para amostras do Leucogranito Serra do Ipiranga.	210
9.31 - Diagrama FeO^*/FeO^*+MgO x SiO_2 de Maniar & Piccoli (1989) sugerindo a ambientação tectônica dos granitóides.	212
9.32 - Diagrama discriminativo Rb x $Y+Nb$ de Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides.	212
9.33 - Plote das rochas granitóides intrusivas no diagrama R_1 x R_2 modificado por Bathelor & Bowden (1985).	213
10.1- Perfil tectônico simplificado do segmento central da Faixa Ribeira, desde a área cratônica (CSF a NW) até o mar (Mangaratiba a SE).	227

RELAÇÃO DAS PRANCHAS COM FOTOMICROGRAFIAS

PRANCHA 7.1- Texturas metamórficas de D1 nos metassedimentos do CDA, nos domínios tectônicos DTAND e DTJF.

135

Fotomicrografia 7.1.1- Paragênese típica do granada gnaiss na zona da sillimanita, DTAND: MS+SIL+BIO+PLAG+QZ.

Fotomicrografia 7.1.2- Paragênese típica do granada gnaiss na transição para a zona do KF, DTAND: SIL+KF+BIO+PLAG+QZ com restos de muscovita primária.

Fotomicrografia 7.1.3- Presença de OPX no granada gnaiss do CDA, sotoposto à escama tectônica com ortogranulitos do CJF, na base do DTJF.

Fotomicrografia 7.1.4- Arcos poligonais de sillimanita e biotita, observados no granada gnaiss, indicando recristalização estática nas charneiras das crenulações D₂.

PRANCHA 7.2- Padrões de inclusões em porfiroblastos de granada nos metassedimentos do CDA, no domínio tectônico DTAND.

136

Fotomicrografia 7.2.1- Granada com inclusões retas do S1 indicando crescimento intercinemático D1-D2 ou cedo-D2.

Fotomicrografia 7.2.2- Granada com inclusões em "z" do S1 ou S2, indicando crescimento sincinemático em relação a D2, tanto no caso de giro sin-D2, como no caso de inclusão de dobras abertas D2.

Fotomicrografia 7.2.3- Porfiroblasto de granada com inclusões em "z" do S2.

Fotomicrografia 7.2.4- Próximo à borda direita do porfiroblasto anterior observa-se que a xistosidade externa (Se) está crenulada pela deformação D3.

PRANCHA 7.3- Superposição parcial de D1 sobre as paragêneses indicativas para fácies granulito de alta T impressas no Complexo Juiz de Fora durante o metamorfismo Me.

137

Fotomicrografia 7.3.1- Porfiroblasto de OPX com bordos retrógrados de biotita e anfibólio.

Fotomicrografia 7.3.2- Porfiroblastos de OPX e CPX com bordos de hornblenda.

Fotomicrografia 7.3.3- Porfiroblastos de OPX com fraturas e bordos substituídos por biotita.

Fotomicrografia 7.3.4- Porfiroblastos de CPX com bordos de granada e hornblenda.

PRANCHA 7.4- A intensa superposição de D1 no CJF, especialmente próximo aos principais contatos tectônicos, oblitera as texturas e paragéneses do metamorfismo do embasamento Me.

138

Fotomicrografia 7.4.1- Porfiroclasto de CPX com bordos e fraturas substituídos por BIO e HBL, no protomilonito derivado de granulito básico.

Fotomicrografia 7.4.2- Milonito derivado de granulito félsico, com porfiroclasto de plagioclásio e fitas de quartzo na matriz recristalizada.

Fotomicrografia 7.4.3- Porfiroclastos de Hornblenda e plagioclásio antipertítico em milonito derivado de granulito enderbítico.

Fotomicrografia 7.4.4- Detalhe do porfiroclasto de plagioclásio em ultramilonito derivado de granulito enderbítico.

PRANCHA 7.5- Paragéneses D1 e efeitos do retrometamorfismo D2 nas litologias do domínio tectônico DTPS.

139

Fotomicrografia 7.5.1- Monazita zonada, hornblenda e biotita no hornblenda granitóide da SIQD.

Fotomicrografia 7.5.2- Biotitas oblíquas interpretadas como vestígios de microdobras D2 no enclave de biotita gnaisses do GPS, observado na unidade do biotita hornblenda granitóide da SIQD.

Fotomicrografia 7.5.3- Transformação retrógrada de hornblenda para biotita, clorita e carbonato, detectada no hornblenda granitóide da SIQD.

Fotomicrografia 7.5.4- Transformação retrógrada de hornblenda para epidoto (pistacita), clorita e biotita, observada no biotita hornblenda granitóide da SIQD.

RELAÇÃO DAS TABELAS

Tabela 3.1 - Quadro sintético do Complexo Juiz de Fora. 11

Tabela 3.2 - Quadro sintético do Complexo Paraíba do Sul. 12

Tabela 3.3 - Quadro sintético do Grupo Andrelândia. 13

Tabela 7.1 - Paragéneses encontradas nos diferentes grupos composicionais nas quatro zonas metamórficas estabelecidas durante D1: zona da Cianita; zona da Cianita-sillimanita; zona da Sillimanita; e zona do K-feldspato. 117

Tabela 7.2 - Paragéneses geradas nas duas zonas

metamórficas detectadas na etapa Me, registrada somente nas rochas do embasamento do CDA e GPS.	132
Tabela 8.1 - Novos dados analíticos Rb-Sr obtidos para o Complexo Juiz de Fora.	147
Tabela 9.1 - Descrição simplificada das rochas granulíticas analisadas.	162
Tabela 9.2a - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Alcalina.	164
Tabela 9.2b - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Toleítica de baixo TiO ₂ .	165
Tabela 9.2c - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Calcioalcalina.	166
Tabela 9.2d - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Calcioalcalina de Alto K ₂ O.	167
Tabela 9.3 - Descrição sucinta das amostras de leucognaisse e rochas máficas associadas, integrantes do Complexo Mantiqueira no DTAND.	198
Tabela 9.4 - Análises geoquímicas do leucognaisses e rochas máficas associadas, integrantes do Complexo Mantiqueira no DTAND.	199
Tabela 9.5 - Análises geoquímicas do Granito Porfiróide Serra do Lagarto, DTAND.	205
Tabela 9.6 - Análises geoquímicas do Leucogranito Serra do Ipiranga, DTPS.	215

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas contribuíram para que esta tese de doutoramento pudesse ser realizada, e a todas elas agradeço sinceramente e dedico este trabalho:

Ao prof. Dr. Rômulo Machado pela orientação, apoio e estímulo.

Ao Prof Dr. Cláudio Valeriano toda a paciência e dedicação para realização deste trabalho, desde as sugestões na forma, correções do texto, auxílio e confecção de muitos desenhos e acompanhamento nos trabalhos de campo.

Aos pequenos companheiros Marcos e Daniel Heilbron Chrispim a paciência e o carinho durante todo o trabalho (com sua mãe sentada muitos meses na frente do computador), e pela companhia nas "divertidas aventuras" dos trabalhos de campo.

Aos professores Dr. Mário Figueiredo, Dr. Rudolph Trouw, Dr. Joel Valença e Dr. Wilson Teixeira pela dedicação com que realizaram a leitura crítica do trabalho. Suas sugestões contribuíram para dar o contorno final do texto e dos mapas.

Ao professor Dr. Paulo Sérgio Isgarbi pela revisão do texto e auxílio na confecção de muitas tabelas.

Aos companheiros e professores Miguel Tupinambá, Júlio Cesar Horta de Almeida, Rui Alberto Santos e Claudia Valladares (do Departamento de Geologia/Geofísica da UERJ) toda amizade e ajuda na realização deste trabalho.

Ao amigo e primo Ricardo Valeriano Alves a edição no computador dos desenhos do capítulo de Geoquímica.

Aos companheiros nos trabalhos de campo Luis Guilherme do

Eirado Silva, Daniel Borges Nava, Renata Machado Medeiros, Henrique Roig, Moisés Calazans, Edvaldo Silva, Jorge Alexandre Lopes Polonia, Alexandre Duarte da Rocha ("maluquinho"), e alunos da disciplina Estágio de Campo II do curso de geologia da UERJ (anos de 1984-1991).

Aos amigos da UFRJ André Ribeiro, Fábio Paciullo, Maria do Carmo Junho e Renato Andreis as sugestões e discussões geológicas durante todos os anos de realização deste trabalho.

À equipe do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP a atenção a auxílio em todas as etapas analíticas, e em especial às "meninas" Helen, Ivone, Liliane e Margarida.

Ao geólogo Pedro de Césero do CENPES - Petrobrás (também meu colega no DGEL/UERJ) por ter liberado a utilização de diversos equipamentos desta instituição, como britador de rochas e microscópio utilizado na elaboração de fotomicrografias.

Ao desenhista Evangelista Caputo a realização dos desenhos, mapas e perfis que constituem os anexos do trabalho.

O apoio financeiro para execução deste trabalho foi concedido pelos seguintes órgãos de financiamento: CNPq- diversos auxílios à pesquisa e bolsas de iniciação científica nos anos de 1984 a 1992; Faperj- auxílios à pesquisa nos anos de 1988, 1989 e 1990; ao Padct-Finep; e a Finep (auxílio para trabalhos de campo e realização de parte das análises químicas) através do processo 43.89.02256.00, Convênio com o IG-USP. A Universidade do Estado do Rio de Janeiro, que vem financiando todos os trabalhos de campo do curso de graduação em Geologia, especialmente aqueles realizados na área do trabalho.

ABSTRACT

Detailed geological mapping combined with structural, metamorphic, geochemical and geochronological analysis were carried out at the Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ) geotranssect, Southeastern Brazil. These data led to a regional tectonic subdivision for the central segment of the Late Proterozoic (Brasiliano-Panafrican) Ribeira Belt (FR). Imbricated from SE to NW towards the southern and southeastern margin of São Francisco Craton (CSF), five tectonic domains were identified. From top to bottom, these are the followig:

- a) The Paraíba do Sul Tectonic Domain (DTPS) is characterized by the Paraíba do Sul Group (GPS), a metasedimentary sequence with abundant carbonatic and calcsilicatic intercalations. This unit is intruded by calkalkaline granitoids with strong deformation (SIQD - Quirino-Dorândia Intrusive Suíte). Orthogneisses and granulitic rocks probably constitute the basement of the GPS.
- b) The Juiz de Fora Tectonic Domain (DTJF) represents a terrane of tectonic mixing between metasediments of the Middle Proterozoic Andrelândia Depositional Cycle (CDA) and Early Proterozoic to Archaean orthogranulites of the Juiz de Fora Complex (CJF).
- c) The Andrelândia Allochthonous and Parautochthonous Tectonic Domains (DTAND and DTAP) are characterized by the CDA and basement rocks of the Mantiqueira Complex (a typical High Grade Terrain) and the Barbacena Complex (low grade Granite-Greenstone Terrain).

d) The Autochthonous Tectonic Domain (DTA), bordering the CSF, is composed of the Andrelândia (CDA), Carandaí (CDC), Lenheiro (CDL) and Tiradentes (CDT) metasedimentary depositional sequences. The latter two represent the rift phase, and are separated in time from the Carandaí transgressive period by an erosional extensional period, with mafic dike emplacement. After a new erosional interval with exposition of basement rocks, the CDA transgressive sequence was deposited. Basement rocks in the DTA are similar to those in the DTAP and DTAND tectonic domains.

Thrust sheet stacking was achieved during D_1+D_2 deformation, responsible for the generation of the most important structures detected along the geotranssect, such as: ductile shear zones with reverse and dextral components, asymmetrical recumbent to inclined folds, a penetrative S_2 foliation (with mylonitic character in the DTJF), stretching and mineral lineations, sheath and tubular folds. Differences in style and intensity of D_1+D_2 deformation are observed among the tectonic domains, and are attributed to different crustal levels. The geometrical analysis combined with the study of shear sense indicators allowed the following kinematic interpretation, characteristic of an oblique collision: a) D_1 to early- D_2 Phase - SE-NW compression produced thrusts, recumbent and sheath folds, refolding and incipient development of S_2 foliation; b) syn- D_2 Phase - as the compression continued early structures are verticalized and the deformation evolved to component with dextral lateral movement. The basal thrusts of DTJF and DTPS are activated at this stage. The former

domain concentrated the effects of deformation; c) Late-D₂- the direction of tectonic transport became progressively more oblique causing reactivation of thrusts with a dextral directional component, especially at the contact between DTPS and DTJF. At this moment the basal thrust of DTAND is activated causing a metamorphic "jump" between this domain and the DTAP.

Two metamorphic stages, probably continuous in time, were identified in the metasedimentary sequences: a) M₁ stage resulted in parageneses of intermediate to high pressure, contemporary with the D₁+D₂ deformation. The metamorphic grade increases to the south, from the kyanite to the K-feldspar zones; and b) syn-D₃ deformation M₂ stage generated high temperature-low pressure parageneses with I and S type granitoid intrusions, especially located at antiformal structures. The M₁ stage was probably associated with delamination and A-subduction of DTAND domain at the beginning of collision. The observed inverted metamorphic zonation emphasizes this interpretation. M₂ represents the post-collisional stage, with higher temperature gradient and extensive melting of duplicated crust.

A division of Juiz de Fora Complex in four magmatic series is proposed, based on lithogeochemical studies. The Medium and High K₂O Calcalkaline and the Low TiO₂ Tholeiitic series are similar to igneous rocks of modern cordilleran magmatic arcs. The High-TiO₂ Tholeiitic Series is enriched in LILE and specially in REE, characterizing an intraplate basaltic magmatism. Granulite facies metamorphism related to the

Transamazonian tectono-thermal event (Early Proterozoic) affected all these series.

Finally, an ensialic tectonic evolution is envisaged for the Andrelândia Basin: a) Thermal relaxation following the Transamazonian Event induces the formation of Middle Proterozoic sedimentary basins, initially with a rift phase with mafic dykes (CDL e CDT), passing to an interior sag phase (CDC e CDA); b) Delamination and A-subduction, probably associated with underplating, start to operate. Basic and minor ultrabasic intrusions, possibly along with volcanoclastic sediments, all derived from mantle underplating, reflect the final and more unstable stage of the Andrelândia Basin; c) As the subduction of DTAND proceeds, crustal shortening and tectonic incorporation of basement rocks (D_1+D_2) are associated with the M_1 metamorphic stage (Brasiliano Event Ett-B); d) After collision, crustal duplication leads to extensive partial melting of CDA and its basement. The emplacement of I and S type granitoids and the syn- D_3 M_2 metamorphic stage characterize this tectonic period (Late Brasiliano Event).

RESUMO

Na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ), segmento central da Faixa Móvel Ribeira (FR), quatro escamas de empurrão, imbricadas de SE para NW, cavalgam o Domínio Tectônico Autóctone (DTA), situado na margem sul-sudeste do Cráton do São Francisco (CSF). O Domínio Tectônico Paraíba do Sul (DTPS) representa a escama superior e cavalga o Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF) que, por sua vez, se superpõe aos terrenos dos domínios tectônicos Andrelândia Alóctone (DTAND) e Andrelândia Parautóctone (DTAP).

No DTAND foram identificados dois conjuntos litológicos: a) supracrustais do Proterozóico Médio, constituem o Ciclo Depositional Andrelândia (CDA). Rochas metabásicas invadem o CDA e sua assinatura geoquímica é indicativa tanto para afinidade toleítica continental como para basaltos do tipo N-Morb; e b) seu embasamento constituído por ortognaisses tonalíticos, migmatíticos, intrudidos por granodioritos e granitos, e por rochas granulíticas. Este conjunto é denominado Complexo Mantiqueira (CM) e sua história geológica remonta ao Arqueano, com importante retrabalhamento e acreção crustais no Proterozóico Inferior.

O DTJF é caracterizado por uma intercalação tectônica de dois conjuntos distintos: a) metassedimentos correlacionáveis ao CDA, com intrusões de rochas metabásicas e idêntico empilhamento tectono-estratigráfico que o do DTAND; e b) granulitos

ortoderivados, de composição e características geoquímicas variadas, integrantes do Complexo Juiz de Fora (CJF).

No DTPS, ocorre o Grupo Paraíba do Sul (GPS), constituído por xistos e paragneisses com intercalações de rochas carbonáticas e calciossilicáticas, invadido pela Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (SIQD), composta por ortogneisses graníticos, monzoníticos e granodioríticos, de provável afinidade calcioalcalina.

Os três domínios tectônicos investigados em maior detalhe (DTAND, DTJF e DTPS) mostram a mesma evolução metamórfica e deformacional, com diferenças em estilo estrutural e intensidade do metamorfismo atribuídas a distintos níveis crustais superpostos durante intenso encurtamento crustal. As fases da Deformação Principal (D_1+D_2) são responsáveis pelo imbricamento destas escamas de empurrão. Compõem o quadro da Deformação Principal: dobras apertadas a isoclinais, assimétricas, acilíndricas, associadas à foliação penetrativa (S_2 ou S_1+S_2); dobras em bainha e tubulares; zonas de cisalhamento com formação de rochas miloníticas; e forte lineação de estiramento. A análise estrutural geométrica permitiu a visualização de um modelo cinemático evolutivo, típico para áreas de convergência oblíqua: Na etapa D_1 a cedo- D_2 , o transporte tectônico principal é para NW, em direção ao CSF; o intenso encurtamento causa a verticalização das estruturas já formadas e a incorporação de lascas do embasamento; na etapa tardi- D_2 , a deformação principal passa a possuir uma importante componente direcional dextral, especialmente no contato do DTPS com o DTJF. Nesta última etapa é

ativado o empurrão basal do DTAND, pós-ápice térmico, resultando em perturbações no padrão metamórfico previamente estabelecido.

Após a compartimentação tectônica causada pela deformação principal, os três domínios experimentam os efeitos das fases de deformação tardias (D_3 e D_4). A deformação D_3 ainda é típica para ambientes compressivos, e origina o redobramento das estruturas já formadas, com planos axiais subverticais e eixos de caimento suave NE-SW. A estrutura de dobramento D_3 observada de escala regional, a Megassiforma do Rio Paraíba do Sul (MSPS), faz com que voltem a aflorar, no flanco SE (região da Serra do Mar), as escamas tectônicas observadas no flanco NW (Serra da Mantiqueira). O caráter heterogêneo de D_3 origina importantes zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas dextróginas, como a do Rio Paraíba do Sul (ZCPS). D_4 causa dobras suaves a abertas associadas a zonas de cisalhamento de direção NNW, em regime dúctil-rúptil. A análise das componentes de rejeito e o giro anti-horário destas zonas de cisalhamento são sugestivos para um regime de deformação transtensiva.

Duas etapas metamórficas M_1 e M_2 estão associadas à tectônica convergente. A etapa M_1 , com ápice térmico sin- D_2 , possui regime de pressão intermediária a alta, e é responsável pelo padrão metamórfico inverso observado. A etapa M_2 em regime de pressão mais baixa, é associada à deformação D_3 e à geração de rochas granitóides do tipo I e S, que invadem principalmente o DTPS. As etapas M_1 e M_2 são interpretadas como contínuas e decorrentes de um processo de colisão continental: M_1 é representante da época de deslaminação e "underthrusting" do

DTAND, subductado para SE, por baixo do DTJF e DTPS; e M_2 é resultante da duplicação crustal com refusão dos metassedimentos e de seu embasamento, na etapa tardi-colisional.

A investigação litogeoquímica do CJF permitiu a individualização de quatro séries magmáticas distintas: a) Série Toleítica de Alto TiO_2 , enriquecida em elementos litófilos de raio iônico grande, típica para magmatismo basáltico intraplaca; b) Série Toleítica de baixo TiO_2 ; c) Série Calcioalcalina; e d) Série Calcioalcalina de Alto K_2O . As três últimas apresentam características geoquímicas de ambientes colisionais, e podem representar estágios diferentes na evolução de um arco magmático cordilherano.

A integração dos dados obtidos com os disponíveis na literatura permitiu a elaboração de um modelo de evolução tectônica ensiálica para o setor central da FR investigado, com a implantação de bacias intracontinentais no Proterozóico Médio, e por seu intenso encurtamento no Evento Termo-tectônico Brasileiro (Ett-B). Processos como deslaminação, "underplating" e subducção A (para SE) do segmento litosférico do DTAND sob o o DTPS poderiam ser responsáveis pelos efeitos metamórfico-deformacionais e pelo magmatismo identificado na seção geotransversal. O DTJF representaria uma zona de sutura desta etapa de colisão oblíqua, com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Precambriano da região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais vem sendo abordado com mais ênfase e de forma sistemática desde a década de 50, a partir dos trabalhos pioneiros de Barbosa (1954), Ebert (1955, 1956, 1967, 1968) e Rosier (1957). Estes autores, com base em mapas geológicos detalhados, propuseram subdivisões litoestratigráficas e modelos de compartimentação e evolução tectônica regional, apoiados na Teoria Geossinclinal Clássica.

A obtenção de idades geocronológicas, a partir da década de 60 (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1967, 1973; Almeida, 1967; Cordani & Teixeira, IN: Fonseca et al., 1979; Machado Filho et al., 1983; Tassinari & Campos Neto, 1989; Heilbron et al., 1990), bem como a realização de compilações geológicas em escala regional (Fonseca et al., 1969; Machado Filho et al., 1983; Hasui & Oliveira, IN: Almeida & Hasui, 1984; Trouw et al., 1986; Campos Neto et al., 1990) serviram de ponto de partida à elaboração de modelos de evolução geotectônica mais recentes, baseados na Teoria da Tectônica de Placas. Embora a compartimentação tectônica atualmente aceita para o Precambriano do sudeste brasileiro tenha evoluído desta corrente de pensamento, poucos dados geológicos detalhados foram produzidos nesta etapa, o que acabou acarretando um desequilíbrio entre a geração de mapas efetivamente realizados na escala de detalhe e a obtenção de inúmeros dados geocronológicos e geoquímicos baseados em metodologias modernas e sofisticadas.

Esta defasagem na elaboração de mapas detalhados contribuiu para dificultar o entendimento da complexa evolução policíclica deste segmento do Precambriano brasileiro. Desta forma, várias questões fundamentais e polêmicas, muitas delas já levantadas e discutidas desde a década de 50, ainda permanecem em aberto, tais como: caracterização e distinção entre rochas supracrustais, embasamento retrabalhado e rochas intrusivas nas diversas unidades litoestratigráficas envolvidas (Grupo Andrelândia, Complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Paraíba do Sul); o limite geográfico, idade de formação, metamorfismo e deformação destes conjuntos litológicos; denominação e evolução comparativa dos distintos compartimentos tectônicos deste setor; limites da Faixa Ribeira; modelos geotectônicos baseados na visão atualística da Tectônica de Placas X modelos não convencionais de orogênese.

Este trabalho pretende contribuir para o esclarecimento destas questões polêmicas, com uma visão integrada, através da realização de mapeamento geológico detalhado, integração regional na escala 1:100.000, execução e compilação de estudos de litogeoquímica, geocronologia, microtectônica, e análise estrutural obtidos na seção geotransversal balizada ao norte pela cidade de Bom Jardim de Minas, no Estado de Minas Gerais, e limitada a sul pelas cidades de Volta Redonda e Barra do Piraí, no Estado do Rio de Janeiro.

A integração dos dados obtidos na escala de detalhe com os disponíveis na literatura permitiram a elaboração de um ensaio de evolução geotectônica, bem como a discussão dos limites atualmente propostos para o segmento central da Faixa Ribeira.

CAPÍTULO 2

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA

2.1- NO CONTEXTO GEOGRÁFICO

A área estudada situa-se no limite entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Compreende uma seção geotransversal NNW-SSE, com cerca de 72,5 Km de extensão e 50 Km de largura, balizada ao norte pelas cidades de Bom Jardim de Minas (MG) e Rio Preto (MG), e ao sul pelas cidades de Dorândia (RJ) e Barra do Piraí (RJ). Engloba cerca de 4.080 Km², distribuídos nas seguintes folhas topográficas do IBGE na escala de 1:50.000: Santa Rita do Jacutinga, Rio Preto, Nossa Senhora do Amparo, Barra do Piraí, e parte das folhas Lima Duarte, Bom Jardim de Minas, Liberdade, Valença e Vassouras (Figura 2.1a).

As principais vias de acesso que ligam a área considerada são as rodovias BR-116 (Rio-São Paulo), BR-367 (Volta Redonda - Três Rios) e BR-267 (Caxambu - Juiz de Fora).

2.2- NO CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Na região sudeste do Brasil, o Evento Termotectônico Brasileiro estruturou a compartimentação final da Plataforma Sul-Americana (Almeida et al., 1973), que compreende as seguintes unidades tectônicas (Figura 2.2):

a - O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), interpretado como uma entidade tectônica preservada dos efeitos do Evento Brasileiro. O embasamento do Cráton é constituído por terrenos

FIG. 2.1a LOCALIZAÇÃO DA ÁREA MAPEADA (HACHURADA), COM PRINCIPAIS CIDADES (NÚMEROS) E VIAS DE ACESSO PRINCIPAIS E SECUNDÁRIAS

FIG. 2.1b ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IBGE NA ESCALA 1:50.000 QUE ENLOBAM A ÁREA MAPEADA.
1 - BOM JARDIM DE MINAS, 2 - LIMA DUARTE, 3 - LIBERDADE, 4 - STA. RITA DO JACUTINGA, 5 - RIO PRETO, 6 - VALENÇA, 7 - NOSSA SRA. DO AMPARO, 8 - BARRA DO PIRAI, 9 - VASSOURAS

FIG. 2.2 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DA REGIÃO SUDESTE BRASILEIRA. COMPILAÇÃO FEITA A PARTIR DE MARINI et al. 1984, HASUI E OLIVEIRA 1984, CAMPOS NETO 1992, HEILBRON 1990, VALERIANO 1993 E TROUW et al. 1986

granito-greenstone, gnáissico-migmatíticos e faixas granulíticas, com idades desde o Arqueano até o Proterozóico Inferior. Coberturas de plataforma (Grupo Bambuí) recobrem extensas áreas do Cráton e, tanto a sua borda leste (Alkmin et al., 1989) como a borda sudoeste (Valeriano et al., 1989) mostram evidências do tectonismo brasileiro;

b - Faixas de dobramento, configuradas no evento Brasileiro, bordejam o Cráton do São Francisco: Faixa Brasília a oeste (Almeida et al., 1976), Faixa Araçuaí (Almeida, 1976) a leste, e Faixa Alto Rio Grande a sul/sudeste (Hasui & Oliveira, In: Almeida & Hasui, 1984). Finalmente, a Faixa Ribeira (Almeida et al., 1973) bordeja as faixas Alto Rio Grande e Araçuaí e ocupa toda a área costeira da região sudeste;

c - O Maciço do Guaxupé foi considerado como um bloco estável (Ebert, 1971) ou como um maciço mediano (Wernick et al., 1978) separando as faixas móveis neoproterozóicas. Na concepção de Campos Neto et al. (1984), representa um terreno alóctone, estruturado em forma de "nappes de cavalgamento" (Nappes Socorro-Guaxupé);

d - O Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al., 1979) compreende rochas do embasamento da Faixa Urucu, extensivamente retrabalhado nos eventos termotectônicos subsequentes.

A área enfocada situa-se no contexto geotectônico a sul do Cráton do São Francisco (Figura 2.2) e abrange a problemática do limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande, ao norte, e Ribeira, a sul.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA REGIONAL: TRABALHOS ANTERIORES REALIZADOS NO SEGMENTO MERIDIONAL DA ÁREA LÍMITROFE ENTRE OS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E MINAS GERAIS

3.1- UNIDADES LITOLÓGICAS

A região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais vem sendo alvo, nos últimos 35 anos, de diversos trabalhos geológicos enfocando o Precambriano.

Nas décadas de 50 e 60, os trabalhos pioneiros realizados por Barbosa (1954), Ebert (1955, 1956, 1967, 1968 e 1971) e Rosier (1957, 1965) possibilitaram as primeiras subdivisões das diversas unidades precambrianas deste setor do sudeste brasileiro. Desta forma, Barbosa (1954) definiu a Série Mantiqueira, constituída por gnaisses listrados de idade mais antiga que a Série Barbacena que, por sua vez, compreenderia rochas xistosas, básicas e metabásicas extremamente granitizadas. Ebert (1956) propôs o abandono do termo Série Mantiqueira que, na sua concepção, representaria simplesmente um fácies mais metamórfico da Formação Barbacena, então redefinida. Este autor introduziu o termo Gnaiss Piedade (1958) para agrupar os gnaisses bandados de origem metassedimentar que afloram nas vizinhanças da cidade homônima.

Com relação às unidades metassedimentares sobrepostas aos conjuntos Barbacena e Piedade/Mantiqueira, Ebert (1954) individualizou as Séries Andrelândia, Juiz de Fora e Paraibuna, que corresponderiam, respectivamente, às zonas de transição e externa (os dois últimos) de um geossinclinal de idade Assíntica.

Nos anos seguintes (1955, 1956, 1957, 1968 e 1971), este autor redefiniu estas unidades, que passaram a receber as denominações de Grupo Andrelândia e Paraíba. Este último passou a englobar as rochas granulíticas da antiga Série Juiz de Fora, e sua denominação procurou aceitar a proposição de Rosier, que utilizou o termo Série Paraíba para o Estado do Rio de Janeiro.

Nas décadas de 70 e 80, retomou-se o mapeamento geológico deste setor, através da realização de mapas na escala 1:1.000.000 da folha Rio de Janeiro (Fonseca et al. 1979; Machado Filho et al., 1983), bem como mapas em escalas de maior detalhe (1:50.000), efetuados a partir de convênios entre o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ), empresas e universidades. As folhas Rio Preto, Barra do Piraí, Valença e Vassouras foram executadas pela Geosol/DRM, e uma síntese destes resultados pode ser encontrada em Castro et al. (1984). As folhas Liberdade, Nossa Senhora do Amparo e Santa Rita do Jacutinga foram efetuadas pelo mesmo convênio com a CPRM, e os resultados obtidos não foram publicados. Nestes diversos trabalhos foram utilizadas distintas denominações para as unidades litológicas, que passaram finalmente a integrar os Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul.

Na década de 80, foram realizados trabalhos de cunho petrológico e geoquímico envolvendo as litologias dos dois complexos acima citados. Assim, Oliveira (1980, 1981, 1983) realizou estudos litogeoquímicos e de geotermometria e geobarometria para as rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora. Este autor propôs ainda um modelo genético para a formação

dos granulitos, que representariam um resíduo empobrecido em álcalis, resultante da fusão parcial generalizada. Considerou ainda que os granulitos seriam representantes de um arco magmático. Grossi Sad e Barbosa (1985), e Barbosa & Grossi Sad (1983a) apresentaram resultados petrográficos e litogeoquímicos para o Complexo Juiz de Fora, que foi subdividido nas unidades Comendador Venâncio, Raposos e Itaperuna.

Com relação ao Grupo Andrelândia, em Minas Gerais, a partir de 1980 foram realizados inúmeros trabalhos de mapeamento geológico detalhado, incluindo várias teses de mestrado defendidas no IG/UFRJ (Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Heilbron, 1984; Valeriano, 1985; Magalhães, 1985; Maciel, 1986; Gonçalves, 1987; Bittar, 1990; Silva, 1990; Chrispim, 1990; Nummer, 1991; e Almeida, 1992), além de diversas sínteses regionais (Ribeiro & Heilbron, 1982; Trouw et al., 1980, 1982, 1983, 1984, 1986; Andreis et al., 1989; e Ribeiro et al., 1990). A subdivisão do Grupo Andrelândia em unidades litoestratigráficas, a análise da deformação e sua relação com o metamorfismo foram extensivamente abordadas por estes autores.

Machado (1986a, 1986b) subdividiu o Complexo Paraíba do Sul em diversas unidades, no domínio das folhas Vassouras e Paracambi. Este autor apresentou um modelo de colisão continental para explicar a evolução do referido complexo.

Sad & Dutra (1988) também subdividiram o Complexo Paraíba do Sul em formações, e propuseram um modelo de colisão continental, no qual as unidades deste complexo teriam sido depositadas entre um arco magmático e uma margem continental do tipo Atlântico.

Campos Neto & Figueiredo (1990) propuseram uma subdivisão para o Domínio Juiz de Fora em duas associações litológicas: a) a associação magmática calcioalcalina que engloba uma transição metamórfica (fácies granulito para anfibolito) entre ortogranulitos e ortognaisses com enclaves calcissilicáticos e lentes tectônicas de quartzitos recristalizados; e b) granitos diatexíticos e gnáissicos, granatíferos, associados à descharnockitização do conjunto anteriormente descrito. Estes autores subdividiram o Complexo Paraíba do Sul em dois conjuntos distintos: a) a sequência metassedimentar composta pelas unidades psamítica, grauváquica e carbonática; e b) a sequência gnáissico-migmatítica, granatífera.

Embora a literatura geológica disponível para este segmento do Precambriano do sudeste brasileiro seja bastante extensa, não existe, até o momento, consenso geral no que diz respeito à nomenclatura utilizada, nem com relação à constituição litológica de cada uma destas unidades. Os limites entre estas unidades também variam de autor para autor. Desta forma, nas tabelas 3.1, 3.2 e 3.3 são apresentados quadros sintéticos que mostram as diversas opiniões publicadas para os Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, e para o Grupo Andrelândia, respectivamente. Fora. Nas figuras 3.1a, 3.1b, 3.2a e 3.2b são apresentados trechos destes mapas geológicos, reduzidos e simplificados para possibilitar a comparação dos limites entre as unidades, que variam de autor para autor.

TABELA 3.1 - QUADRO SINTÉTICO DO COMPLEXO JUIZ DE FORA

AUTORES	TERMINOLOGIA E IDADE	CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS	METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO	AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA
Ebert (1955, 1956, 1957)	Série Juiz de Fora, enquadrada posteriormente no Grupo Paraíba: idade Assíntica	granulitos paraderivados		metamorfismo c/ regime bórico tipo Abukuma	Porção interna do geossinclinal Assíntico
Cordani et al. (1973)	Série Juiz de Fora: metamorfismo Transamazônico com rejuvenescimento Brasileiro.	granulitos paraderivados		metamorfismo de fácies granulito e anfibolito antecede à milonitização	Integrante do Cinturão Móvel Ribeira.
Fyfe & Leonardos (1974)		granulitos: idade do metamorfismo é Transamazônica com protólitos mais antigos.			Integrante do Cinturão Móvel Atlântico
Fonseca et al. (1979)	Rochas da Associação Charnockítica	rochas da suite charnockítica, migmatitos e gnaisses facoidais: idade Precambriano C (2,5-1,8 Ga)			
Machado F. et al. (1983)	Complexo Juiz de Fora, com 2 unidades: idade de Arqueana c/ superposição dos eventos Transam e Brasileiro	Unidade ígnea c/ enderbitos e enderbitos diaforíticos; Unidade Sedimentar com paragrulitos e kinzigitos	U. ígnea c/ trend misto toleítico e calcioalcalino; U. sedimentar com trend calcioalcalino	metamorfismo de fácies granulito antecede o de fácies anfibolito	
Oliveira (1980, 1981, 1982, 1983)	Granulitos da Faixa Paraíba do Sul, posteriormente no Complexo Juiz de Fora: idade Arqueana com superposição do Transamazônico e Brasileiro	a) Charnokitos e granulitos c/ intercalações de kinzigitos - Fx Juiz de Fora b) gnaisses, migmatitos, supracrustais e granulitos (Fx Paraíba do Sul)	Rochas ortoderivadas com trend calcioalcalino, enriquecidas em Ba, Rb e K.	Dados geotermobarométricos: T= 844-877 C e Pc= 6 a 7 Kb.	Granulitos re-presentam o resíduo empobrecido da fusão crustal.
Grossi Sad & Barbosa (1983, 1985)	Complexo Juiz de Fora, com as unidades Itaperuna, C. Venancio e Raposos	Un. C. Venancio com rochas da suite charnockítica, quartzitos e diaforitos Un. Raposos com diaforitos Un. Itaperuna c/ granulitos paraderivados	r. básicas com afinidade toleítica; r. ácidas e intermediárias c/ afinidade calcioalcalina e origem metamórfica ou metassomática	Granulitização de alta P e T, com metamorfismo retrógrado, migmatização c/ formação de mobilizados secos	
Machado (1984, 1986)	Sequência de Valença: idade Arqueana	granulitos e charnokitos de composição tonalítica predominante		metamorfismo de fácies granulito é anterior.	Substrato Arqueano a partir do qual evoluíram as rochas do Paraíba do Sul
Campos Neto & Figueiredo (1990)	Complexo Juiz de Fora: idade do metamorfismo é transamazônica	granulitos e migmatitos com enclaves calcissilicáticos	Dois séries de afinidade calcioalcalina, sendo uma mais enriquecida em LILE	Transição metamórfica de charnokitos para ortognaisses da fácies anfibolito é causada pelo avanço da frente anatética rica em H ₂ O	Oriundo de arcos magmáticos retrabalhados no Proterozóico Inferior, posteriormente incorporados no tectonismo Brasileiro

TABELA 3.2 - QUADRO SINTÉTICO DO GRUPO PARAÍBA DO SUL

AUTORES	TERMINOLOGIA E IDADE	CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA	DEFORMAÇÃO	METAMORFISMO	AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA
Ebert (1955, 1956, 1957, 1971)	Série Paraíba, posteriormente denominada Série Paraíba, e finalmente Grupo Paraíba. Idade: Neo Algonquiana	Grauvacas com glomeráticas ou varvíticas, laminadas, com um quartzito basal. Os paragneulitos da antiga S. Juiz de Fora foram incorporados a este conjunto	Na área limítrofe entre os estados do RJ e MG a vergência é voltada para a área cratônica a NW; a partir do leque do Rio Paraíba a vergência é voltada para SE	Metamorfismo de fácies anfibolito a granulito com idade Assínctica	Representa o segmento interno do Cinturão Paraibides.
Rosier (1957, 1965)	Série Paraíba e Nappe do Desengano, posteriormente renomeada Série Paraíba-Desengano, idade: Pré cambriano A	Kinzigitos, biotita plagioclásio gnaisses, bandados, migmatitos, charnokitos, quartzitos conglomerados e granitóides	A orogênese de idade assínctica estruturou uma série de nappes e diáclases. A tectônica posterior e representada por falhas e diáclases	Série Inferior catametamórfica com granulitos; Série Superior mesometamórfica	A Série é constituída por duas nappes com estilo penínico, que integram o Geossinclinal de idade assínctica
Fonseca et al. (1979)	Associação de Rochas Gnaissícas no sudeste mineiro e vale do Rio Paraíba do Sul. Idade: Precambriano A ou Superior, entre 1,0 e 0,57 ga	Gnaiss granitóide/plag-biotita gnaisses, paragneisses c/ termos granitóides; migmatitos com anfibolitos quartzitos, rochas carbonáticas e xistosas	Deformação rúptil com falhas e movimentos inversos e transcorrentes	Metamorfismo de fácies anfibolito atingindo a anatexia no PTZ Superior	Compõe a terceira zona do Orógeno Brasileiro (Zona Interna)
Hasui et al. (1982, 1984)	Complexo Paraíba do Sul, limitado pela falha de Jundiá e Camanducaia; utiliza os termos Complexo Embú e Açu para os metassedimentos	Gnaisses e migmatitos com estrutura bandada e oftálmica; com paleossoma kinzigítico, gnaissico e anfibolítico; com lentes de mármore, calcissilicáticas e r. básicas	Deformação e migmatização tensas no Transamazônico, com reativação das discontínuidades nas transcorrências brasilianas	Metamorfismo regional de idade transamazônica	Parte do Complexo Paraíba do Sul seria representante de terrenos arqueanos retrabalhados no Transamazônico
Machado F. et al. (1983)	Complexo Paraíba do Sul, sendo que os xistitos é mármore foram interpretados como integrantes de uma sequência mais jovem. Idade: Arqueana	Unidade indivisa com gnaisses bandados e migmatitos, porfiroblásticos, com intercalações de quartzitos, kinzigitos, anfibolitos, granulitos e granitóides	Caracterizaram um feixe de falhamentos que verticaliza a foliação associada a dobras apertadas a isoclinais. Vestígios de deformações mais antigas	Eventos tectônicos no Transamazônico e Brasileiro	Compõem o embasamento do Cinturão Móvel Atlântico, em cuja calha foram depositadas os metassedimentos xistitosos e carbonáticos
Machado (1983, 1984, 1986)	Grupo Paraíba do Sul. Idade: varia de sequência para sequência, do Arqueano- Precambriano Superior	Seq. Quirino: hbl gnaisses; Seq. Barão de Vassouras: Biotita gnaisses c/ rochas carbonáticas; Seq. Vassouras: granitóides e migmatito; Seq. Paracambi: gn granitóides, anfibolito e cc	Quatro fases de formação com D1, D2 e D3 com direção NE-SW devido a intensa transposição gerada por D3. A fase D4 é ortogonal às três primeiras	Três eventos metamórficos associados a D1, D2, D3, com paragéneses de fácies anfibolito, posteriores ao metamorfismo granulítico da Seq. de Valença	Modelo de colisão continental que formaria a F. Paraíba do Sul. Após a fase inicial de cavalgamentos, se instala uma fase de deformação com componente transcorrente
Barbosa e Sad (1983) Sad e Dutra (1988)	Grupo Paraíba do Sul. Idade: Proterozóico Inferior	Subdividido em 4 formações, da base para o topo: Desengano, Imbé, Itacara, Euclidelândia	Definem a zona de transposição NE-SW, na qual ocorrem dobras apertadas e uma foliação forte	Os metassedimentos e anfibolitos exibem paragéneses de fácies anfibolito	Deposição entre a margem continental e o arco de ilhas (back-arc), seguida de colisão
Campos Neto & Figueiredo (1990)	Complexo Paraíba do Sul. Idade: Proterozóico Superior	Associação metassedimentar com as unidades psamítica, grauvácica e carbonática. Ass. gnaissico-migmatítica	Na associação metassedimentar S2 é a foliação principal, enquanto que na ass. gnaissico-mig. corresponde ao S3	Na seq. metassedimentar o metamorfismo ultrapassou o limite entre os graus médio e forte, após a segunda isógrada da sill	Integram um ciclo tectônico completo de idade provável Neo Proterozóica. Apresentam mobilidade de microplacas no limite c/ Cambriano

TABELA 3.3 - QUADRO SINTÉTICO DO GRUPO ANDRELÂNDIA

AUTORES	TERMINOLOGIA E IDADE	CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA	DEFORMAÇÃO	METAMORFISMO	AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA
Ebert (1955, 1956, 1967, 1971)	Série Andrelândia, posteriormente redefinida como Grupo Andrelândia; Neoproterozóico	Quartzitos básicos, seguidos por micaxistos, aluminosos associados a xistos feldspáticos, gnaisses, metabasitos, ultrabasitos e mármore	Vergência estrutural para Norte em direção a área cratônica	Zoneamento metamórfico progressivo, de idade assítica, desde a fácies xisto verde a facies anfibolito	Sedimentação com características transicionais entre mio e eugeos sinclinal do orógeno Assintico
Almeida et al. (1973)	Grupo Andrelândia Idade: Proterozóico Médio				Materialização o prolongamento da faixa Urucu em Minas Gerais
Fonseca et al. (1979)	Grupo Andrelândia Idade: Precambriano A ou No (1,0-0,57Ga)	Xistos e quartzitos com intercalações de rochas gnaissicas	Tectônica de encamamento, em regime plástico, típica para cobertura	Zoneamento metamórfico que evolui desde a fácies xisto verde a anfibolito	Deposição na zona pericratônica (seq. migressinclinal) no Proterozóico Superior
Machado F. et al. (1983)	Grupo Andrelândia Idade: Sedimentação no Proterozóico Inferior	Três unidades: Un. à cianita, Un. xistosa e Un. de sill-granada plag gnaisses. C/ quartzitos, metabasitos e ultrabasitos	Pertence ao domínio estrutural III, com empurrões. Dobras abertas tardias são ainda citadas	Zoneamento metamórfico progressivo para sul, do tipo Barroviano, atingindo a migmatização nas porções meridionais	Sedimentação na margem passiva do cratão no PTZ Inferior, seguida de deformação e granitogênese no Transamazônico
Trouw et al. (1980, 1981, 1983, 1986)	Grupo Andrelândia Idade: Sedimentação no Proterozóico Médio	Cinco unidades, da base para o topo: gnaisses bandados com metatamafíticos; gnaisses bandados c/ quartzitos e xistos; biotita xisto homogêneo e S. Estratificada	3 Fases dúteis de deformação: D1 e D2 progressivos com empurrões, dobras abertas a isoclinais sin-M1; D3 com dobras abertas, e Zonas de cisalhamento sin-M2	M1 com regime barroviano, evolui da fácies xisto verde até a fácies anfibolito, com auge sin-D2 M2, sin a tardi D3, na fácies xisto verde	Sedimentação de mar raso, evoluindo p/ porções mais distais ao sul, seguida por deformação e metamorfismo
Ribeiro et al. (1990) Andreis et al. (1989)	Ciclo Depositional Andrelândia, discordante sobre o Ciclo Carandaí Idade: sedimentação no Proterozóico Médio	Corroboram a divisão de Trouw et al., 1986	D1+D2 resultante da movimentação de 3 blocos crustais. D3 é resultante de compressão E-W com a geração de ZC dextrais	Evento termotectônico Urucuano, sin D1+ e evento termotectônico Brasileiro, sin D3	Sequência transgressiva, cortada por rochas básicas em bacia de grandes porções.
Heilbron (1989, 1990)	Grupo Andrelândia, estendendo seus limites até as supracrustais em butidas tectonicamente no Domínio Juiz de Fora. Idade: sedimentação no Proterozóico Médio	Quatro unidades da base para o topo: bio gnaisses básicos; granada sill gnaisses; xisto; unidade quartzítica e Seq. Estratificada. Rochas básicas ocorrem em todas as unidades	4 fases de deformação: D1 + D2 progressivas com dobras abertas, empurrões e fonte lineação de estiramento; D3 c/ dobras abertas a abertas e ZC dextrais; e D4 ortogonal	Dois pulsos: M1 barroviano com idade urucuana e; M2 com regime de menor Pc associado a granitogênese com idade Brasileira	Bacia Andrelândia, intracratônica, posteriormente deformada nos e metamorfizada nos Etts Urucuano e Brasileiro

Machado Filho et al. 1983

CIDADES

- 1 - ANDRELÂNDIA
- 2 - BOM JARDIM DE MINAS
- 3 - LIMA DUARTE
- 4 - PASSA VINTE
- 5 - VALENÇA
- 6 - BARRA DO PIRAI
- 7 - VOLTA REDONDA
- 8 - PIRAI
- 9 - PARAÍBA DO SUL
- 10 - TRÊS RIOS
- 11 - ALÉM PARAÍBA
- 12 - PETRÓPOLIS
- 13 - JUIZ DE FORA

0 10 20 30 40 km

FIG. 3.1 TRECHOS DOS MAPAS GEOLÓGICOS DA FOLHA RIO DE JANEIRO NA ESCALA 1:1.000.000, PRODUZIDOS POR MACHADO FILHO et al. 1983 (A), E POR FONSECA et al. 1979 (B). COMPARE OS LIMITES ENTRE O COMPLEXO JUIZ DE FORA, ASSOCIAÇÃO CHARNOCKÍTICA, COMPLEXO PARAÍBA DO SUL, ASSOCIAÇÃO GNAÍSSICA E GRUPO ANDRELÂNDIA

FIG. 3.2 COMPARE A DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES PRÉCAMBRIANAS ELABORADA POR HASUI et al. 1984 (A) E 1982 (B), QUE LIMITA A ÁREA DE OCORRÊNCIA DO COMPLEXO PARAIBA DO SUL A UMA ESTREITA FAIXA ENTRE AS FALHAS DE JUNDIUVIRA E CAMANDUCAIA. NO ESQUEMA A, EXTENDEM A ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GR. AÇUNGUI ATÉ O ESTADO DO RIO DE JANEIRO. NO ESQUEMA B UTILIZAM A DENOMINAÇÃO DE COMPLEXO EMBÚ, E EXTENDEM SEUS LIMITES AO NORTE FLUMINENSE E ESPÍRITO SANTO (PTZ = PROTEROZOÍCO)

3.2- AS DIVERSAS PROPOSTAS DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PARA O PRECAMBRIANO DA REGIÃO LÍMITROFE ENTRE OS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E MINAS GERAIS, SETOR MERIDIONAL

O primeiro modelo de compartimentação tectônica para este setor do Precambriano brasileiro foi elaborado por Ebert (1957, 1968, 1971), que propôs a existência de duas faixas orogenéticas de idade assíntica, que bordejavam uma área estável: a Faixa Paraibides, na região costeira, e a Faixa Araxaídes que, partindo do sul de Minas Gerais, se estenderia para norte em direção ao Estado de Goiás (Figura 3.3a). Este autor visualizou uma subdivisão para o geossinclinal assíntico, sendo que os grupos São João del Rei, Andrelândia e Paraíba representariam, respectivamente, as zonas externa, de transição e interna desta faixa orogenética. A ocorrência de rochas granulíticas (antiga Série Juiz de Fora), de granitos e migmatitos na região da Serra dos Orgãos marcariam o eixo ou a zona axial de divergência desta faixa.

A partir da obtenção de dados radiométricos e da elaboração de diversas sínteses regionais (Cordani et al., 1967; Almeida, 1967, 1969; e Cordani et al., 1973) delimitou-se o Cráton do São Francisco como uma entidade preservada do Evento Termotectônico Brasileiro (Figura 3.3b). A faixa de dobramentos situada a sudeste desta área cratônica foi inicialmente denominada Cinturão Paraíba, sendo que, posteriormente, Almeida et al. (1973) introduziram o termo Cinturão Ribeira para conceituar a unidade brasileira sobreposta à entidade de idade transamazônica. Neste momento, estes diversos autores já admitiam a existência, no Cinturão Ribeira, de extensas áreas compostas por rochas de

B- ESBOÇO TECTÔNICO DA PORÇÃO ORIENTAL DO BRASIL EXTRAÍDO DE CORDANI et al. (1973)

C- COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO CINTURÃO ASSÍNTICO DE FONSECA et al (1979)

FIG. 3.3 EXEMPLOS DE PROPOSTAS DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA COMENTADAS:
A - EBERT (1968) B - CORDANI et al. (1973) C - FONSECA et al. (1979)
OS NÚMEROS INDICAM AS CIDADES. 1. S. JOÃO DEL REI 2. RIO DE JANEIRO 3. JUIZ DE FORA 4. SÃO PAULO 5. VITÓRIA 6. SALVADOR

idades mais antigas, retrabalhadas no Evento Termotectônico Brasileiro. Ainda nesta época, Almeida et al. (1976) imaginavam que os litotipos do Grupo Andrelândia representariam o prolongamento da Faixa Uruaçu, em Minas Gerais.

Fyfe & Leonardos (1974) associavam as rochas granulíticas aos paragnaisses com cordierita e sillimanita, que constituiriam o Cinturão Atlântico, com um metamorfismo de baixa P/T (do tipo Abukuma) de idade transamazônica, impresso em rochas de idades mais antigas (arqueanas).

Hasui et al. (1975, 1978) corroboram a idéia de um intenso retrabalhamento de rochas mais antigas no Evento Termo-tectônico Brasileiro, sendo que, para região de dobramentos do sudeste, introduziram os termos Faixa Apiaí e Maciço Mediano de Joinville.

A proposta de Fonseca et al. (1979) se aproxima do zoneamento proposto por Ebert (op.cit.), com vergência estrutural e metamórfica voltada para o ante-país a nordeste (Figura 3.3c), a não ser pelo fato de introduzir a existência de outra área cratônica (pós-país) assíntica, situada na área costeira dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Esta situação geotectônica já havia sido visualizada por Rosier (1957,1965).

Nos trabalhos de Almeida et al. (1980) e Hasui (1982) foram utilizados os termos Cinturão Granulítico Rio Grande e Cinturão Granulítico Atlântico (já usado por Fyfe & Leonardos op. cit.) para designar faixas granulíticas de idade arqueana, retrabalhadas nos eventos termotectônicos Transamazônico e Brasileiro.

Machado Filho et al. (1983) compartimentaram a porção sudeste do Estado de Minas Gerais e o Estado do Rio de Janeiro nos seguintes domínios tectônicos (Figura 3.4a): a) Cráton do Paramirim (termo já utilizado por Almeida, 1981); b) Faixa de Dobramentos Canastra-Carrancas-Amparo, separadas pelos c) maciços medianos de Guaxupé e Socorro; d) Faixa de Dobramentos Piedade; e) Faixa de Dobramentos Juiz de Fora e f) Cinturão Móvel Atlântico, composto por rochas antigas e por resquícios de supracrustais do Proterozóico Médio, que representaria uma faixa de dobramentos de idade brasileira.

O termo faixa de Dobramento Alto Rio Grande foi introduzido por Hasui & Oliveira (IN: Almeida & Hasui, 1984) para englobar as unidades dos grupos São João del Rei e Andrelândia, do Proterozóico Superior. O Maciço do Guaxupé separaria esta faixa da Faixa de Dobramentos Apiaí/São Roque, que se prolongaria até o Estado do Rio de Janeiro (Figura 3.4b).

Campos Neto (1985) interpretou que as rochas granulíticas da área limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais pertenceriam a um sistema de nappes de empurrão, denominado Nappe Socorro-Guaxupé.

Tassinari & Campos Neto (1988) apresentam uma proposta de compartimentação tectônica para a área acima citada, subdividindo-a em cinco domínios tectônicos, já comentados anteriormente (vide item 3.2): Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, Nappe Socorro Guaxupé, e Domínios São Roque, Embú e Costeiro.

Campos Neto & Figueiredo (1990) propoem uma subdivisão tectônica para o segmento setentrional do Cinturão Ribeira em

(A)

CRATON DO PARAMIRIM

(B)

FIG. 3.4 PROPOSTAS DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTONICA ELABORADAS POR MACHADO FILHO et al. 1983 (A) E HASUI et al. 1984 (B). OS PRIMEIROS AUTORES DEFINEM A FAIXA DE DOBRAMENTO CANASTRA-CARRANCAS-AMPARO, DE IDADE TRANSAMAZÔNICA, QUE ENGLOBA OS METASSEDIMENTOS DOS GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI E ANDRELÂNDIA, DEPOSITADOS NO PROTEROZOICO INFERIOR. NA REGIÃO DO LITORAL, DEFINEM O CINTURÃO MÓVEL ATLÂNTICO, DE IDADE BRASILIANA, ENVOLVENDO SUPRACRUSTAIS DO PROTEROZOICO MÉDIO E EMBASAMENTO RETRABALHADO. NO ESQUEMA B, ENTRETANTO, HASUI et al. (op. cit.) DEFINEM A FAIXA ALTO RIO GRANDE, DE IDADE BRASILIANA PARA ENGLOBAR OS METASSEDIMENTOS DOS GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI, ITAPIRA E ANDRELÂNDIA. NESTA CONCEPÇÃO, O COMPLEXO PARAIBA DO SUL REPRESENTARIA ROCHAS DO EMBASAMENTO RETRABALHADAS NO PROTEROZOICO SUPERIOR. OS NÚMEROS DE 1 A 4 INDICAM AS PRINCIPAIS CIDADES, PARA LOCALIZAÇÃO, TAL COMO A FIGURA ANTERIOR.

dois domínios, interpretados como terrenos suspeitos entre si, e com relação à borda retrabalhada do CSF: a) o Domínio Juiz de Fora constitui um terreno infracrustal consolidado no Proterozóico Inferior; e b) o Domínio Costeiro e do Complexo Paraíba do Sul, com pulsos orogênicos no limite Proterozóico Superior-Cambriano e no Cambriano.

3.3- DISCUSSÃO DOS DADOS BIBLIOGRÁFICOS: PONTOS CONSENSUAIS E QUESTÕES EM ABERTO

Embora a literatura geológica relativa ao Precambriano da região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais seja bastante volumosa, a análise das tabelas 3.1, 3.2 e 3.3, dos mapas simplificados das figuras 3.2 e 3.3 e dos diversos modelos de compartimentação tectônica apresentados no item anterior, mostra que ainda são relativamente pouco numerosos os pontos consensuais entre estes diversos autores. Desta forma, várias questões importantes para o entendimento da compartimentação regional da área limítrofe entre as Faixas de Dobramento Ribeira e Alto Rio Grande permanecem ainda em aberto. Dentre os pontos de consenso, podem-se listar os seguintes:

a) a maioria dos autores citados nos itens anteriores admite que os contatos do Complexo Juiz de Fora com os metassedimentos do Grupo Andrelândia, ao norte, e com o Complexo Paraíba do Sul, ao sul, sejam de origem tectônica, embora não haja nenhum consenso quanto à questão dos limites geográficos e à constituição litológica destes complexos. Em muitos mapas regionais (figuras 3.1a e b; 3.2a e b), estes contatos são representados por falhas

de empurrão e/ou falhas transcorrentes de grande porte, que separariam distintos blocos crustais;

b) os granulitos do Complexo Juiz de Fora são atribuídos ao Evento Tectono-termal Transamazônico, podendo esta idade refletir o metamorfismo granulítico impresso em protólitos mais antigos, talvez até arqueanos;

c) a tectônica que atingiu o Complexo Juiz de Fora, causando a formação de texturas miloníticas a blastomiloníticas, é posterior ao metamorfismo granulítico;

d) o limite sul de ocorrência dos metassedimentos do Grupo Andre-lândia é colocado nos arredores da Cidade de Santa Rita do Jacutinga (figuras 3.1 e 3.2), o que, na verdade, parece refletir um limite metamórfico e não estratigráfico ou tectônico;

e) a Faixa Ribeira é tida como uma entidade policíclica, fortemente tectonizada, migmatizada e invadida por granitóides no Evento Termo-tectônico Brasileiro. Sua constituição litológica reflete, em grande parte, rochas do embasamento (transamazônico e arqueano), intensamente retrabalhadas neste último evento;

f) faixas restritas de rochas metassedimentares são atribuídas à sedimentação do Proterozóico Médio a Superior, como por exemplo os mármore e xistos embutidos no Complexo Paraíba do Sul.

De outro lado, a carência de mapas geológicos detalhados, associada à falta de estudos da relação metamorfismo x deformação e à quantidade ainda pouco numerosa de datações radiométricas, faz com que questões fundamentais relativas à estruturação e à compartimentação tectônica deste setor a sul/sudeste do Cráton do

São Francisco permaneçam ainda em aberto. Dentre elas, podem-se comentar algumas questões importantes e controversas:

- a) o limite sul de ocorrência dos metassedimentos do Grupo Andrelândia e, portanto, o posicionamento do limite entre as faixas de Dobramento Alto Rio Grande e Ribeira;
- b) o significado do limite atualmente proposto, materializado pelo contato entre o Grupo Andrelândia e o Complexo Juiz de Fora, ainda é um ponto em aberto, uma vez que a idade da tectônica, responsável por este contato, permanece desconhecida;
- c) a idade da sedimentação, metamorfismo(s) e deformação(ões) do Grupo Andrelândia, bem como a questão do mono x policiclismo para a Faixa Alto Rio Grande;
- d) o significado da ocorrência de rochas supracrustais embutidas no Complexo Juiz de Fora e sua correlação com os metassedimentos do Grupo Andrelândia ou do Complexo Paraíba do Sul;
- e) a relação entre rochas tipicamente metassedimentares (gnaisses com interacções de mármore, rochas calcissilicáticas e xistos) e gnaisses de composição tonalíticas a granítica (provavelmente ortoderivados) do Complexo Paraíba do Sul;
- f) os limites do Complexo Paraíba do Sul, bem como sua relação com os Complexos Açungüi e Embú, no Estado de São Paulo (e Rio de Janeiro, para alguns autores);
- g) outra questão que pode ser colocada refere-se à existência ou não de alguma relação temporal entre as unidades metassedimentares dos três conjuntos (Andrelândia, Paraíba do Sul e Juiz de Fora);
- h) a investigação de semelhanças no padrão tectono-metamórfico

destas seqüências é um tema que deve ser estudado, para o entendimento da complexa evolução destas unidades.

Algumas destas questões voltarão a ser abordadas e discutidas no decorrer deste trabalho.

CAPÍTULO 4

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTA

A falta de consenso entre os diversos autores que abordaram a problemática precambriana do segmento central da região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, já discutida anteriormente, permitiu a proposição de uma subdivisão tectônica já apresentada em Heilbron (1989, 1990). Esta proposta de compartimentação tectônica em quatro domínios, imbricados de SSE para NNW em direção ao Domínio Tectônico Autóctone (DTA) e a borda sul do Craton do São Francisco (CSF), procurou agrupar terrenos com características litológicas definidas, que apresentam semelhante evolução tectono-metamórfica. Os quatro domínios tectônicos aqui propostos são separados por importantes descontinuidades estruturais, atribuídas a um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis, de componente de rejeito inverso e dextral, cujo transporte tectônico principal foi dirigido para NNW. Este sistema de zonas de cisalhamento inversas foi, em parte, retrabalhado e transposto por zonas de cisalhamento dúcteis subverticais, com direção NE/SW, e com componentes de rejeito direcional dextral e vertical inverso (vide Capítulo 6).

Esta compartimentação tectônica (Figura 4.1 e Anexo I) compreende, de noroeste para sudeste os domínios que se seguem:

4.1- DOMÍNIOS AUTÓCTONE (DTA) E CARRANCAS (DTC)

O DTA compreende os diversos litotipos dos Ciclos Depositionais Tiradentes (CDT), Lenheiro (CDL), Carandaí (CDC) e

FIG. 4.1 **A** - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA EM DETALHE, QUE ABRANGE PARTE DOS DOMÍNIOS ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND), JUIZ DE FORA (DTJF) E PARAIBA DO SUL (DTPS) **B** - UNIDADES LITOOLÓGICAS AFLORANTES NA ÁREA ENFOCADA.

Andrelândia (CDA), definidos por Andreis et al., 1989 e Ribeiro et al., 1990 ; e seu embasamento constituído por terrenos granito-greenstone (em parte integrantes do Complexo Barbacena) e por terrenos gnáissico-migmatíticos (Complexo Mantiqueira). No DTC só afloram supracrustais do Ciclo Depositional Andrelândia e rochas do embasamento, semelhantes às descritas para o DTA. Embora ocorram falhas de empurrão (sin-D₁ e sin-D₂), que conferem um caráter alóctone a parte do Ciclo Depositional Andrelândia no DTC (Trouw et al., 1986; Ribeiro et al., 1990), como por exemplo nas áreas de Luminárias e Carrancas, a característica deste domínio é apresentar relações de contato mais claras entre o embasamento e a cobertura metassedimentar. Estes dois domínios tectônicos não serão abordados em detalhe neste trabalho. Diversas revisões sobre este setor podem ser encontradas em Trouw et al., 1983, 1984, 1986; Ribeiro et al., 1990, além de várias dissertações de mestrado, defendidas no IG/UFRJ entre 1980 e 1992 (vide item 3.1 deste trabalho).

4.2- DOMÍNIO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)

Compreende os litotipos do Grupo e/ou Ciclo Depositional Andrelândia e seu embasamento, este último constituído por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com lentes anfibolíticas, denominados Grupo Mantiqueira por Barbosa (1954), e em parte correspondente ao Complexo Piedade de Machado Filho (1983). Neste trabalho será adotado o termo Complexo Mantiqueira para designar este conjunto de ortognaisses, com lentes descontínuas e "boudins" de rochas metabásicas. Uma importante

falha de empurrão limita este domínio, tectonicamente imbricado sobre os anteriores (DTA e DTC), apresentada na Figura 4.1. Esta estrutura foi descrita anteriormente por diversos autores, como Bittar (1989) para a área de Caxambú; Nummer (1990) para a área de Santa Rita do Ibitipoca; Gonçalves (1988) para a área de Santana do Garambéu; e por Trouw et al. (1986) e Ribeiro et al. (1990) para toda a região de ocorrência do Ciclo Depositional Andrelândia, em Minas Gerais.

4.3- DOMÍNIO JUIZ DE FORA (DTJF)

Engloba uma intercalação tectônica entre litotipos metassedimentares correlacionáveis ao Ciclo Depositional Andrelândia, semelhantes ao conjunto anteriormente descrito, com granulitos ortoderivados e gnaisses migmatíticos com composição tonalítica semelhantes ao Complexo Mantiqueira. Na literatura geológica corrente, todo este conjunto é denominado Complexo Juiz de Fora (Sad & Barbosa, 1985; Machado Filho et al., 1983; Barbosa & Sad, 1983a). Na interpretação deste trabalho, que propõe uma origem tectônica para esta intercalação, restringiu-se à denominação de Complexo Juiz de Fora (CJF) para as rochas granulíticas ortoderivadas, excluindo-se as intercalações tectônicas supracrustais, correlacionáveis ao CDA. Todo este domínio tectônico apresenta evidências de intensa deformação, tais como texturas miloníticas e truncamento lateral de camadas, embora haja uma tendência à concentração destes efeitos nas regiões basal e de topo desta escama tectônica (vide Anexo I e II e Capítulo 6).

4.4- DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL (DTPS)

Compreende dois conjuntos litológicos distintos, descritos na literatura como integrantes do Complexo Paraíba do Sul: a) o conjunto metassedimentar com freqüentes lentes e/ou camadas de mármore dolomíticos e b) suíte ortoderivada, contendo hornblenda e biotita granitóides deformados, com abundantes enclaves máficos e lentes e/ou enclaves calcissilicáticos (correlacionável à Sequência de Quirino, de Machado, 1986). Embora estes dois conjuntos tenham sido agrupados tradicionalmente no Grupo ou Complexo Paraíba do Sul, preferiu-se utilizar a nomenclatura de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (SIQD) para o conjunto ortoderivado, restringindo o termo Grupo Paraíba do Sul (GPS) ao conjunto metassedimentar.

CAPÍTULO 5

UNIDADES LITOLÓGICAS E MAGMATISMO NOS TRÊS DOMÍNIOS TECTÔNICOS

5.1- DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)

5.1.1- INTRODUÇÃO

No DTAND afloram dois conjuntos litológicos distintos:

- a) a seqüência metassedimentar do Grupo Andrelândia (Ebert, 1955, 1957, 1971; Trouw et al., 1986), recentemente redefinida como um ciclo deposicional do Proterozóico Médio (CDA) por Andreis et al. (1989) e Ribeiro et al. (1990), com lentes e camadas métricas de metabasitos;
- b) o conjunto de ortognaisses tonalíticos com idades arqueanas retrabalhado e acrescido no Proterozóico Inferior (Teixeira et al., 1992; Machado Filho et al., 1983), denominado Série e, posteriormente, Grupo Mantiqueira, por Barbosa (1954). Com base em dados litogeoquímicos, Figueiredo et al. (1992) identificaram neste conjunto duas seqüências calcioalcalinas.

Rochas granitóides intrusivas, pré a tardi-tectônicas com relação à deformação detectada no conjunto metassedimentar do CDA, completam o quadro litológico deste domínio tectônico. A Figura 5.1 compara o empilhamento tectono-estratigráfico encontrado no DTAND com os demais domínios tectônicos (DTA e DTC, DTJF e DTPS).

5.1.2- UNIDADES DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

Na área da seção geotransversal considerada, o Ciclo Depositional Andrelândia (CDA) foi subdividido em quatro unida-

FIG. 5.1 PERFIL GEOLÓGICO SIMPLIFICADO E COLUNAS TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS COMPARATIVAS NOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS: DTA, DTC, DTAND, DTJF, DTPS.

des litoestratigráficas, em parte correlacionáveis às unidades informais descritas por Trouw et al. (1986) para a folha Barbacena (escala 1:250.000) (Figura 5.2). Estas unidades, serão apresentadas abaixo, distribuídas da base para o topo:

BIOTITA GNAISSE BANDADO: definido pela alternância métrica a centimétrica de camadas quartzo-feldspáticas, com composição variando entre tonalítica a granítica (Tabela 5.1), e camadas de ricas em biotita. Apesar do metamorfismo superimposto, observa-se que estas bandas de distintas composições gradam entre si, definindo o acamamento sedimentar. Sua mineralogia principal é constituída por plagioclásio com composição andesina (predominante), quartzo, microclina peritítica e biotita em proporções muito variadas; além de granada, zircão, turmalina, monazita e apatita como acessórios. Carbonato e mica branca aparecem como minerais secundários, derivados dos feldspatos. O metamorfismo de fácies anfibolito alto (vide Capítulo 7) originou o início de fusão parcial nos tipos de composição mais adequada, levando à formação de estruturas migmatíticas principalmente estromáticas (Mehnert, 1968), com a diferenciação do gnaiss em paleossoma; e neossoma com leucossomas graníticos de granulometria grossa, bordejados por níveis de melanossomas ricos em biotita e plagioclásio. Pegmatitos e aplitos graníticos são ainda injetados no conjunto descrito.

Diversas rochas supracrustais ocorrem intercaladas no biotita gnaiss bandado, na forma de camadas métricas e/ou boudins e lentes centimétricas, muitas vezes com contatos grada-

FIG. 5.2 CULUNAS TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS APRESENTADAS POR DIVERSOS AUTORES PARA REGIÕES DISTINTAS DO DTAND. (SIMBOLOGIA DAS UNIDADES LITOLÓGICAS SEGUNDO A FIG. 5.1, bx = BIOTITA XISTO HOMOGÊNEO / BIOTITA PLAGIOCLÁSIO GNAISSE)

cionais: quartzitos puros; quartzitos feldspáticos grossos; sillimanita quartzitos; sillimanita biotita xistos; sillimanita granada gnaisses; rochas manganíferas compostas por quartzo, granada e anfibólio (gonditos?); e rochas calcissilicáticas constituídas por plagioclásio andesina/labradorita, diopsídio, granada almandina, quartzo, carbonato, hornblenda, biotita, microclina, escapolita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos não determinados.

GRANADA BIOTITA GNAISSE: representado por um gnaisse muito micáceo, sem bandamento composicional conspícuo, de derivação pelítica, composto por biotita, granada, sillimanita (tanto com hábito prismático como na forma de fibrolita), plagioclásio de composição andesina, e quartzo, em proporções variadas, (Tabela 5.1), além de zircão, turmalina e opacos como minerais acessórios. A anatexia local (vide Capítulo 7) produziu estruturas migmatíticas estromáticas, sendo que o melanossoma destes gnaisses é muito enriquecido nos aluminossilicatos resistatos (granada, sillimanita e biotita). Aplitos graníticos grossos, localmente com porfiroblastos azuis de cordierita (Anexo 5), cortam o granada biotita gnaisse. Muitas intercalações centimétricas e "boudins" de rochas calcissilicáticas e manganíferas, além de camadas de sillimanita quartzitos feldspáticos completam os tipos litológicos encontrados nesta unidade.

UNIDADE QUARTZÍTICA: compreende uma intercalação métrica a centimétrica de quartzitos grossos, com gnaisses semelhantes aos descritos nas unidades anteriores. Os quartzitos variam desde

puros a feldspáticos, podendo ainda conter mica branca, sillimanita, turmalina, opacos (magnetita e ilmenita) e zirco.

UNIDADE LITOLÓGICA	MINERALOGIA (em ordem decrescente)

CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA	
a- Biotita gnaiss bandado	pl, qz, Kf, bio, alm, hbl, ms*, zr, mon, all, ap
b- Calcissilicática	pl, di, alm, hbl, kf, sc, bio, cb, tit, ap, zr, op.
c- Granada gnaiss	pl, qz, bio, alm, sil, ms*, ky*, kf*, cd*, opx*, tur, zr, rt,
d- Anfibolito	hbl, pl, alm, tit, ap, cpx*, bio, op, zr
e- Quartzito	qz, pl, ms, sil, op, tur, zr
f- Gondito	gt, anf, qz, op
g- Sil-xisto	sil, ms*, bio, qz, pl, tur, op

COMPLEXO MANTIQUEIRA	
h- Hbl gnaiss	pl, qz, hbl, kf, bio, tit, ap, mon, zr, all
i- Leucognaiss	kf, qz, pl, bio, all, mon, zr
j- Anfibolito e quartzito diorito	hbl, pl, bio, qz, tit, ap, mon, zr, chl*, tr*

GRUPO PARAÍBA DO SUL	
k- Sil xisto	sil, ms*, bio, qz, pl, alm, zr
l- Bio gnaiss	qz, pl, kf, bio, ms*, alm, zr,
m- Mármore	cb, di, fo, qz, di, ms, flog, chl*, tre/ac
n- Calcissilic.	pl, ac/tr, hbl, qz, bio, cb, ap

SUÍTE INTRUSIVA QUIRINO-DORÂNDIA	
o- Hbl granitóide	pl, qz, hbl, bio, kf, tit, ap, mon, all, zr, op
p- Bio granitóide	pl, qz, kf, bio, hbl, zr, mon, all, tit, op
q- Enclave calciss.	hbl, qz, ac, alm, bio, ap, cb,
r- Enclave Máfico	hbl, pl, bio, qz, tit, ap, mon, op

COMPLEXO JUIZ DE FORA	
s- Granulitos Básicos e intermediários	opx, cpx, pl, qz, hbl, bio, ap, zr, op
t- Granulitos Ácidos	kf, qz, pl, bio, hbl, opx, cpx, ap, zr, op
u- Granulito Ultrab.	cpx, hbl, op (magnetita), pl

Tabela 5.1- Síntese da mineralogia encontrada nas litologias das diferentes unidades referidas no texto. As abreviaturas utilizadas podem ser encontradas no Apêndice deste trabalho. Os minerais de metamorfismo (vide capítulo 7).

Localmente gradam para rochas calcissilicáticas ou gonditos. Sua espessura aparente varia muito lateralmente, podendo atingir cerca de 1000-1100 m nas Serras da Candonga, Fumaça e do Matão (região central do DTAND no Anexo I). Nestes locais, foi possível o detalhamento desta unidade que encerra diversas camadas de quartzitos grossos e puros, quartzitos feldspáticos, biotita gnaiss bandado e sillimanita granada. Sulfetos de cobre e ferro (bornita, covelita, pirita e calcopirita) ocorrem associados aos níveis calcissilicáticos, como por exemplo no Boqueirão da Cachoeira, a norte de Cruzeiro (Anexo I).

SEQUÊNCIA ESTRATIFICADA: constitui a unidade superior do CDA no DTAND e engloba gnaisses de derivação pelítica ricos em biotita, granada e sillimanita (Tabela 5.1), semelhantes ao granada gnaiss descrito anteriormente, com abundantes inter-calações métricas a centimétricas de rochas manganesíferas (gonditos ?), biotita gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas, sillimanita quartzitos, quartzitos puros, e granada plagioclásio gnaiss (ou biotita xisto Santo Antônio, como denominado por Trouw et al. 1986). No extremo noroeste da seção aqui considerada, em função de variações no grau de metamorfismo foram encontrados porfiroblastos de cianita, característicos para os níveis pelíticos do CDA em toda folha Barbacena 1:250.000 (Trouw et al., 1986; Heilbron, 1984, 1985, 1987; Silva, 1990; Gonçalves, 1987; Nummer, 1991).

Apresenta contato brusco com a unidade anterior, sendo que em alguns pontos do mapa este contato parece truncar camadas

desta unidade, sugerindo uma possível discordância dentro do CDA (Anexo I e perfis do Anexo II). Sua espessura aparente (não descontando os efeitos do dobramento) varia desde 500 até 2000 m, nos arredores de Bom Jardim de Minas.

5.1.3- METABASITOS DO CDA

Rochas anfibolíticas, na forma de lentes, camadas e boudins métricos a centimétricos, ocorrem em todas as unidades do CDA, especialmente no Biotita gnaiss bandado, nos gnaisses na Unidade Quartzítica e na Sequência Estratificada. A ocorrência destes metabasitos pode ser visualizada no mapa geológico (Anexo I), onde são representados pela letra "A". São compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo e, sudordinamente, titanita, opacos, e zircão (Tabela 5.1). Granada provavelmente rica no componente almandina ocorre em alguns metabasitos, provavelmente refletindo composições mais ricas em ferro.

O contato brusco com as encaixantes, associado a sua forma irregular e ocorrência em todos os níveis estratigráficos do CDA, sugerem uma origem ortoderivada. Em um afloramento na estrada que liga Valença a Manuel Duarte, foi encontrado um corpo de metabasito discordante ao acamamento sedimentar transposto da Sequência Estratificada, considerado um dique (Figura 5.4). Apesar de algumas ocorrências serem claramente discordantes, não se pode descartar a possível origem supracrustal de pelo menos parte do conjunto. Portanto, estas rochas metabásicas foram interpretadas como representantes do magmatismo básico sin (?) a pós-deposicional da bacia sedimentar Andrelândia.

Os resultados litogeoquímicos obtidos por Paciullo (1992) e Gonçalves e por Figueiredo (1992, no prelo) indicam dois conjuntos distintos de rochas metabásicas, ambos com tendência toleítica: a) metabasaltos toleíticos de alto magnésio (HMT) e baixo titânio; e b) metabasaltos toleíticos de alto ferro (HFT) e alto titânio de composição, ligeiramente mais enriquecidos em LILE. A interpretação tectônica destes dados litogeoquímicos será abordada no Capítulo 10 deste trabalho.

5.1.4- ORTOGNAISSES DO COMPLEXO MANTIQUEIRA

Constituem o embasamento do conjunto metassedimentar do CDA. Biotita hornblenda gnaisses bandados, migmatíticos, de composição tonalítica à granítica (Tabela 5.1 e Figura 5.3), com muitos enclaves e/ou lentes centimétricas de meta-diorito a quartzo-diorito, e meta-gabro, compõem esta unidade ortoderivada. Sua mineralogia é constituída por quartzo, k-feldspato e plagioclásio em proporções variadas (Tabela 5.1); com hornblenda e biotita como minerais máficos; além de allanita, zircão, monazita, apatita, opacos e titanita (nos tipos mais básicos) como minerais acessórios. A anatexia "in situ" origina estruturas migmatíticas variadas (estromática, agmatítica, "schollen", "schlieren"), sendo que o leucossoma neoformado é caracterizado pela presença de porfiroblastos centimétricos de hornblenda.

Lentes e/ou camadas métricas de gnaiss cinza claro (leucognaisse), com composição granítica (dados litogeoquímicos apresentados no Capítulo 9), ocorrem invadindo o conjunto

FIG. 5.3 - DIAGRAMA QAP DE STRECKEISEN (1982) PARA OS DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS DO COMPLEXO MANTIQUEIRA NO DTAND. OS DADOS DE SILVA (1990) E NUMMER (1991) SÃO APRESENTADOS PARA COMPARAÇÃO

FIG. 5.4- CORPO DISCORDANTE DE METABASITO NO GRANADA GNAISSE DO CDA NO DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA, AFLORAMENTO PRÓXIMO A MANUEL DUARTE, A NE DE VALENÇA. EM TODAS AS UNIDADES (INCLUINDO ROCHA METABÁSICA) ESTA IMPRESSA A FOLIAÇÃO S OU S₁ + S₂

ortoderivado comentado acima. Nos arredores de Passa Vinte (Anexo I) e próximo ao Rio Preto passam a representar o tipo litológico mais frequente no embasamento do CDA. Aplitos graníticos cinzentos e veios graníticos rosados completam este conjunto.

Figueiredo et al. (1992, no prelo) apresentam e discutem dados litogeoquímicos existentes para rochas semelhantes a NE da seção aqui considerada, sugerindo a ocorrência de rochas integrantes de duas sequências calcioalcalinas distintas.

5.1.5- ROCHAS GRANITÓIDES INTRUSIVAS NO DTAND

5.1.5.1- GRANITO PORFIRÓIDE FOLIADO

Ocorre na forma de pequenos corpos (no máximo $1,5 \text{ Km}^2$) ou como lentes paralelas a foliação principal S_2 do DTAND. Possui sinais de deformação intensa, como sombras de pressão ao redor de porfiroblastos, forte xistosidade na matriz (incluindo foliações S e C). Com base nestas relações, estas rochas granitóides foram posicionadas temporalmente como pré a $\sin-D_2$ (vide Capítulo 6 e quadro do Anexo IV). Sua mineralogia é constituída por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e localmente granada. Apresenta textura porfiróide (os cristais de microclina possuem 1,5 cm em média), com frequentes xenólitos de rochas supracrustais refratárias (especialmente quartzitos e calcissilicáticas), e com contatos difusos com os metassedimentos do CDA. Estas feições são indicativas para origem a partir da fusão parcial "in situ" do conjunto metassedimentar (granitóides tipo-S). Em mapa (Anexo I) posicionam-se preferencialmente nas regiões

de adelgaçamento de camadas quartzíticas mais espessas ("necks" de megaboudins).

5.1.5.2- GRANITO PORFIRÓIDE SERRA DO LAGARTO

Compreende um corpo alongado na direção NE/SW, com cerca de 2 Km de largura e no mínimo 12 km de extensão, que no âmbito da seção geotransversal intrude somente os ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Entretanto, nos arredores de Pedra Selada, a norte de Resende, verificou-se a ocorrência de outros corpos semelhantes invadindo os metassedimentos do CDA (Valeriano e Heilbron, em preparação). Trata-se de uma rocha de composição granítica, porfiróide, com megacristais subeuédricos de K-feldspato de até 12cm de comprimento. A proporção entre megacristais e matriz varia entre 80%-20% a 60%-40%, respectivamente. A matriz é rica em biotita, com menores proporções de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Enclaves máficos ricos em anfibólio e lentes quartzo-dioríticas são comuns. A caracterização geoquímica deste corpo será apresentada no Capítulo 9.

O granitóide Serra do Lagarto apresenta foliação nos bordos, embora os megacristais não mostrem sinais de deformação (como por exemplo forma "augen" ou sombras de pressão). Esta foliação, interpretada como resultante da combinação de fluxo magmático com efeitos da deformação D_2 (vide item seguinte), é ainda dobrada e cisalhada pela deformação D_3 subsequente. As relações sumarizadas acima indicam o posicionamento temporal deste corpo granitóide ao final da deformação D_2 (Granitóide γ_3 do quadro do anexo IV).

5.1.5.3- LEUCOGRANITOS

Ocorrem na forma de "sills", lentes métricas e pequenos "stocks", de granulação média a fina, com foliação fraca, e lentes ou enclaves de rochas supracrustais. As relações de contato com os metassedimentos do CDA são gradacionais e difusas. Esta observação, associada a ocorrência de enclaves de rochas supracrustais refratárias, sugerem sua origem a partir da fusão parcial deste conjunto metassedimentar. São encontrados com maior frequência no biotita gnaisse bandado, que provavelmente possui composição química mais adequada para o início do processo anatético. Os corpos mais expressivos ocorrem no extremo NW da seção e nas folhas Liberdade e Arantina adjacentes, tendo sido abordados em detalhe por Junho et al. (1989). Sua ocorrência tanto na forma de corpos alongados subparalelos aos planos axiais de megadobras D3, como na forma de lentes paralelas à foliação principal S₂ (Junho et al., op. cit; Silva, 1990), sugerem seu posicionamento temporal como sin-D₂ a sin-D₃.

5.2- DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA (DTJF)

5.2.1- INTRODUÇÃO

Este compartimento, estruturalmente sobreposto ao DTAND, caracteriza-se por intensa deformação (Capítulo 6) que resultou na interdigitação tectônica de dois conjuntos litológicos contrastantes (Anexo I): a) rochas supracrustais atribuídas ao CDA; e b) ortognaisses migmatíticos, com paragêneses metamórficas indicativas da fácies granulito.

Embora estes dois grupos litológicos distintos tenham sido agrupados no Complexo ou Grupo Juiz de Fora por diversos autores (Barbosa & Grossi Sad 1983; Oliveira 1980, 1983; Machado Filho et al. 1983; Barbosa & Grossi Sad, 1985), neste trabalho preferiu-se utilizar a denominação Complexo Juiz de Fora para designar somente o conjunto de ortognaisses granulíticos, interpretado como mais antigo que o conjunto supracrustal (Heilbron, 1990). Este último, com base em semelhanças no empilhamento estratigráfico e idêntica evolução tectono-metamórfica que as supracrustais descritas no DTAND, foi correlacionado ao Ciclo Depositional Andrelândia (CDA). É importante frisar aqui que utilização do termo Juiz de Fora para rochas granulíticas do embasamento do CDA, difere da designação original de Ebert (1957) que atribuiu o termo somente para granulitos derivados de metassedimentos (vide Tabela 3.1). Na proposta aqui apresentada, o CJF seria equivalente, em parte, somente à Unidade Comendador Venâncio de Barbosa & Grossi Sad (op. cit.), enquanto que a Unidade Raposos destes autores incluiria tanto ortogranulitos retrogressivos, como supracrustais equivalentes ao CDA.

Rochas metabásicas e corpos granitóides do tipo-S foram ainda detectados neste compartimento tectônico.

5.2.2- METASSEDIMENTOS DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA (CDA)

Embora extremamente interdigitado com os granulitos do CJF, este conjunto metassedimentar exhibe as mesmas unidades litológicas e semelhante empilhamento tectono-estratigráfico

quando comparado ao DTAND (Figura 5.2). Estas unidades litológicas, já descritas no Item 5.1.2, serão brevemente caracterizadas abaixo:

BIOTITA GNAISSE BANDADO: com muitas intercalações de quartzitos, sillimanita xisto, granada biotita gnaiss, rochas manganésíferas e calcissilicáticas. Sua composição varia de tonalítica nas bandas mesocráticas, a granítica/granodiorítica nas bandas leucocráticas (Tabela 5.1). A migmatização por anatexia produziu também estruturas estromáticas. A única diferença observada em relação à unidade basal do CDA do domínio tectônico subjacente, são as frequentes texturas miloníticas, indicativas para deformação mais intensa.

GRANADA BIOTITA GNAISSE:, de derivação pelítica, rico em aluminossilicatos, como biotita, granada e sillimanita, com leucossomas graníticos, localmente portadores de cordierita (Anexo V). Intercalações centimétricas a métricas de rochas calcissilicáticas e manganésíferas são frequentes. Sua mineralogia é sintetizada na Tabela 5.1.

UNIDADE QUARTZÍTICA: possui as mesmas características já descritas para o DTAND, anteriormente descrito, sendo mais frequentes no DTJF a ocorrência de "boudins" calcissilicáticos e a associação à lentes de metabasito nesta unidade (Anexo I).

SEQUÊNCIA ESTRATIFICADA: representada por gnaisses de derivação pelítica ricos em granada, sillimanita e biotita (Tabela 5.1). Expressivas lentes de rochas manganésíferas (Anexo I) e biotita

gnaisse, além de intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzitos feldspáticos são comuns.

5.2.3- METABASITOS DO CDA

Lentes irregulares e "boudins" centimétricos de rochas anfibolíticas foram encontrados em todas as unidades do CDA, tal como descrito para o DTAND, embora sejam mais frequentes na Unidade Quartzítica e na Sequência Estratificada. Comumente são anfibolitos de granulometria fina a média, compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita, titanita, opacos, e mais raramente por granada e diopsídio. Na unidade Quartzítica, nos arredores de Conservatória (Anexo I), foi encontrada uma camada descontínua de anfibolito muito grosso, com textura ígnea semi-preserveda, sempre próximo ao contato do quartzito com o biotita gnaisse bandado. Embora não existam dados litogeoquímicos para os metabasitos no DTJF, sua ocorrência em todos os níveis do CDA, a existência de texturas ígneas reliquias, e a forma discordante detectada em alguns afloramentos (Figura 5.4) são sugestivas de uma origem ortoderivada.

5.2.4- COMPLEXO JUIZ DE FORA (CJF)

Sob esta denominação são englobados apenas ortognaisses migmatíticos de composição muito variada com paragêneses metamórficas inequívocas para a fácies granulito (OPX, OPX + CPX + Pl e, mais raramente, CPX + GT + PL nos tipos básicos). Outras feições comuns para rochas granulíticas, tais como coloração

esverdeada, textura granoblástica, e quartzo com coloração azulada, foram também encontradas.

Este conjunto de rochas granulíticas passa a exibir texturas miloníticas associadas a sinais de metamorfismo retrogressivo próximo aos principais empurrões detectados (vide Capítulo 7). Nestes locais, perdem sua coloração esverdeada, e se transformam em gnaisses com relíquias de OPX, muito semelhantes aos gnaisses cinzentos que constituem o Complexo Mantiqueira. Esta semelhança foi originalmente descrita por Ebert (1968) nas proximidades de Juiz de Fora, e sugerida por Figueiredo et al. (1992), com base em correlações litogeoquímicas.

Neste domínio tectônico as rochas granulíticas do CJF ocorrem em duas escamas de empurrão distintas, Inferior e Superior (Anexos I e II), separadas por rochas supracrustais do CDA. Nas proximidades destes contatos a interdigitação tectônica é tão intensa que em muitos afloramentos observou-se a alternância de faixas centimétricas destes dois conjuntos litológicos, com texturas miloníticas e ultramiloníticas. Em poucos afloramentos desta zona de contato as rochas granulíticas aparecem como enclaves tectônicos dentro do granada biotita gnaiss, com texturas e paragêneses primárias preservadas nos núcleos, e contatos extremamente milonitizados, definindo uma verdadeira "melange tectônica".

Predominam os tipos de composição tonalítica (enderbitos), embora ocorram rochas gabroicas e dioríticas (piribolitos e pirigarnitos), e tipos mais ácidos granodioríticos a graníticos

(alcali-charnockitos, charnockitos e charno-enderbitos), vide tabela 5.1 e Figuras 9.7, 9.9 e 9.10. Sua mineralogia é representada por OPX (principalmente hiperstênio e provavelmente bronzita com base em determinações óticas), CPX (diopsídio?), plagioclásio comumente antipertítico, quartzo, alcali-feldspato pertítico, e rara granada nos tipos mais básicos. Zircão e opacos ocorrem como acessórios mais comuns. Hornblenda e biotita aparecem com frequência nos granulitos, exibindo ora relações texturais indicativas de restos mais hidratados preservados no metamorfismo progressivo, ora indicativas de retrometamorfismo onde bordejam ou sobrecrecem os piroxênios (Capítulo 7 e fotomicrografias das Pranchas 7.III e 7.IV).

Apesar de sua coloração esverdeada associada ao processo de granulitização posterior, este conjunto exhibe evidências de migmatização por anatexia com lentes leucossomáticas irregulares bordejadas por melanossoma.

Foram ainda encontradas camadas métricas de granito gnaiss, leucocrático em diversos níveis do CJF, especialmente na escama tecônica superior, próximo a São José do Turvo e a norte de Ipiabas (Anexo I). Estas rochas granitóides parecem ter intrudido o conjunto após a etapa do metamorfismo granulítico.

5.2.5- ROCHAS GRANITÓIDES INTRUSIVAS

5.2.5.1- GRANITÓIDE RIO TURVO

Esta denominação foi utilizada por Grossi Sad et al. (1983), a partir da denominação de Ruiz et al. (1983) para

granitóides das folhas topográficas Nossa Senhora do Amparo, Resende, Bananal e Volta Redonda. Na seção abordada compreende um granito porfiróide com cristais de microclina de 1,5-2 cm de comprimento, com forte foliação milonítica e outros indícios de deformação intensa, tais como porfiroclastos de feldspato com franjas de recristalização assimétrica e foliações S-C. Estas relações texturais posicionam este granitóide como contemporâneo a deformação principal (granitóides γ_2 do Anexo IV). Machado et al. (1989) consideram este corpo como integrante de uma família de leucogranitos aluminosos, do tipo hercínico, contemporâneos a F₂, com idade de colocação ao redor de 600 Ma.

Seus contatos gradacionais com as unidades supracrustais do CDA, e a frequente ocorrência de enclaves de rochas refratárias (calciossilicáticas, gonditos, quartzito, sillimanita granada gnaisses) são indicativos para sua derivação a partir da fusão parcial do conjunto metassedimentar.

Microclina, plagioclásio de composição andesina, quartzo, biotita, muscovita e granada compõem sua mineralogia principal, com zircão, opacos como acessórios.

Ocorre em duas faixas a norte e a sul da unidade quartzítica (Anexo I), sendo que a W-SW da área mapeada, na folha Resende e extremo norte da folha Volta Redonda (Valeriano & Heilbron inédito; Heilbron et al. 1991) estas faixas se unem num único corpo granitóide com dimensões batolíticas.

5.2.5.2- GRANITO PORFIRÓIDE

É representado por uma rocha granitóide, com xistosidade e megacristais de K-feldspato rosado, semelhante ao Granito

Porfiróide Serra do Lagarto descrito no DTAND. No compartimento tectônico ora abordado, DTJF, intrude os granulitos e hornblenda gnaisses do CJF. Ocorre como bolsões metrícos ou lentes centimétricas, com contatos claramente intrusivos.

5.3 DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTPS)

5.3.1- INTRODUÇÃO

Neste domínio tectônico afloram dois conjuntos litológicos distintos, descritos na literatura como integrantes do Complexo Paraíba do Sul (Machado Filho et al 1983, Almeida et al 1990): a) Grupo Paraíba do Sul, representado por um conjunto metassedimentar com frequentes lentes e/ou camadas de mármore dolomíticos; e b) Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia contendo hornblenda e biotita granitóides deformados, com abundantes enclaves máficos e calcissilicáticos, correlacionável em parte à Sequência de Quirino, de Machado (1986).

5.3.2 GRUPO PARAÍBA DO SUL (GPS)

Propõe-se, neste trabalho, que a denominação de Grupo Paraíba do Sul fique restrita às unidades metassedimentares que ocorrem no DTPS, uma vez que as rochas de origem ortoderivada foram interpretadas como intrusivas neste conjunto. Os argumentos de campo e petrográficos que sustentam esta interpretação são apresentados no item seguinte. Recentemente, Almeida et al. (1991) apresentaram uma subdivisão informal para o Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal, em três unidades

(A, B, C ou Três Barras, São João e Beleza) que pode ser adotada para a região investigada, com exceção da última que não aflora nesta seção. A unidade A ou Três Barras é equivalente à Sequência Baraão de Vassouras descrita por Machado (1984) a leste da seção considerada, na folha Vassouras.

UNIDADE TRÊS BARRAS: Compreende um gnaiss com bandamento composicional fino (a espessura das bandas varia entre 1 a 5 cm), composto por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, e mais raramente granada. Sua composição, baseada nas análises petrográficas é predominantemente granítica, com níveis granodioríticos e níveis de biotitito. Variações para gnaisses calcissilicáticos, com diopsídio, são frequentes nesta unidade. Opacos, titanita e zircão constituem minerais acessórios comuns. Intercalações métricas a centimétricas de mármore dolomíticos, biotita sillimanita xistos, rochas calcissilicáticas e mais raramente quartzitos feldspáticos sugerem sua origem paraderivada.

Lentes métricas a centimétricas de leucogranito xistoso, são muito frequentes nesta unidade. Sua mineralogia (Kf, QZ, PL, Op, BIO) indica composição granítica a álcali-feldspato granítica.

UNIDADE SÃO JOÃO: Esta unidade engloba um conjunto de muscovita biotita gnaisses/ xistos, localmente com granada e sillimanita, com lentes centimétricas a métricas de rochas calcissilicáticas. A maior parte dos mármore dolomíticos do Grupo Paraíba do Sul ocorre como lentes métricas embutidas nestas rochas pelíticas. Os mármore possuem coloração, texturas e mineralogia variada, sendo

compostos por proporções variadas dos seguintes minerais: carbonatos, quartzo, plagioclásio, diopsídio, flogopita e biotita, sendo que alguns corpos possuem olivina forsterita e vesuvianita.

5.3.3- SUITE INTRUSIVA QUIRINO-DORÂNDIA (SIQD)

Na área da seção geotransversal abordada, um conjunto de gnaisses granitóides com biotita e/ou hornblenda ocupa a porção inferior do DTPS. Sua homogeneidade composicional sugere uma origem ortoderivada, embora até o momento não existam dados litogeoquímicos para sua caracterização. A deformação intensa observada na área dificulta o entendimento de sua relação com as unidades supracrustais do Grupo Paraíba do Sul. Entretanto, a ocorrência de lentes de rochas refratárias (quartzitos, mármore e xistos) litologicamente semelhantes às encontradas no GPS, foram interpretadas como xenólitos deste conjunto supracrustal, corroborando com a interpretação de sua origem ortoderivada. Estas rochas granitóides foram tentativamente subdivididas em duas unidades:

HORNBLENDA-BIOTITA GRANITÓIDE: Compreende gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, com biotita e hornblenda como minerais máficos principais, com lentes leucossomáticas caracterizadas pela presença de porfiroblastos centimétricos de hornblenda. Enclaves de anfibolito e quartzo diorito, com espessuras centimétricas a métricas, são encontrados com frequência nesta unidade. Sua mineralogia é sumarizada na Tabela 5.1. As relações de contato observadas na folha Valença, a leste

da região enfocada, sugerem que este granitóide é intrusivo no biotita granitóide, descrito a seguir..

Ao sul da localidade de Ipiabas (Anexo I) ocorre uma camada métrica de gnaiss bandado, com quartzito feldspático e rochas calcissilicáticas, embutida nesta unidade. Seu contato com o hornblenda-biotita granitóide é brusco e tectonizado.

BIOTITA GRANITÓIDE: Constitui a litologia mais frequente do Domínio Tectônico Paraíba do Sul na área aqui abordada, compreendendo um gnaiss homogêneo, sem bandamento composicional conspícuo, caracterizado pela presença de porfiroblastos centimétricos de biotita, e veios pegmatóides ricos neste último mineral. Sua composição estimada a partir de análises petrográficas varia desde monzonítica a granodiorítica /granítica. Ocasionalmente foram encontradas lentes e/ou boudins centimétricos, de coloração esverdeada, constituídos quase que exclusivamente por anfibólio do tipo tremolita - actinolita, com hornblenda, quartzo, biotita, carbonato (Tabela 5.1) em proporções variadas. Próximo ao contato com a unidade anteriormente descrita, ocorrem raros porfiroblastos de hornblenda, e boudins anfibolíticos. Aplitos de leucogranitos aparecem com frequência e conferem ao biotita gnaiss caráter migmatítico local.

Camadas métricas de sillimanita gnaiss/xisto com lentes de mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas ocorrem nesta unidade, e também foram interpretadas como enclaves do conjunto supracrustal.

5.3.4- GRANITÓIDES INTRUSIVOS SIN A PÓS-D₂ NO DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL

5.3.4.1- GRANITÓIDE SERRA DA CONCÓRDIA

Trata-se de um corpo com dimensões batolíticas, representado por um granitóide deformado, com forte foliação milonítica, que sustenta a Serra da Concórdia, localizada a WSW da cidade de Valença (Anexo I). Seus contatos com o biotita granitóide da SIQD e com os xistos pelíticos da Unidade São João do GPS, a ocorrência de xenólitos de rochas supracrustais destas sequências, e a blastese das encaixantes junto ao granitóide são sugestivas para uma origem a partir da fusão parcial dos litotipos do DTPS. Neste sentido, se assemelha ao Granitóide Rio Turvo do DTJF, descrito anteriormente, inclusive no seu posicionamento temporal Sin-D₂ (granitóide χ_2), refletindo o auge metamórfico neste domínio. É composto por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, e granada; com zircão e opacos como minerais acessórios.

5.3.4.2- GRANITÓIDE SERRA DO IPIRANGA

Ao sul da cidade de Barra do Pirai (Anexo I), na Serra do Ipiranga aflora um corpo de leucogranito, com fraca foliação subparalela aos contatos, materializada pela orientação de palhetas de biotita. A falta de deformação intracristalina leva a crer que esta orientação preferencial de minerais tenha sido originada a partir de fluxo magmático, ao final da deformação D₃ (granitóide χ_4 do Anexo IV). Possui enclaves do biotita gnaisse

encaixante, e veios pegmatóides rosados ricos em biotita. Seus contatos com as rochas encaixantes são bruscos, e caracterizam-se por uma área com muitas apófises métricas a centimétricas, injetadas ao longo da foliação principal dos gnaisses. Sua mineralogia é composta por microclina pertítica, plagioclásio do tipo oligoclásio, quartzo, biotita e muscovita, tendo zircão, allanita, apatita e opacos como acessórios. Texturas mirmequíticas são frequentes, bem como a zonação do plagioclásio com bordos albitizados. A caracterização litogeoquímica deste granitóide será apresentada no Capítulo 9.

5.4- UNIDADES LITOLÓGICAS FANEROZÓICAS

5.4.1- DIQUES DE DIABÁSIO E MICRO-GABRO

Diques de diabásio e micro-gabro, sem evidências de deformação ou metamorfismo, ocorrem na área considerada e cortam todas as unidades anteriormente descritas. Possuem direção preferencial NNE-SSW, e espessuras centimétricas a métricas. Os diques mais espessos mostram uma variação textural e granulométrica, do centro para as bordas, variando desde texturas microporfiríticas até afaníticas, chegando em alguns casos a mostrar bordos vítreos.

5.4.2- ROCHAS ALCALINAS E BRECHAS TECTÔNICAS

Diques de rochas alcalinas, de coloração esverdeada e texturas afanítica e/ou microporfirítica foram observados na porção sul da área, se concentrando especialmente nos arredores

da cidade de Volta Redonda, onde chegam a formar um verdadeiro enxame. Posicionam-se segundo duas direções principais, bem definidas N 10-20 W e N 50-70 E (Figura 6.17) e mostram em geral contatos irregulares (não planares) com as encaixantes.

Em vários afloramentos observou-se uma associação espacial entre os diques de rochas alcalinas e a ocorrência de brechas tectônicas. Estas são formadas por fragmentos angulosos das rochas encaixantes, com matriz alterada de aspecto pulvurulento, muitas vezes preenchida e /ou substituída por sílica ou limonita.

A formação das brechas tectônicas esta associada às zonas de cisalhamento rúpteis do final do Cretáceo/ início do Terciário, responsáveis pela estruturação das bacias tipo "rift", como as de Resende e Volta Redonda. Os efeitos desta tectônica rúptil serão abordados adiante, no item 6.4.

CAPÍTULO 6

GEOLOGIA ESTRUTURAL: ANÁLISE GEOMÉTRICA E INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DA DEFORMAÇÃO

6.1- INTRODUÇÃO

O estudo da geometria das diversas estruturas observadas nos três compartimentos tectônicos permitiu a subdivisão da deformação dúctil precambriana em dois conjuntos: FASES DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL ($D_1 + D_2$) e DEFORMAÇÕES TARDIAS (D_3 e D_4). Esta subdivisão adotada levou em consideração a relação com a geração de foliações penetrativas nos conjuntos litolológicos, bem como o posicionamento temporal das estruturas com relação ao ápice do metamorfismo observado nas unidades supracrustais.

Cerca de 3.400 afloramentos foram visitados, incluindo os estágios de campo realizados na área considerada (Figura A1 do Apêndice). Destes, em 2.835 afloramentos, a autora coletou 4.904 medidas de foliações e 1.252 lineações das fases da deformação principal, e 181 de planos axiais, 229 lineações e 84 foliações das fases tardias. Estes dados foram computados em estereogramas nos diversos domínios estruturais identificados, e representados em mapas estruturais (Anexos III e IV). O estilo estrutural observado nestes domínios pode ser visualizado nas pranchas apresentadas ao longo deste capítulo, ou ainda nos perfis que integram o Anexo II que ilustram a deformação em uma escala mais regional. A análise integrada deste conjunto de dados estruturais resultou na elaboração e discussão de um modelo cinemático da deformação.

A deformação principal ($D_1 + D_2$), concomitante com a evolução do metamorfismo nas unidades supracrustais do Ciclo Depositional Andrelândia e do Grupo Paraíba do Sul, foi responsável pela formação da xistosidade principal e pelo intenso imbricamento tectônico observado, e apresenta especificidades em cada um dos três domínios tectônicos, que serão detalhadas a seguir, no item 6.2.1.

As fases tardias (D_3 e D_4) atingiram este complexo conjunto de escamas tectônicas formado no curso da deformação principal, em condições de pressão e temperatura pós-auge metamórfico, resultando portanto na deformação da xistosidade principal pré-existente. Os elementos estruturais gerados nestas fases de deformação serão abordados no item 6.2.2 deste capítulo.

No item 6.3 os resultados da análise geométrica, apresentados para os três domínios tectônicos abordados (DTAND, DTJF e DTPS), serão integrados e discutidos com vistas a elaboração de um modelo cinemático da deformação precambriana.

Registros da tectônica rúptil Mesozóica-Cenozóica, responsável pela implantação das bacias tipo "rift" de Resende e Volta Redonda, foram encontrados, especialmente no segmento sul da seção geotransversal considerada. Estas estruturas serão brevemente comentadas no item 6.4.

6.2- ANÁLISE GEOMÉTRICA DA DEFORMAÇÃO

6.2.1- FASES DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL

6.2.1.1- DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE

No Domínio Andrelândia Alóctone são reconhecidas com mais facilidade dobras das Fases da Deformação Principal (D_1 e D_2), tanto em escala de afloramento como em mapa, apesar da superposição das fases de deformação tardias (Anexos I, II e III). As Fases de Deformação D_1 e D_2 foram interpretadas como progressivas e contemporâneas à etapa metamórfica M_1 .

Este compartimento foi subdividido em sete domínios estruturais homogêneos (AND-1 a AND-7 do Anexo III), tanto em função de mudanças de atitude causadas pela superposição das fases de deformação tardias (domínios AND-1 a AND-4), bem como em função da rotação de seus elementos estruturais no curso da deformação principal (domínios AND-5 a AND-7).

A seguir serão descritas as diversas estruturas do DTAND geradas nesta etapa deformacional, em termos de estilo e orientação. No estudo da morfologia das foliações são ainda incluídas observações em escala microscópica.

DOBRAS D_1

Como o estilo e orientação das dobras D_1 e D_2 são muito semelhantes, e nem sempre observa-se a formação de uma xistosidade de crenulação associada às dobras D_2 , a identificação de dobras que, com certeza, pertençam à primeira fase fica restrita aos afloramentos com superposição das estruturas D_2 sobre D_1 .

Vários exemplos de dobras D_1 foram identificadas neste domínio tectônico, especialmente em níveis litológicos mais competentes como quartzitos mais puros, gonditos, paleossomas biotíticos ou anfibolíticos nos gnaisses, nos quais os efeitos da transposição pela deformação subsequente D_2 foram menos intensos. Possuem perfil isoclinal a apertado, e freqüentemente mostram intenso adelgaçamento dos flancos (perfis aproximadamente similares classe II ou mais comumente da subclasse IC, de Ramsay & Hubber, 1987, ou de Ramsay, 1967). Em alguns níveis calcissilicáticos e quartzíticos, transicionam para perfis mais concêntricos (subclasses IB e IC dos mesmos autores). A análise estatística da atitude de seus elementos geométricos fica prejudicada pela intensa transposição durante D_2 , mas freqüentemente seus eixos são subparalelos, gerando padrões de interferência tipo 3 (Ramsay & Hubber, 1987) ou em laço. Entretanto, em muitos afloramentos, o ângulo entre E_1 e E_2 atinge valores mais altos, originando padrões do tipo 2 ou cogumelo. Exemplos de dobras D_1 e destes padrões de interferência podem ser visualizados na Figura 6.1.

FOLIAÇÃO S_1

A estrutura planar mais evidente neste domínio tectônico é a xistosidade ou a clivagem grossa e contínua (Powell, 1979) S_1 , subparalela ao acamamento sedimentar (quando presente em escala de afloramento) e, em geral, transposta para a direção S_2 . É definida pelo arranjo planar de minerais ou conjuntos minerais e pelo paralelismo de veios leucossomáticos de origem anatética, que acabam por originar um novo bandamento composicional. Sempre

Figura 6.1 - Exemplos de dobras D_1 e padrões de interferência $D_1 \times D_2$ no DTAND (QTZ- quartzito; BGN- biotita gnaiss; C- calcissilicática; P- pegmatito).

que foi possível a identificação de dobras D_1 no campo, verificou-se a relação plano axial da xistosidade S_1 (Figuras 6.1 A e B). Ao microscópio (Fotomicrografia 7.I-4), a morfologia da xistosidade S_1 é caracterizada pelo paralelismo quase perfeito de minerais micáceos e prismáticos, e de cristais de quartzo e feldspato de hábito tabular, gerado por deformação acompanhada de recristalização dinâmica.

DOBRAS D_2

A fase de deformação D_2 originou dobras apertadas a isoclinais em todas as escalas de observação (vide mapa estrutural do Anexo III, perfis do Anexo II, e Figuras 6.2 e 6.3). O estilo observado em perfil ou em mapa e o ângulo interflancos varia muito neste domínio tectônico, tanto em função do redobramento D_3 subsequente (que, em alguns casos, chega a "abrir" as dobras D_2) como pelo contraste de competência dos litotipos envolvidos. Nas unidades de comportamento mais competente (quartzitos puros, rochas calcissilicáticas, biotita gnaisses quartzosos, níveis leucossomáticos, e gonditos), as dobras D_2 apresentam perfis das subclasses IB de Ramsay & Huber (1987), vide Figuras 6.1c, 6.2a). Nas litologias menos competentes (gnaisses pelíticos, nos níveis biotíticos dos gnaisses do embasamento, quartzitos micáceos, e no biotita gnaisses) predominam perfis da subclasse IC e mais raramente da classe II dos mesmos autores (Figuras 6.2 b, d, e).

A atitude de seus planos axiais, paralelos à foliação penetrativa S_2 em muitos litotipos, varia de subhorizontal (domínio

Figura 6.2 - Exemplos de dobras D_2 e padrões de interferência $D_2 \times D_3$ no DTAND (D- diorito; LGN- leucognaisse; TGN- tonalito gnaisse; HGN- hornblenda gnaisse; L- leucossoma; BGN- biotita gnaisse).

FIG. 6.3 MAPA ESQUEMÁTICO ILUSTRANDO AS VARIAÇÕES NA ATITUDE DOS PLANOS AXIAIS E EIXOS DAS DOBRAS DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL $D_1 + D_2$ NOS DISTINTOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS (1 A 7) DO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA (DTAND)

AND-1) a inclinada (domínios AND-3, 5, 6 e 7), atingindo valores altos de caimento o quadrante sudeste (domínios AND-2 e AND-4). A intensidade da deformação D_2 causou a transposição da direção da xistosidade S_1 para a direção S_2 sendo que, muitas vezes, chega a gerar uma nova foliação penetrativa (xistosidade de crenulação, vide item seguinte). O rumo dos eixos da dobras D_2 varia desde 030 a 095, com caimento subhorizontal, embora em quase todos os domínios estruturais tenham sido encontradas dobras D_2 reclinadas .

O dobramento D_2 possui caráter extremamente acilíndrico, como pode ser observado pela intensa variação na relação das atitudes de planos axiais e eixos e, conseqüentemente, pela variação do ângulo interflancos em corte perpendiculares ao plano axial, independentemente da superposição das fases tardias. Tanto em escala de afloramento como em mapa (Anexo III e Figura 6.4), observa-se que as dobras geradas variam desde aproximadamente recumbentes, no extremo norte da área (domínio estrutural AND-1), até dobras normais a reclinadas nos segmentos centrais e sul do DTAND (domínios estruturais AND-2, 4 e 7). No esquema sintético da Figura 6.3 e no mapa estrutural do Anexo III através de estereogramas, podem-se visualizar estas variações no âmbito do DTAND.

Variações na atitude dos eixos das dobras D_2 ocasionam, localmente, seu embainhamento (dobras em bainha ou "sheath folds" de Carreras et al., 1977; Minnigh, 1979; Cobbold & Quinquis, 1980), sendo que, em alguns casos, chegam a se formar dobras tubulares (Skjerna, 1989). Esta última autora acredita que

FIG. 6.4 MAPA ESTRUTURAL SINTÉTICO COM A ORIENTAÇÃO DOS ELEMENTOS GEOMÉTRICOS DAS FASES DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL D1 + D2. OS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS SÃO DESIGNADOS POR LETRAS E NÚMEROS (AND - ANDRELANDIA, JF - JUIZ DE FORA e PS - PARAIBA DO SUL)

formação de dobras tubulares fica favorecida em regiões com alternância de seqüências litológicas de comportamento mecânico contrastante, sendo que, em casos de extremo contraste reológico, podem ocorrer adelgaçamento e boudinage destas dobras acilíndricas. Tal processo foi assinalado em escala de afloramento, nos quartzitos na Nappe Araxá-Canastra, na região sudoeste de Minas Gerais, por Morales et al. (1989). A observação de dobras em bainha em afloramentos na área abordada, em conjunto à análise dos mapas estrutural e geológico (Anexos I e III), e dos perfis (Anexo II), permitiram a elaboração do bloco diagrama esquemático da Figura 6.5, construído após serem retirados os efeitos da deformação D_3 . Este esboço interpretativo sugere o em-bainhamento e a formação de dobras tubulares na escala do mapa, no segmento central do DTAND, na área abordada. Entretanto, não se pode descartar a possibilidade de que o padrão esquematizado na Figura 6.5 tenha sido, pelo menos parcialmente, gerado pela superposição do dobramento D_2 sobre dobras D_1 macroscópicas. Desta forma, o dobramento D_2 pode ter causado tanto o redobramento como o embainhamento das dobras D_1 previamente formadas. Outros exemplos de dobras tubulares em escala de mapa foram descritos nos Caledonides (Skjerna, 1989) e nos Svecokareliides, ambos no Escudo Báltico (Park, 1988), e também no Proterozóico Médio da Austrália (Goscombe, 1991). Os exemplos precambrianos acima ocorrem em terrenos de alto grau metamórfico.

a) Geometria atual

b) Reconstrução pré-D₃

c) Perspectiva interpretativa do dobramento D₁ + D₂

FIGURA 6.5 - Interpretação da geometria do dobramento D₁ + D₂ no DTAND. Obs.: os números 1-12 identificam as charneiras.

FOLIAÇÃO S_2 E/OU S_1+S_2

A intensidade da deformação D_2 causou a quase total transposição da foliação S_1 para a posição espacial de S_2 , acompanhada de recristalização dinâmica e/ou crescimento de minerais metamórficos durante a etapa M_1 , cujo auge térmico foi atingido durante esta fase de deformação. Desta forma, o que observa-se na maioria dos afloramentos e nas lâminas delgadas é uma xistosidade grossa (Fotomicrografia 7.I.1), definida pelo paralelismo de todos os minerais. Esta xistosidade provavelmente representa o acúmulo das fases de deformação D_1 e D_2 , sendo então denominada S_{1+2} .

Entretanto, nas charneiras de dobras mesoscópicas, observadas em litotipos menos competentes (gnaisses pelíticos, melanossoma dos gnaisses quartzo-feldspáticos) verificou-se a formação da xistosidade de crenulação S_2 (vide Figuras 6.6b, c, e). Esta xistosidade é caracterizada ao microscópio por domínios com uma foliação grossa, separados por domínios com relíquias de crenulações recristalizadas, originando frequentes microestruturas do tipo Arco Poligonal em biotitas e sillimanitas (Fotomicrografia 7.I.4) ou agregados poligonais de quartzo e feldspato.

Nos litotipos mais competentes (quartzitos puros, leucossomas grosseiros e gnaisses muito quartzosos), geralmente se formam dobras com perfis mais concêntricos (próximo ao tipo IB), associadas ao desenvolvimento de uma xistosidade disjuntiva S_2 . Na escala de afloramento, ocorre como uma xistosidade

Figura 6.6 - Tipos de foliações S_2 e lineações L_2 no DTAND: a) lineação mineral e de interseção associada à clivagem disjuntiva S_2 em quartzito do CDA; b) xistosidade grossa $S_2 / S_1 + S_2$ em gnaisses do CDA; c) clivagem e lineação de crenulação (S_2 e L_2) em metape-litos do CDA; d) zona de cisalhamento D_2 e foliação milonítica S_2 em gnaisses bandados do CDA; e) foliação milonítica S_2 com dobras e porfiroclastos com bordos de recristalização do tipo σ de Passchier & Simpson (1986) observadas no gnaisse bandado do CDA.

grosseira e espaçada, assemelhando-se, muitas vezes, a um conjunto de fraturas. Apresenta-se como um leque nas charneiras de dobras D_2 , sendo que em alguns afloramentos observa-se a sua refração entre níveis de competência contrastante (Figura 6.6a). No domínio estrutural AND-5 (Anexo III), a xistosidade disjuntiva S_2 encontra-se melhor representada. É caracterizada ao microscópio por grãos de quartzo alongados, com contornos irregulares sugerindo dissolução por pressão, muitas vezes com películas de material opaco.

Zonas de cisalhamento dúcteis em escala de afloramento foram identificadas, especialmente no biotita gnaiss do CDA e no hornblenda gnaiss do embasamento. Nestas zonas de cisalhamento forma-se uma foliação milonítica, caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos de feldspatos, hornblenda, ou granada, de acordo com o protólito (Figura 6.6d, e). A matriz, mais fina, mostra efeitos da recristalização dinâmica (subgrãos e fitas de quartzo e feldspato) e posterior recristalização estática, que leva à formação de estruturas do tipo agregado poligonal. Nos milonitos mais grosseiros, observam-se franjas de recristalização, sendo mais frequentes as do tipo sigma (Simpson & Passchier, 1989), ilustradas na Figura 6.6e e na Fotomicrografia 7.IV.3.

LINEAÇÕES DE INTERSECÇÃO Li_2 E DE CRENULAÇÃO Lc_2 .

Sempre que a xistosidade disjuntiva S_2 encontra-se melhor desenvolvida (isto é, nos litotipos mais competentes), observa-se a lineação de intersecção Li_2 , com atitudes paralelas aos eixos

de dobras D_2 (vide estereogramas do Anexo III). No domínio AND-5, localizado no segmento Este do DTAND, pode-se visualizar esta lineação de intersecção em praticamente todos os afloramentos deste espesso pacote quartzítico. No domínio estrutural AND-1, onde as dobras D_2 são mais abertas, e em muitos afloramentos de quartzitos mais puros dos outros domínios estruturais (como na Figura 6.6a do domínio AND-5), identificou-se esta lineação de intersecção.

A lineação de crenulação Lc_2 restringe-se aos afloramentos de sillimanita-granada-biotita-xistos e sillimanita-biotita-gnaisses muito micáceos (Figura 6.6c), e foi encontrada preferencialmente nos domínios AND-1, 3 e 4 (Figura 6.4).

LINEAÇÃO MINERAL L_m

Esta estrutura é encontrada com relativa frequência no DTAND, especialmente quando a foliação S_2 apresenta morfologia de uma xistosidade milonítica associada a zonas de cisalhamento D_2 . É definida pela orientação preferencial de minerais individuais alongados (anfíbólios, feldspatos, quartzo e micas), ou pela forma alongada de conjuntos minerais (principalmente quartzo e feldspatos nos níveis leucossomáticos dos diversos tipos gnáissicos), e interpretada como resultado de estiramento. Sua orientação em relação aos eixos das dobras D_2 varia tanto em escala de afloramento como na escala dos domínios estruturais (Anexo III), embora esteja sempre contida na foliação S_2 ou S_1+S_2 . A variação em mapa da relação angular entre este elemento geométrico e o eixo E_2 , sempre medida no plano S_2 ou S_1+S_2 , pode

ser vista detalhadamente no Anexo III ou resumidamente no mapa sintético da Figura 6.4: no domínio AND-1, a lineação mineral chega a ser perpendicular à orientação dos eixos das dobras D_2 ; no domínio AND-2, ocorre desde subparalela até com ângulos de 40° com E_2 ; e nos demais domínios (AND-3 a AND-7), possui orientação subparalela (ângulos menores que 15° medidos no S_2).

6.2.1.2- DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA (DTJF)

Este compartimento se caracteriza por um intenso imbricamento tectônico entre rochas metassedimentares pertencentes ao Ciclo Depositional Andrelândia e rochas granulíticas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora. Esta intercalação tectônica pode ser verificada tanto em escala de afloramento, onde são observadas com freqüência lascas de diversas dimensões (centímetros a dezenas de metros) de rochas granulíticas embutidas no conjunto supracrustal; como na escala de mapa, que se caracteriza por um conjunto de lentes amendoadas na direção NE-SW (Anexos III e I). Nos perfis do Anexo II, também verifica-se o intenso imbricamento deste domínio tectônico.

Diferentemente do DTAND, com sua abundância de dobras D_1 e D_2 em todas as escalas de observação, o DTJF apresenta raras dobras em escala mesoscópica, e sua estruturação é definida basicamente por forte foliação milonítica paralela ao bandamento tectônico, com lineação mineral associada.

A rotação dos elementos estruturais das fases da deformação principal (D_1+D_2) neste compartimento tectônico permitiu sua subdivisão em cinco domínios estruturais (JF-1, 2, 3a, 3b e 4),

delimitados no Anexo III, e que serão considerados adiante. Em cada um destes domínios o conjunto S_2-L_2 guarda relativa homogeneidade da sua orientação espacial.

DOBRAS D_2

A deformação principal (D_1+D_2) se distribuiu de maneira heterogênea no DTJF, de modo que se alternam faixas com frequentes dobras intrafoliais transpostas, com faixas onde a forte foliação milonítica é a única estrutura visível. Esta alternância, interpretada como decorrente da partição da deformação principal, ocorre tanto em escala de afloramento (Figura 6.7a), como em mapa (Anexo I).

A morfologia das dobras D_2 é semelhante à encontrada no DTAND, sendo que predominam dobras do tipo IC, próximo a similares (classe 2 de Ramsay & Hubber, 1987) sobre as do tipo IB. Outra característica das dobras D_2 neste domínio é seu caráter assimétrico (dobras em z olhando na direção do caimento do eixo). Exemplos de dobras assimétricas podem ser vistos nos desenhos de afloramento das Figuras 6.9a, c, ou na escala do mapa (Anexos I e III).

A acilindricidade do dobramento, já detectada no domínio anterior, se intensifica no DTJF, de modo que, em quase todos os afloramentos observados, as dobras da fase principal apresentam eixos curvos (Figuras 6.7 d e f), assim como modificam sua forma em perfis sucessivos, sendo que muitas vezes este grau de curvatura do eixo é alto bastante para sua classificação como dobras em bainha, segundo Skjerna (1989).

Figura 6.7 - Exemplos de dobras D2 no DTJF. As figuras d e f ilustram o giro dos eixos e da lineação L2 no plano S2, resultando na formação de dobras em bainha e tubulares. (GRGN- granada gnaiss; C- calcissilicática; GT- granulito; L- leucossoma).

FIG. 6.8 MAPA ESQUEMÁTICO DO DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA, ILUSTRANDO ATRAVÉS DE BLOCO DIAGRAMAS AS VARIAÇÕES OBSERVADAS NA ATITUDE DOS PLANOS AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL ($D_1 + D_2$), NOS DISTINTOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS (1 A 4)

Figura 6.9 - Estruturas assimétricas observadas em escala de afloramento, utilizadas como indicadores cinemáticos da deformação principal no DTJF (corte perpendicular à foliação S2 e paralelo à lineação de estiramento L2): a), c) e e) dobras assimétricas em quartzito (QTZ) do CDA e hornblenda gnaiss (HGN) do CJF; b) sombras de pressão assimétricas e giro da foliação interna (Si) em enclaves calcissilicáticos no granitóide Rio Turvo (γ_2); d) foliações S e C, sombras de pressão assimétricas e porfiroclastos deslocados na foliação milonítica S2, no granitóide Rio Turvo.

A variação na orientação dos eixos e planos axiais levou à subdivisão deste compartimento em cinco domínios estruturais, apresentados no Anexo III e no mapa sintético da Figura 6.4. No domínio JF-1, predominam dobras recumbentes a reclinadas com planos axiais subhorizontais e eixos com caimento suave para SE; no domínio JF-2, as dobras D_2 tornam-se mais empinadas, com eixos com caimento suave para NE; enquanto que, nos domínios JF-3a e 3b, ocorrem muitas dobras simétricas, com planos axiais com mergulhos íngremes para SE, e eixos ora com caimento predominante para NE (JF-3a), ora para SW (JF-3b). Esta variação na orientação das dobras D_2 em mapa foi sintetizada na Figura 6.8, através da construção de bloco-diagramas que mostram também, de forma esquemática, o redobramento D_3 subsequente.

FOLIAÇÃO MILONÍTICA S_2

Macroscopicamente, a foliação milonítica S_2 é definida pelo constante arranjo planar dos diversos minerais e/ou conjuntos de minerais constituintes de todos os litotipos precambrianos, bem como pelo forte paralelismo de veios ou lentes leucossomáticas e níveis melanossomáticos, comuns neste grau metamórfico. Desta forma, a deformação D_2 acaba originando um novo bandamento composicional, de origem tectônica, paralelo à foliação S_1 e ao acamamento sedimentar (S_0), já intensamente transpostos.

Os efeitos da intensa deformação intracristalina resultaram na diminuição do tamanho dos grãos (por recristalização dinâmica), levando à formação de uma xistosidade mais fina do que a observada no DTAND. Como a deformação é muito heterogênea,

pode-se observar, em muitos afloramentos, os vários estágios de diminuição no tamanho dos minerais. Por exemplo, em níveis pegmatíticos (com grãos de até 7-8 cm de comprimento) se transformam em rochas quartzo-feldspáticas finas, com raros porfiroclastos de feldspato, e podem chegar a ultramilonitos, assemelhando-se a quartzitos impuros no campo. Ao microscópio, a foliação milonítica S_2 é caracterizada por porfiroclastos de feldspatos, hornblenda, piroxênio e granada (de acordo com a composição do protólito (Fotomicrografias da Prancha 7.IV), freqüentemente bordejados por franjas de recristalização visíveis a olho nu nas litologias mais grossas (Figura 6.9d). Os porfiroclastos estão imersos na matriz com tamanho de grão menor, onde os minerais exibem diversas características de intensa deformação intracristalina, tais como: extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, formação de subgrãos, microboudinage, fitas de quartzo, peixes de mica em litologias apropriadas.

Ao redor de "boudins" (centimétricos a métricos) de rochas calcissicáticas, manganesíferas (gonditos) e anfibolitos do conjunto supracrustal do CDA, ou de enclaves máficos nas rochas do embasamento, também costumam formar-se franjas de recristalização (Figura 6.9b e 6.10b). A orientação da foliação interna destes boudins, assim como a forma das franjas de recristalização, costumam fornecer ótimos indicadores cinemáticos. Em alguns casos, estes enclaves mais rígidos chegam a atingir poucas dezenas de metros, como o de rocha calcissilicática encontrado na unidade quartzíca próximo à cidade de Conservatória (Figura 6.10b).

Figura 6.10 - Outros indicadores cinemáticos no DTJF: a) Duplexes e b) Megaboudins de rochas calcissilicáticas (C) com giro da foliação interna Si em relação à foliação externa Se, observados em quartzitos (QTZ) do CDA, no corte da estrada Conservatória-Santa Isabel do Rio Preto (desenhos sobre fotografias).

Foliações S e C e duplexes da foliação milonítica ocorrem em escala milimétrica a métrica, originando também indicadores cinemáticos, que serão discutidos no Ítem 6.3. Em alguns afloramentos, observa-se, ainda, que a foliação milonítica já formada se deforma com a continuidade do cisalhamento, originando nova foliação "S₂", também milonítica.

A variação na orientação do S₂ nos domínios estruturais do DTJF pode ser visualizada nos estereogramas do Anexo III, ou sinteticamente na Figura 6.4. Predominam mergulhos íngremes para o quadrante SE, com exceção ao domínio JF-1, onde S₂ possui mergulhos mais suaves (100/27, máximo obtido em estereograma).

LINEAÇÃO MINERAL

Como comentado brevemente acima, a lineação mineral associada à foliação milonítica S₂ caracterizam a deformação principal neste domínio tectônico. Pode ser observada em quase todos os afloramentos, sendo definida pela orientação preferencial de minerais individuais alongados (comumente quartzo, anfibólios, piroxênios) ou pelo estiramento de conjuntos minerais. Nas zonas de deformação mais intensa, a lineação mineral torna-se mais evidente que a foliação S₂, e em casos extremos são gerados verdadeiros L-tectonitos. Por exemplo, as rochas granulíticas do CJF, próximo ao contato com o DTPS, comumente exibem texturas fortemente lineares, o que dificulta a identificação da foliação S₂ nesta região.

A lineação mineral é de estiramento, tal como no DTAND, possui atitude paralela aos eixos das dobras da fase principal em

quase todos os domínios estruturais que integram o DTJF (Anexo III e no mapa sintético da Figura 6.4), com exceção ao JF-3B, onde exhibe caimento mais suave que o dos eixos. Sua atitude, obtida em estereogramas, apresenta ora caimentos suaves para NE ou SW, quando predominam mergulhos íngremes da foliação (JF-2, 3A, 3-B, 4), ora caimentos suaves para ESE, quando a foliação possui também mergulhos mais baixos (vide Figura 6.4).

Em muitos afloramentos, verificou-se que a lineação mineral gira contida no plano S_2 (Figura 6.7d), do mesmo modo que os eixos D_2 . Esta característica, juntamente com a acilindricidade do dobramento durante a deformação principal no DTJF, que resulta na formação freqüente de dobras em bainha, pode ser interpretado como evidência de fluxo diferencial por cisalhamento durante a evolução do conjunto S_2/L_2 .

FOLIAÇÃO S_1 : PROBLEMAS NA SUA IDENTIFICAÇÃO

A intensa transposição associada à geração da foliação milonítica S_2 e à ausência de dobras D_1 dificultam a identificação da xistosidade S_1 neste compartimento tectônico, que só pode ser reconhecida com mais segurança quando é encontrada deformada pelas dobras D_2 , nas regiões de deformação menos intensa (especialmente no domínio estrutural JF-1). Entretanto, quando estas condições são satisfeitas, verifica-se que a xistosidade S_1 apresenta as mesmas características descritas para o DTAND, definida por forte anisotropia planar que inclui o paralelismo dos leucossomas de origem anatética, desenvolvida em condições progressivas de metamorfismo.

6.2.1.3- DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTPS)

O DTPS, tectonicamente sobreposto ao DTJF, exibe estilo estrutural e condições metamórficas indicativas para um nível crustal mais raso que o do domínio anterior. A xistosidade grossa S_1 e dobras D_2 mais abertas são as estruturas típicas deste compartimento tectônico, ficando a foliação milonítica S_2 restrita ao contato com o DTJF. A região de contato apresenta mergulhos verticalizados da foliação no setor oeste e central, definindo uma zona de cisalhamento com predomínio de movimentação transcorrente dextral, que leva à formação de duplexes na escala do mapa (Anexo III). Lateralmente, os mergulhos da foliação ficam mais suaves no setor leste do contato, que passa a exibir características de rejeito principal de mergulho, de caráter inverso. Esta observação também foi realizada por Machado (1984), na folha vizinha, Vassouras. Além de milonitos e L-tectonitos, a região de contato entre o DTPS e DTJF se caracteriza por uma mistura tectônica entre litotipos do Grupo Paraíba do Sul e da Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia, com granada biotita gnaisses do Ciclo Depositional Andrelândia e granulitos do Complexo Juiz de Fora.

Com base na orientação dos elementos estruturais das Fases da Deformação Principal, o DTPS foi subdividido em três domínios estruturais PS-1, 2 e 3, cujos critérios de definição e características serão abordados adiante.

XISTOSIDADE S_1

A xistosidade S_1 é a estrutura mais freqüente no DTPS. Pode ser definida como uma clivagem grossa e contínua na classificação de Powell (1979). Caracteriza-se por forte orientação planar dos minerais constituintes dos diversos litotipos, e pelo paralelismo de lentes e/ou bandas leucossomáticas de origem anatética. Camadas lenticulares de leucogranito deformado, com espessuras desde centimétrica a métrica, são encontradas com freqüência nos gnaisses deste compartimento, com distribuição paralela à xistosidade S_1 . Nos raros afloramentos em que foram encontrados vestígios do acamamento sedimentar (S_0) (quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas intercaladas em gnaisses), verifica-se seu paralelismo com S_1 , embora não tenham sido identificadas dobras D_1 no DTPS.

A morfologia da xistosidade S_1 pode ser visualizada ao microscópio nas Fotomicrografias da Prancha 7.V. A intensa orientação planar de micas e anfibólios e a deformação acompanhada de recristalização dinâmica de quartzo, carbonato e feldspatos podem ser identificadas nestes exemplos. Estas texturas são indicativas de condições progressivas de metamorfismo durante a formação da xistosidade S_1 no DTPS, tal como observado no DTAND e, mais dificilmente, no DTJF devido à transposição durante D_2 .

DOBRAS D_2 .

As dobras D_2 , neste compartimento tectônico, possuem perfis mais abertos (o ângulo interflancos varia comumente entre 30° e

90°), com exceção ao domínio estrutural PS-1 (Anexo III), que representa a zona de contato com o DTJF e se caracteriza por dobras mais apertadas (com ângulos interflancos menores que 30°). São freqüentemente assimétricas e, mostram vergência para NW, apesar do redobramento D_3 subsequente, que modifica a atitude do S_2 com mergulhos para SE, para mergulhos suaves para NW (item 6.2.2). Em escala de afloramento, predominam dobras com perfis da classe IC (Ramsay & Huber, 1987), embora tenham sido descritos exemplos com perfis da classe IB, mais raramente dobras aproximadamente similares (classe 2). As feições do dobramento D_2 descritas acima são exemplificadas na Figura 6.11.

A orientação das dobras D_2 varia nos domínios estruturais (vide mapa da Figura 6.4, Anexo III), tanto em função da heterogeneidade da deformação D_2 , mais intensa no domínio PS-1, como pelo redobramento subsequente: a) no domínio PS-1, as dobras são isoclinais a apertadas (Figura 6.11a, d), com planos axiais subverticais e eixos com caimento moderado (40° em média) para sudoeste; b) no domínio PS-2, as dobras são mais abertas, (Figuras 6.11c, e), localmente com foliação plano-axial penetrativa, com planos axiais de mergulhos íngremes para SE (entre 40° e 70° em média), e eixos com caimentos moderados para SW; c) no domínio PS-3, o redobramento D_3 gira o plano axial das dobras D_2 e a foliação principal S_1 ou S_{1+2} para NW (vide perfis do Anexo II, e estereogramas do Anexo III). Os eixos também modificam sua orientação para a direção NE, com caimentos bem mais suaves (cerca de 12°).

Figura 6.11 - Dobras D2 e indicadores cinemáticos da foliação milonítica S2 no DTSP (GRGN- granada gnaiss; HGN- hornblenda gnaiss; BGN- biotita gnaiss; M- mármore; A- anfibolito; VQ- veio de quartzo).

Embora predominem dobras D_2 com planos axiais empinados, foram encontradas dobras recumbentes (Figura 6.11a) nos domínios PS-1 e PS-2. Os bloco-diagramas da Figura 6.12 ilustram, de forma esquemática, a orientação das dobras D_2 nestes três domínios estruturais.

FOLIAÇÃO S_2

Embora a deformação D_2 tenha originado uma forte foliação milonítica S_2 (Figura 6.11d) no domínio estrutural PS-1, semelhante à descrita detalhadamente para o compartimento anterior (DTJF), verifica-se, em muitos afloramentos dos outros domínios estruturais, que o dobramento D_2 , apesar de transpor e localmente criar uma foliação penetrativa S_2 plano-axial, não mascarou a foliação S_1 (Figura 6.11a).

Em alguns afloramentos, especialmente nos níveis mais quartzosos do biotita gnaiss (Figura 6.11e), observou-se a formação de uma xistosidade grossa plano-axial, que provavelmente representa o acúmulo dos processos de recristalização dinâmica e de crescimento durante $D_1 + D_2$ ($S_1 + S_2$).

Localmente, nos litotipos mais micáceos (melanossoma do biotita gnaiss ou níveis mais ricos em sillimanita e biotita dos gnaisses/xistos pelíticos), a deformação D_2 originou ainda uma xistosidade de crenulação (Figura 6.11a). Ao microscópio, a S_2 cren se caracteriza por uma xistosidade mais espaçada, onde se alternam bandas com microdobras da xistosidade S_1 apresentando intensa recristalização nas charneiras (arcos poligonais em

FIG. 6.12 MAPA ESQUEMÁTICO ILUSTRANDO AS VARIAÇÕES DA ATITUDE DOS PLANOS AXIAIS EIXOS DAS DOBRAS DA DEFORMAÇÃO PRINCIPAL ($D_1 + D_2$), NOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS (1 a 3) DO DTJF (DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL). O TRAÇO DO PLANO AXIAL DA MEGASSINFORMA DO PARAÍBA DO SUL É ASSINALADA (MSPS). OBSERVE OS PADRÕES DE INTERFERÊNCIA ENTRE AS DOBRAS $D_1 + D_2$ e D_3 .

biotitas e sillimanitas), e bandas com estes minerais já recristalizados e/ou crescidos na direção de S_2 . Vestígios de crenulações D_2 foram encontrados em enclaves de rochas micáceas do GPS nos granitóides da Suite Intrusiva Quirino-Dorândia, como os arcos poligonais em biotita da Fotomicrografia 7.V-2.

LINEAÇÃO DE INTERSECÇÃO Li_2

Em diversos afloramentos do biotita gnaisse (Unidade Três Barras) do GPS, observou-se a ocorrência da lineação de intersecção Li_2 , paralela aos eixos das dobras D_2 (vide mapa estrutural, Anexo III). Esta lineação é materializada pela intersecção de palhetas de biotita orientadas na direção do S_2 , com a xistosidade S_1 .

LINEAÇÃO MINERAL

A lineação mineral foi encontrada com mais frequência no domínio estrutural PS-1, associada ao desenvolvimento da foliação milonítica S_2 . Nesta região, da mesma forma que em todo o DTJF subjacente, a lineação mineral gira no plano S_2 , junto com os eixos das dobras D_2 . Nos outros domínios estruturais, PS-2 e PS-3, a lineação mineral ocorre mais raramente, associada aos níveis mais miloníticos (Anexo III).

As variações na atitude da lineação mineral, nos três domínios, podem ser sumarizadas na Figura 6.12: a) no PS-1 apresenta caimento moderado para SW; b) no PS-2 possui caimento mais suave para o mesmo quadrante; e c) no PS-3 mostra caimento suave para NE.

6.2.2- DEFORMAÇÕES TARDIAS D_3 E D_4

Evidências de pelo menos duas fases de deformação tardias à implantação da xistosidade S_2 foram encontradas na seção geotransversal aqui abordada. As estruturas geradas claramente redobram a xistosidade principal (S_1 , S_{1+2} e/ou S_2) nos três compartimentos (DTAND, DTJF e DTPS), deformando, portanto, o complexo arranjo de escamas tectônicas ("thrust sheets") resultante da deformação principal (D_1+D_2). Embora tenham sido encontrados lentes e corpos graníticos ou pegmatíticos, e zonas de cisalhamento dúcteis nos planos axiais SA_3 e SA_4 , a ausência de uma foliação penetrativa associada a D_3 ou D_4 é sugestiva para deformação em níveis estruturais mais rasos, após o ápice metamórfico. Exceção à regra ocorrem nas zonas de cisalhamento D_3 , nas quais observa-se o desenvolvimento da foliação milonítica S_3 .

Critérios para hierarquizar temporalmente as estruturas D_3 e D_4 são difíceis de serem encontrados, pois raramente foram identificados padrões de interferência na escala de afloramento. Provavelmente, os maiores comprimentos de onda das dobras D_4 , assim como a partição da deformação D_4 , que tende a se manifestar em zonas restritas ao longo da seção geotransversal, devam ser responsáveis pela escassez nestes padrões. Entretanto, na escala do mapa e, principalmente, através dos estereogramas dos Anexos III e IV, verifica-se que o dobramento D_4 deforma os planos axiais e as zonas de cisalhamento D_3 .

DOBRAS D_3

A orientação dos elementos estruturais, especialmente dos eixos das dobras D_3 , varia muito em função da atitude e orientação da xistosidade S_2 anteriormente formada. Assim, quando a superfície envoltória desta xistosidade possui mergulhos íngremes, as dobras D_3 tendem a ser reclinadas ou inclinadas (por exemplo nos domínios AND-2, 3 e 4; e JF-2 do Anexo III), enquanto que nos domínios estruturais em que o S_2 tem atitude sub-horizontal o redobramento D_3 é predominantemente normal ou empinado (domínios AND-1, 5, 6; JF-1; e PS-2 e PS-3), e muitas vezes chega a "abrir" as dobras D_2 pre-existentes. De outro lado, quando a foliação S_2 já possuía atitudes subparalelas à futura direção S_3 , verifica-se a quase total ausência do redobramento D_3 , que deve ter causado simplesmente o apertamento destas estruturas anteriormente formadas (por exemplo, nos domínios JF-3a, JF-3b e 4; e PS-1). Apesar destas variações detectadas, os eixos D_3 possuem, em média, baixos caimentos para NE ou SW e os planos axiais SA_3 apresentam mergulhos íngremes para ESE (vide estereogramas do Anexo IV).

Como os eixos das dobras formadas na Deformação Principal também variam bastante de atitude ao longo da seção geotransversal, desde perpendiculares a suparalelos aos eixos D_3 , o redobramento D_3 origina padrões de interferência desde o tipo 2, ou cogumelo, até o tipo 3, ou divergente-convergente (ou em laço), de Ramsay & Huber (1989), respectivamente. Nos setores onde os ângulos entre F_1 e b_2 e entre $AxPl_1$ e a_2 (vide nomenclatura de Ramsay & Huber, op cit.) são pequenos, torna-se

praticamente impossível separar em escala de afloramento as dobras D_3 das D_2 (superposição redundante ou tipo 0). Estes padrões de interferência podem ser vistos em mapa (Anexos III e IV), em escala de afloramento (Figuras 6.12c, d, e, f; 6.13a).

Em escala regional, o dobramento D_3 é responsável pela estruturação megassinformal do setor meridional do Estado do Rio de Janeiro. Esta estrutura, originalmente reconhecida por Lamego (1936), foi abordada posteriormente por diversos autores (Rosier, 1957; Ebert, 1957 e 1971; Machado Filho et al., 1983; Machado, 1983 e 1984), e mais recentemente detalhada por Heilbron et al. (1991), que a denominaram de Megassinforma do Paraíba do Sul (MPS). Destes autores, Machado (op.cit.) e Heilbron et al. (op.cit.) atribuíram esta estrutura à fase de deformação F_3 ou D_3 , respectivamente. A sua zona de charneira ocupa o setor sul da geotransversal (Anexos I e III, nos arredores de Barra do Piraí), e se caracteriza por uma sucessão de dobras simétricas associadas a zonas de cisalhamento dúctil (Heilbron et al., 1991).

O flanco noroeste da MPS ocupa praticamente 90% da seção abordada, e é caracterizado por mergulhos íngremes da foliação S_2 ou S_{1+2} para sudeste, e por dobras assimétricas em "z", observadas em mapa (setor norte dos Anexos I e III) ou em "s", quando vistas em perfis NW/SE (olhando-se para NE). Estas dobras parasíticas assimétricas ocorrem em escala megascópica (vide mapas em anexo) e em escala de afloramento (Figura 6.2c, f; e 6.13). O ângulo interflancos entre as dobras D_3 varia, originando dobras desde predominantemente fechadas, com média entre 30° e 70° , e apertadas. Predominam dobras com perfis das classes 1B e

Figura 6.13 - Exemplos de dobras D3 nos três compartimentos tectônicos: a) hornblenda gnaiss (HGN), DTJF; b) biotita gnaiss, CDA (BGN), no DTAND; c) formação clivagem S3 nos metapelitos do CDA, no DTAND (L-leucossoma); d) hornblenda gnaiss granitóide da SIQD (HG), DTJF (A-enclave anfibolítico); e) acilindricidade do dobramento D3 no hornblenda gnaiss do Complexo Mantiqueira (HGN), no DTAND; f) xistosidade (GRGN), no DTJF.

1C (vide Figuras 7.13 e perfis do Anexo II), embora nos gnaisses biotíticos menos competentes tenham sido encontradas dobras similares (classe 2 dos autores acima citados).

Em muitos afloramentos, e mais freqüentemente no DTAND, observaram-se dobras D_3 acilíndricas (Figura 6.13), especialmente onde ocorrem zonas de cisalhamento desta fase. A acilindricidade do dobramento D_3 também pode ser detectada na escala do mapa, como por exemplo na sinformal revirada que separa os domínios estruturais AND-3 e AND-4 (vide Anexos III e IV; Figura 6.5), que mostra variações tanto na forma como no caimento do eixo, ao longo da mesma zona de charneira.

O flanco sudeste da Megassiforma do Rio Paraíba do Sul ocupa somente a extremidade sul da região enfocada, apresenta mergulhos moderados (42° em média) da foliação S_2 para NW, e se caracteriza por dobras assimétricas em "s", observadas em mapa, ou em "z", quando vistas em perfis NW/SE (olhando-se para NE).

ZONAS DE CISALHAMENTO D_3

O caráter heterogêneo da deformação D_3 gerou zonas de cisalhamentos subverticais, definidas por intensa transposição da xistosidade principal (S_1 , S_2 , S_{1+2} e/ou S_2 milonítica), por dobras mais apertadas, aproximadamente similares, e pela criação de uma nova foliação milonítica S_3 . Embora não tenham sido investigadas em detalhe, estas zonas de cisalhamento mostram movimentação preferencial dextral, com pequenos componentes de rejeito vertical tanto normais como inversos (Figura 6.13 e 6.14).

Figura 6.14- Zonas de cisalhamento D3 observadas em perfil ou em mapa: a) na Unidade Três Barras do GPS (BGN- biotita gnaiss; M- mármore, C- calcissilicática); b) no granito porfiróide Serra do Lagarto (VQ- veio de quartzo); c) nos granulitos do CJF (GT); e d); e) e f) em biotita gnaisses da unidade Três Barras (BGN), Grupo Paraíba do Sul.

CLIVAGEM DISJUNTIVA E XISTOSIDADE DE CRENULAÇÃO S_3

Localmente, associada à deformação D_3 , observa-se o desenvolvimento de uma xistosidade de crenulação (S_{3cr}), especialmente nos litotipos mais micáceos, como nos gnaisses pelíticos do CDA, nos DTAND e DTJF; nos níveis muito biotíticos do biotita gnaiss da Suíte Granitóide Quirino-Dorândia; e em níveis melanossomáticos de todos os litotipos estudados.

Nos quartzitos grossos e nos gnaisses muito quartzosos dos três domínios tectônicos, especialmente no DTAND, observa-se o desenvolvimento da clivagem disjuntiva S_3 . Nos afloramentos, ocorre como fraturas espaçadas na ordem de centímetros, e possui distribuição em leque com relação a dobras D_3 (Figura 6.15a e perfis do Anexo II). No estereograma do Anexo IV, pode-se visualizar esta distribuição.

LINEAÇÕES DE CRENULAÇÃO E DE INTERSEÇÃO D_3

Associado à geração das foliações S_3 acima descritas, observou-se, em alguns afloramentos, o aparecimento de lineações de crenulação e interseção, sempre paralelas aos eixos das dobras D_3 .

FRATURAS DE EXTENSÃO E PEGMATITOS ASSOCIADOS À DEFORMAÇÃO D_3

No DTPS, observou-se a ocorrência de pegmatitos mais possantes (com espessuras da ordem de dezenas de metros), bem como de juntas, sistematicamente perpendiculares aos eixos das dobras D_3 . Estas estruturas foram interpretadas como fraturas de

Figura 6.15 - a) clivagem disjuntiva S3 em quartzitos do CDA, no DTJF; b) juntas AC associadas a dobras D3 no DTPS, usualmente preenchidas por pegmatitos; c) giro anti-horário das zonas de cisalhamento D4 observadas em granulitos do CJF, no DTJF; e d) dobra D4 com veio de quartzo (VQ) no plano axial, observada nos granulitos (GT) do CJF.

extensão (juntas ac de Cloos, 1922), indicativas para estiramento na direção dos eixos destas dobras (Figura 6.15b).

ZONAS DE CISALHAMENTO E DOBRAS D_4

A deformação D_4 caracteriza-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis e por falhas com "strike" aproximadamente NS (variando desde N30W a N30E). Possuem movimentação preferencial direcional sinistral (Figura 6.17c), com pequenos componentes de rejeito vertical, sendo que, via de regra, o bloco leste é o bloco abatido (Anexos I e IV).

Estas zonas de cisalhamento tornam-se mais importantes para leste, fora da área abordada, onde imprimem importantes deslocamentos sinistrais no "trend" geral dos contatos entre os domínios tectônicos DTJF e DTPS (Nogueira, em preparação; Machado Filho et al., 1983; Machado, 1984). Este último autor decreveu pela primeira vez esta fase de deformação (F_4), ortogonal às fases de deformação anteriores, resultando em padrões de interferência do Tipo 1 de Ramsay (1967).

Dobras abertas a suaves, com planos axiais subverticais e paralelos às zonas de cisalhamento acima descritas completam o quadro da deformação D_4 . O comprimento de onda destas dobras D_4 é muito maior (ordem de metros a dezenas de metros) do que o do dobramento D_3 , tornando mais fácil sua visualização através de estereogramas (Anexos III e IV). Seus eixos variam em função da atitude do S_2 , já dobrada pela deformação D_3 , podendo assumir caimentos suaves para envoltórias subhorizontais do S_2 , ou caimentos íngremes para mergulhos subverticais da foliação S_2 .

6.3-SÍNTESE E INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DA DEFORMAÇÃO PRECAMBRIANA

6.3.1- DEFORMAÇÃO PRINCIPAL D_1+D_2

A deformação principal D_1+D_2 é responsável pela estruturação tectônica deste segmento central da Faixa Ribeira, que resultou no empilhamento de três escamas de empurrão ("thrust sheets", de Boyer & Elliot, 1982) imbricadas de SE para NW, em direção à área cratônica: DTPS, DTJF e DTAND. O DTPS representa a escama tectônica superior e cavalga o DTJF, marcado pela abundante exposição de lascas do embasamento retrabalhado. O DTJF, por sua vez, sobrepõe-se aos terrenos do DTAND (Anexos I, II e III). Os limites entre estes compartimentos tectônicos são caracterizados por zonas de cisalhamento dúctil, onde se concentra a deformação e são freqüentes as ocorrências de rochas miloníticas.

Os dados geométricos apresentados no item anterior (6.2.1) indicam que os efeitos da deformação progressiva D_1+D_2 podem ser encontrados nos três compartimentos investigados: DTAND, DTJF e DTPS. Em todos estes compartimentos verificou-se que a Deformação Principal é representativa de intenso processo de encurtamento crustal via cisalhamento dúctil. As estruturas resultantes, encontradas em todas as escalas de observação são: dobras apertadas e acilídricas, mais comumente variando de recumbentes a inclinadas; dobras em bainha; zonas de cisalhamento dúctil de componente principal de rejeito variando de inverso a transcorrente dextral; forte lineação mineral e de estiramento.

As dobras D_1+D_2 associam-se à formação da xistosidade plano-axial S_2 ou S_{1+2} . Devido à sua contemporaneidade com o ápice térmico do metamorfismo M_1 (Capítulo 7), responsável pelo intenso crescimento e/ou recristalização dos minerais constituintes das diversas unidades litológicas, a xistosidade S_2 e/ou S_{1+2} é a feição planar penetrativa mais importante dos três domínios tectônicos que compõem a seção geotransversal abordada.

Apesar dos efeitos da deformação principal terem sido identificados nos três compartimentos, cada um deles mostra especificidades geométricas e texturais, que são função da combinação dos seguintes parâmetros: a) profundidade e temperatura em que se processou a deformação (diferentes níveis crustais) e b) heterogeneidade da deformação, que causa variação no estilo e orientação das principais estruturas entre os domínios tectônicos, e por vezes no interior de um único compartimento tectônico (Anexo III, Figuras 6.3, 6.4, 6.8 e 6.12); e c) mudanças na orientação preferencial do transporte tectônico no curso da deformação.

O DTPS mostra estruturas compatíveis com um nível crustal mais raso (Figura 6.16), se comparado ao DTAND e ao DTJF. Naquele domínio, as dobras D_2 são menos apertadas, mais cilíndricas, e menos abundantes, assim como são raras zonas de cisalhamento com milonitos (S_2) associados. O DTAND exibe características de um nível crustal mais profundo, onde além da xistosidade S_2 bem desenvolvida nos litotipos menos compententes, são extremamente freqüentes dobras apertadas a isoclinais, comumente assimétricas (em "s" olhando-se para NE, vide perfis do Anexo II), nas quais

Figura 6.16 - Quadro esquemático ilustrando a evolução da Deformação Principal D1+D2 nos diversos compartimentos tectônicos da faixa móvel. A variação na direção do transporte tectônico principal é indicada por setas.

ainda é possível se visualizar a xistosidade pretérita S_1 e o acamamento sedimentar S_0 . As dobras da deformação principal no DTAND podem ser observadas desde a escala do mapa (Anexos I e III) até a escala de afloramento e microscópica (Fotomicrografias 7.I-4 e 7.V-2). A acilindricidade deste dobramento se intensifica para SE em direção ao contato com o DTJF, resultando na formação de dobras em bainha e tubulares (Figuras 6.5, 6.16). O DTJF exhibe características de deformação mais intensa e em níveis crustais mais profundos, sendo mais freqüentes estruturas como a foliação milonítica S_2 associada a dobras intrafoliais, zonas de cisalhamento com ultramilonitos, interdigitação tectônica de rochas supracrustais com embasamento (Figura 6.16) e uma lineação de estiramento muito penetrativa, observada na maioria dos afloramentos visitados. A intensidade relativa da deformação principal no DTJF indica que este segmento se comportou como uma megazona de cisalhamento dúctil, de proporções crustais, se comparado as escamas tectônicas inferior (DTAND) e superior (DTPS). A distribuição e atitude dos empurrões dentro do DTJF caracterizam um sistema imbricado ("trailing imbricate fan", no sentido de Boyer & Elliot, 1982). O desenho esquemático da Figura 6.16 ilustra o estilo estrutural nos três domínios tectônicos.

Não foram encontradas estruturas em mapa, como por exemplo "klippen" ou mesmo janelas, que permitiriam a quantificação mínima do transporte alcançado nesta tectônica de empurrões. Entretanto, a discussão de modelos para o metamorfismo M_1 resultante deste empilhamento de escamas (Capítulo 7 e Figura

7.3), indica que o DTJF deve ter recoberto grande parte do DTAND, e talvez o DTC (Figura 4.1) resultando no zoneamento metamórfico inverso observado (Anexo V). Com base nesta argumentação, pode ser feita uma estimativa mínima do deslocamento horizontal da ordem de 60 Km, da escama DTJF sobre a DTAND (distância medida em mapa entre os contatos basal e superior do último domínio tectônico). Nesta estimativa, não foi computado o rejeito direcional, certamente importante.

A análise da distribuição geométrica da lineação de estiramento (Anexo III, Figura 6.4); o estudo das diversas estruturas assimétricas observadas na escala de afloramento (sombras de pressão; assimetria das dobras, foliações $S \times C$, foliação interna e externa ou outros indicadores de giro em "boudins" apresentadas nas Figuras 6.2, 6.5, 6.7, 6.9, 6.10, 6.11 e 6.12; e a análise de amostras orientadas, indicam que a deformação progressiva $D_1 + D_2$ é muito complexa, e que o sentido do deslocamento principal mudou ao longo do curso da deformação. Esta mudança pode ser monitorada pelo giro relativo da lineação de estiramento dentro do plano S_2 e na própria atitude da foliação S_2 que se verticaliza à medida que se caminha do DTAND (NW) para o DTJF (SE). Nos domínios estruturais em que a foliação S_2 mantém atitudes suaves, as lineações de estiramento e estruturas assimétricas indicam transporte principal de baixo ângulo para NW (Anexo III). Nos domínios estruturais em que a foliação S_2 possui atitudes subverticais, são encontradas preferencialmente lineações de estiramento e indicadores cinemáticos que mostram deslocamento principal transcorrente

dextral (o "strike" da foliação S_2 é, comumente, NE-SW). Nos domínios (Anexo III) onde o S_2 tem mergulhos intermediários, e mesmo nas regiões mais verticalizadas, pode-se recuperar lineações minerais "down dip" e indicadores cinemáticos que apontam para uma componente principal de movimentação inversa dirigida para o quadrante entre NW e NE (Figuras 6.9c, e; 6.11c, d; 6.16). A mudança na orientação das estruturas e defasagem temporal de sua formação nos três domínios tectônicos foi sintetizada na Figura 6.16.

Apesar de ter havido giro da lineação L_2 , possivelmente parte das lineações subhorizontais com atitudes NE/SW devem ter sido formadas com a componente de rejeito direcional predominante, especialmente no limite entre os DTJF e DTFS, onde a componente transcorrente do movimento parece ter sido maior. Cabe ressaltar que, provavelmente, a lineação visível atualmente só registra o último movimento nestas rochas, que recristalizaram continuamente durante a deformação principal.

A ocorrência de megaboudins (vistos em mapa) no DTAND, com o eixo maior na direção NE/SW pode ser usada para indicar que houve também um importante componente de estiramento perpendicular ao transporte tectônico principal para NW ("orogen-parallel extension", como aventado por Ellis & Watkinson, 1987, para diversos orógenos colisionais).

Em síntese, a deformação progressiva D_1+D_2 pode ser subdividida em quatro etapas no tempo (D_1 , cedo- D_2 , sin- D_2 e tardi- D_2), nas quais houve mudanças no estilo estrutural e na orientação das estruturas geradas, em função das variações na

componente principal de movimentação comentadas acima. Estas etapas e estruturas associadas podem ser observadas esquematicamente na Figura 6.16.

A ocorrência de dobras acilíndricas, dobras em bainha e tubulares com orientação subparalela à lineação mineral, em praticamente todos os domínios estruturais do Anexo III, refletem esta mudança no sentido principal de deslocamento, desde inverso para NW-N, passando por inclinado para N-NE, e chegando a transcorrente dextral, detectada com o giro da lineação mineral, conforme comentado acima (Figura 6.16).

Ellis & Watkinson (1987) apresentam um método gráfico que relaciona o "rake" da lineação de estiramento em relação ao plano de cisalhamento () e o ângulo de mergulho deste plano ou ângulo de subdução (), com o ângulo de convergência () em áreas convergentes (Figura 6.17). Estes autores ressaltam ainda que esta é uma estimativa mínima do ângulo de convergência. Retrabalhando os dados obtidos nesta área, sintetizados na Figura 6.4 (atitudes da lineação Lm_2 e da foliação S_2 nos diversos domínios estruturais) e utilizando o gráfico apresentado por estes autores, chegou-se aos seguintes valores para o ângulo de convergência: a) valores próximos a 90° no início da Deformação Principal - etapa D_1 a cedo- D_2 (lineação mineral com caimento para SSE); b) estes valores diminuem para 68° - 52° na etapa sin- D_2 (lineação mineral com caimento para SE); e c) chegando a atingir a valores menores que 30° na etapa tardi D_2 (lineação mineral com caimento suave para NE), como observado na Figura 6.17. É importante frisar que estes valores são também uma aproximação

FIG. 6.18 - DIAGRAMA INDICANDO AS DIREÇÕES (STRIKE DO CONTATO) DAS FALHAS RÚPTEIS MAIS IMPORTANTES (COM BRECHAS TECTÔNICAS) E DOS DIQUES DE ROCHAS ALCALINAS QUE CARACTERIZAM A DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESO-CENOZÓICA DETECTADA NA SEÇÃO GEOTRANSVERSAL, ESPECIALMENTE NO SETOR SW PRÓXIMO ÀS BACIAS DE VOLTA REDONDA E RESENDE

FIG. 6.17- A) MÉTODO GRÁFICO DE ELLIS E WATKINSON (1987), QUE RELACIONA A ORIENTAÇÃO DA LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO (α) E O ÂNGULO DE SUBDUÇÃO (θ), COM O ÂNGULO DE CONVERGÊNCIA (ϕ) EM REGIÕES COM CONVERGÊNCIA OBLÍQUA
B) VALORES OBTIDOS PARA OS DOMÍNIOS (AND-1, 5, 6, 7 e JF-1, 3ª) UTILIZANDO O MÉTODO GRÁFICO

tentativa, pois não foram computados ou descontados possíveis rotações causadas pelas fases de deformação tardias D_3 e D_4 .

Pelo exposto, pode-se concluir que a Deformação Principal D_1+D_2 é resultante de uma tectônica colisional oblíqua, tal como postulado recentemente para diversas faixas móveis ou cinturões orogenéticos, como por exemplo: Montanhas Rochosas Canadenses, Alpes Orientais, Variscides da França e Irlanda, e nos Himalaias, reportados por Ellis & Watkinson (1987); no Caledoniano da Groenlândia, por Holdsworth & Stachan (1991); Sierras Australes, variscano da Argentina por Cobbold, Gapais & Rossello (1991); Arunta Block, no Proterozóico Médio da Austrália por Goscombe (1991).

No caso aqui abordado, propõe-se a seguinte evolução cinemática interpretativa: a) O DTPS se moveu inicialmente para NW, cavalgando com baixo ângulo o segmento crustal inferior representado pelo DTAND (Figura 7.16a); b) com a progressão da convergência, as zonas de cisalhamento se verticalizaram e o sentido principal do deslocamento relativo do DTPS em relação ao DTAND passou a ser oblíquo para SW (Figura 7.16b); c) o ângulo de convergência diminuiu na etapa final da colisão, resultando num componente principal de movimentação transcorrente dextral (Figura 7.16c). A escama tectônica de empurrão central (DTJF) acomodou grande parte da deformação entre estes dois segmentos crustais (DTAND e DTJF), muito provavelmente pela reativação de descontinuidades crustais pré-existentes (por exemplo, o contato entre Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora, no embasamento dos conjuntos supracrustais). Esta escama tectônica

(DTJF), constituída predominantemente por rochas do embasamento, pode ser classificada como um sistema de empurrões do Tipo C (escama de empurrão cristalina) segundo a nomenclatura de Hatcher & Hopper (1992), mais comuns em regiões colisionais, onde acompanham a subdução-A.

6.3.2- DEFORMAÇÕES TARDIAS D_3 E D_4

As fases de deformação tardia redobram claramente a estruturação de escamas de empurrão estabelecida ao final da deformação principal. Durante D_3 , desenvolveram-se dobras assimétricas em "z", vistas em mapa (Anexos III e IV) na maior parte da área investigada, que fica situada no flanco noroeste da Megassinforma do Rio Paraíba do Sul (Heilbron et al., 1991). Na região de charneira, ocorrem dobras simétricas, e são freqüentes zonas de cisalhamento dúcteis subverticais com componente de rejeito dextral. A mais importante delas, "Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul", apesar de causar deslocamentos inversos e transcorrentes nas unidades litológicas do DTPS, não tem o significado tectônico de uma sutura, como aventado por alguns autores, pois não separa blocos crustais distintos ou com diferentes histórias metamórfico-deformacionais.

Apesar de ter sido acompanhada pela etapa metamórfica M_2 , e de ser contemporânea à geração e colocação de vários granitóides, a deformação D_3 não gera uma xistosidade penetrativa em todos os três compartimentos tectônicos. Exceção à regra ocorre nas referidas zonas de cisalhamento, onde a foliação milonítica S_3 passa a ser o plano tectônico mais evidente.

Estes argumentos parecem indicar que a deformação D_3 foi muito heterogênea, e que deve ter-se processado em níveis crustais mais rasos que a deformação principal, e após o ápice do metamorfismo M_1 .

As estruturas geradas na deformação D_3 , apesar de muito irregulares, são subparalelas às formadas na Deformação Principal (D_1+D_2), especialmente nos domínios tectônicos Juiz de Fora e Paraíba do Sul (DTJF e DTPS), onde o S_2 já possuía atitudes mais verticalizadas. Estas observações parecem indicar que as estruturas pretéritas (D_1+D_2) podem ter condicionado, pelo menos em parte, a formação das estruturas D_3 . Desta forma, nas áreas onde o S_2 possuía atitudes subhorizontais (DTAND e porção sul do DTPS) são encontradas com frequência dobras D_3 . Em contrapartida, nas áreas onde o S_2 possuía atitudes mais ígremes (segmento sul do DTJF e porção norte do DTPS), são raras as dobras atribuídas a deformação D_3 , que deve ter "apertado" e provavelmente reativado esta foliação milonítica. Neste sentido, algumas zonas de cisalhamento subverticais, como por exemplo a região de contato entre os domínios tectônicos DTJF e DTPS (no setor central do Anexo I) poderiam representar o acúmulo da deformação D_3 sobre a deformação principal $D_1 + D_2$.

Não existem evidências geocronológicas seguras (Capítulo 8) que permitam a caracterização do intervalo de tempo entre a Deformação Principal e a fase D_3 . Entretanto, a atitude e estilo estrutural da deformação D_3 indicam que o processo de convergência prosseguiu após a etapa colisional principal

(D_1+D_2). Exemplo semelhante foi descrito por Culshaw (1991) para a Thelon Tectonic Zone (TTZ), que separa as províncias Slave e Churchill no Escudo Canadense, onde dobras com planos axiais subparalelos a zonas de cisalhamento dextrais (regime transpressional) caracterizam a etapa pós-colisional da convergência oblíqua, com provável idade eoproterozóica.

No âmbito da seção abordada, não foram encontradas muitas estruturas D_4 , em escala de afloramento, que permitiriam uma análise mais detalhada desta fase de deformação. Entretanto, a associação de fraturas nos planos axiais D_4 e a ocorrência de zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis são indicativas para deformação em níveis estruturais ainda mais rasos do que durante a fase D_3 . De uma maneira geral, as zonas de cisalhamento D_4 são subverticais e mostram tendência de abatimento do bloco leste, com de componente sinistrógiro de rejeito horizontal (Figura 6.15c).

6.4- DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA

Foram encontradas diversas falhas rúpteis interpretadas como resultantes da tectônica mesozóica-cenozóica, especialmente nos segmentos sudoeste e sul da área enfocada, próximo às bacias do tipo rifte de Resende e Volta Redonda (Anexo I). Embora esta tectônica transtensiva não seja objeto de estudo deste trabalho, sua ocorrência será brevemente descrita abaixo. Trabalhos mais específicos sobre o tema foram apresentados por Mello (1985), Campanha et al. (1985), Ferrari (1989), Almeida (1991), Riccomini (1989), Riccomini et al. (1989) e Macedo et al. (1991).

Duas direções principais de falhamentos subverticais foram identificadas (Figura 6.18): a) falhas com direção N10-20W, com componentes de rejeito horizontal dextral, e rejeito vertical com o bloco leste abatido, causam pequenos deslocamentos individuais na escala do mapa (Anexo I); e b) falhas com direção N70-80E, com componente principal de rejeito normal (com abatimento do bloco sul), subparalelas ao "strike" dos contatos litológicos e a foliação precambriana causam, muitas vezes, omissão de camadas (Anexo I e perfis geológicos do Anexo II).

Brechas tectônicas, constituídas por fragmentos dos litotipos precambrianos, com matriz silicificada e posteriormente substituída por óxidos e hidróxidos de ferro, são encontradas freqüentemente associadas a estas falhas. A observação cuidadosa destas regiões indica que os efeitos da tectônica e das substituições químicas ultrapassam os limites da zona falhada, chegando a causar fraturamento e silicificação nas encaixantes a dezenas de metros da zona brechada.

CAPÍTULO 7

EVOLUÇÃO DOS PULSOS METAMÓRFICOS PRECAMBRIANOS E SUA RELAÇÃO COM A DEFORMAÇÃO: CONSIDERAÇÕES DE AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

7.1- INTRODUÇÃO

Neste capítulo será abordada a evolução dos pulsos metamórficos precambrianos e discutidos modelos genéticos para sua formação. Esta abordagem foi baseada no estudo petrográfico de cerca de quatro centenas de lâminas delgadas, que objetivou a identificação das sucessões de paragêneses metamórficas nos diversos tipos litológicos encontrados (diferentes grupos composicionais). Complementando o estudo do metamorfismo, foi realizada análise microtectônica visando ao entendimento da relação destas paragêneses com as distintas fases deformacionais detectadas na seção geotransversal ora considerada (já detalhadas no Capítulo 6).

A classificação e nomenclatura adotadas para o metamorfismo, assim como as abreviaturas minerais adotadas, estão especificadas no Apêndice do trabalho.

No âmbito da seção geotransversal investigada em detalhe foram identificados dois pulsos metamórficos distintos: a) metamorfismo M_e com temperatura variando da fácies anfibolito a granulito, em regime de pressão baixa, e provável idade eoproterozóica detectado somente nos litotipos do embasamento das sequências metassedimentares (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora); e b) metamorfismo impresso no conjunto metassedimentar (CDA e GPS) e seu embasamento, subdividido em duas etapas de

geração de paragêneses, denominadas de M_1 e M_2 . A etapa M_1 é concomitante à Deformação Principal D_1+D_2 , enquanto que a etapa M_2 associa-se temporalmente a deformação D_3 .

O padrão das zonas metamórficas estabelecidas durante a etapa M_1 e sua superposição ao pulso metamórfico mais antigo M_e , encontra-se detalhado no Anexo 5 deste trabalho.

7.2- ETAPA METAMÓRFICA M_1 E A GERAÇÃO DE GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS À DEFORMAÇÃO PRINCIPAL ($D_1 + D_2$)

O metamorfismo principal (M_1) detectado nos três domínios tectônicos (DTAND, DTJF e DTPS) atingiu seu ápice de temperatura durante a Deformação Principal $D_1 + D_2$, e, portanto, as paragêneses resultantes estão materializadas nas foliações S_1 , S_2 ou S_{1+2} . Nos domínios tectônicos DTAND e DTJF, o metamorfismo M_1 registra condições de temperatura máxima da fácies anfibolito superior, limite com a fácies granulito (Zona do K-feldspato sem muscovita). As condições de pressão foram estimadas de média a alta (Figura 7.1). Trouw (1992) reportou paragêneses de mais alta temperatura e pressão, que serão discutidas adiante.

No domínio DTPS, entretanto, o ápice térmico aparentemente situa-se na fácies anfibolito próximo ao início da anatexia (Figura 7.1) e, portanto, leitos leucossomáticos anatéticos em tipos composicionais apropriados coexistem com relíquias de muscovita primária.

As condições de temperatura de M_1 induziram anatexia generalizada em algumas unidades supracrustais, o que acabou originando a geração de granitóides tipo "S". Estes granitóides, sín- D_2 , são freqüentes nos domínios DTJF e DTPS, onde chegam a assumir

7.1 a FÁCIES METAMÓRFICAS DE YARDLEY 1989

7.1 b ME NO DTJF*

7.1 c M1 NOS DOMÍNIOS DTA**, DTAP**, DTAND***

7.1 d M1 NO DTJF

ABREVIATURAS FÁCIES METAMÓRFICAS

XA Xisto azul
E Eclogito
ZE Zeólita
XV Xisto verde
A Anfibolito
Gr Granulitos

Curvas extraídas de BARKER 1990 e WINKLER 1977

Campos de estabilidade do Al_2SiO_5 segundo SALJE (1986, in BARKER, 1990)

① Biotita IN
② $AB + KF + QZO \rightarrow Melt$

ZONAS METAMÓRFICAS

A Zona da Biotita
B Zona da Granada
I Zona da Cianita
II Zona da Sillimanita/Cianita
III Zona da Sillimanita
IV Zona do Kfeldspato

** Paragêneses metamórficas compiladas de TROUW et al 1986, HEILBRON 1984, SILVA 1990

*** Dados combinados de TROUW et al 1986 com dados inéditos deste trabalho

DTA e DTC $\rightarrow$ Zonas A, B, I e II
DTAND $\rightarrow$ Zonas I, II, III e IV
DTJF $\rightarrow$ Zona IV
DTJF $\rightarrow$ Zona III

FIG. 7.1 CONDIÇÕES P e T APROXIMADAS DE PULSOS METAMÓRFICOS ME e M1, BASEADAS NAS PARAGÊNESES METAMÓRFICAS DESCRITAS NAS LÂMINAS DELGADAS. SÃO UTILIZADOS DADOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS DE OLIVEIRA (1980) E TROUW (1992). a - FÁCIES METAMÓRFICAS EXTRAÍDAS DE YARDLEY (1989) E GRADE PETROGENÉTICA PARA METAPELITOS COMPILADA DE WINKLER (1977) E BARKER (1990). b - ME NO DTJF c - M1 NOS DOMÍNIOS DTA, DTC, DTAND E DTJF d - M1 NO DTJF

dimensões batolíticas, como no caso dos corpos Rio do Turvo e Serra da Concórdia (Anexos I e IV). Granitóides porfiróides tardi-D₂ (Ø3), como por exemplo o corpo da Serra do Lagarto, são alóctones, e os inúmeros enclaves básicos encontrados são sugestivos de uma origem a partir da fusão parcial (vide Capítulo 9) das seqüências calcioalcalinas do Complexo Mantiqueira e/ou do Complexo Juiz de Fora.

Utilizando os dados obtidos neste trabalho, em conjunto com as informações de Trouw et al. (1986), Silva (1990), Nummer (1991) e Trouw (1992), foi elaborado o mapa metamórfico apresentado no Anexo 5, que abrange uma área maior que a seção geotransversal abordada em detalhe. A evolução temporal e espacial do metamorfismo M₁ imprimiu distintos conjuntos de paragêneses, permitindo a subdivisão de quatro zonas metamórficas, separadas por isógradas. Cabe ressaltar que duas destas isógradas metamórficas já foram identificadas anteriormente por Trouw et al. (1986).

A seguir serão descritas, de forma resumida, as paragêneses minerais M₁ detectadas dos três domínios tectônicos e as principais feições microtectônicas observadas.

7.2.1- METAMORFISMO M₁ NO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)

Neste compartimento podem ser mapeadas três isógradas metamórficas "sill in", "cianita out - início do desaparecimento da muscovita - início do aparecimento do K-feldspato" e "muscovita out" (Anexo V). Estas isógradas subdividem o DTAND em

quatro zonas metamórficas: zona da cianita (I), zona da cianita-sillimanita (II), zona da sillimanita (III) e zona do K-feldspato (sem muscovita primária) (IV). A partir da zona da sillimanita, veios ou lentes leucossomáticas de origem anatética são freqüentes em todos os tipos litológicos de composição apropriada. A primeira isógrada situa-se ao norte e a noroeste da seção abordada em detalhe, e, portanto, as paragêneses metamórficas encontradas na zona da cianita (I) não serão discutidas neste trabalho. Maiores detalhes desta área podem ser encontrados em Trouw et al. (1986), Nummer (1991), e Silva (1990).

Paragêneses reliquias de mais alta pressão, geradas, provavelmente, no início de M_1 , foram reportadas para a região de Liberdade por Trouw (1992) e Silva (1990) (Anexo 5). Embora esta região não tenha sido investigada em detalhe neste trabalho, tentativamente delimitou-se a subzona IIa, no interior da zona da cianita-sillimanita (II), para representar a ocorrência das seguintes paragêneses: cianita + K-feldspato + granada + quartzo em leucognaisses no CDA; simplectitos de granada + clinopiroxênio entre cristais de ortopiroxênio e plagioclásio encontrados em ortogranulitos do embasamento (Silva, op. cit.). As demais paragêneses desta subzona são semelhantes às descritas para a zona II. Retroeclogitos descritos por Trouw (1992) para os metabasitos intrusivos no CDA, ao sul da cidade de Andrelândia, corroboram esta fase inicial de mais alta pressão do metamorfismo M_1 , e parecem indicar que em toda a zona da cianita-sillimanita (II) também existem indicações de pressões mais elevadas,

encontradas como relíquias nas rochas metabásicas. Estudos de geobarometria e geotermometria realizados por este autor indicaram condições de P e T entre 8-10 Kb e 700-900°C (porção de alta P da fácies granulito, Yardley, 1989), posteriormente modificadas para 5 Kb e 500-600°C.

Neste domínio tectônico, o metamorfismo anterior do embasamento M_e (ver Ítem 7.5) parece não ter ultrapassado as condições de P e T da fácies anfibolito. Desta forma, torna-se mais difícil identificar a superposição do evento M_1 , que atingiu condições de P e T no mínimo equivalentes à M_e . Entretanto, Nummer (1991) descreve rochas granulíticas associadas ao Complexo Mantiqueira, na área entre Olaria e Lima Duarte, a nordeste da seção abordada.

As paragêneses M_1 iniciaram seu crescimento durante D_1 , indicadas pelo paralelismo à foliação S_1 , incluindo os cristais de sillimanita fibrolítica e os veios leucossomáticos de origem anatética, que se encontram deformados pelas dobras D_2 . As condições de temperatura parecem ter-se mantido durante parte da deformação D_2 , o que propiciou a recristalização de diversos minerais, incluindo a sillimanita, que forma, com frequência, texturas do tipo "arco poligonal" nas charneiras de microdobras D_2 (Fotomicrografia 7.I-4). Nos gnaisses pelíticos ou nos níveis mais micáceos dos diversos tipos gnaíssicos do CDA, bem como no embasamento, a intensa recristalização durante D_2 acaba gerando uma nova foliação S_2 , muito penetrativa. A geração de veios leucossomáticos, contemporânea à Deformação Principal, gera

feições migmatíticas estromáticas tanto nos gnaisses de origem pelítica como no biotita gnaiss bandado do CDA.

As Fotomicrografias 7.I-1 e 7.I-2, da prancha 7.I, ilustram as principais paragêneses metamórficas da etapa M_1 registradas no granada gnaiss do CDA, nas zonas da cianita-sillimanita e da sillimanita (Anexo V). Os padrões de inclusão observados nesta unidade litológica, apresentados nas fotomicrografias da Prancha 7.II, são indicativos para seu crescimento inter- D_1D_2 (inclusões retas do S_1) a sin- D_2 (inclusões curvas do S).

A seguir, na tabela 7.1, serão apresentadas as diversas paragêneses encontradas nas três zonas (II, III, e IV), agrupadas segundo os principais grupos composicionais:

GRUPO COMPOSICIONAL	ZONA SIL-KY(II)	ZONA SIL (III)	ZONA KF (IV)
gnaisses pelíticos	BIO+SIL+KY+ALM+PL+MS BIO+KY+ALM+PL+MS	BIO+SIL+ALM+PL+/-KF+/-MS BIO+ALM+PL+/-KF+/-MS	BIO+SIL+ALM+PL+KF BIO+ALM+PL+KF
paragneisses feldspáticos	BIO+PL+MS+/-ALM e KF	BIO+PL+KF+/-ALM+/-MS	BIO+PL+KF+/-ALM
metabasitos	HBL+PL+TIT+/-GT+OP	HBL+PL+TIT+/-GT+OP	HBL+PL+TIT+/-GT+DI+OP
calcissilicáticas	DI+HBL+PL+GT+CB+SC	DI+PL+GT+CB+SC +/-HBL	DI+PL+KF+/-GT+SC+/-CD+/-HBL
quartzitos	MS+PL+/-SIL+OP	MS+PL+/-SIL+OP	
ortogneisses do embasamento do CDA	-----	HBL+BIO+PL+TIT+AP+/-KF+OP	
enclaves máficos dos ortogneisses	-----	HBL+PL+BIO+TIT+AP+OP	
ortogranulitos do embasamento do CDA	CPX+GT+PL	-----	

TABELA 7.1- Paragêneses metamórficas M_1 nos distintos litotipos do CDA e seu embasamento no DTAND. O quartzo está presente em todas as paragêneses descritas. As abreviaturas utilizadas para os minerais encontram-se listadas no Apêndice.

7.2.2- METAMORFISMO M_1 NO DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA (DTJF)

As condições de P e T do metamorfismo M_1 , neste domínio tectônico, se assemelham às encontradas na zona do K-feldspato (IV) do DTAND (Anexo 5). As paragêneses detectadas nos diferentes tipos litológicos do conjunto supracrustal do CDA são idênticas às sumarizadas para esta zona metamórfica na Tabela 7.1. Entretanto, em dois afloramentos de metapelitos, situados imediatamente abaixo da primeira escama tectônica com ortogranulitos do CJF (Anexo 5), observou-se a presença de ortopiroxênio, em presença de granada e biotita. Esta paragênese indica que o metamorfismo M_1 alcançou, localmente, condições de temperatura da fácies granulito (Fotomicrografia 7.I-3).

A temperatura atingida pelo metamorfismo M_1 levou à anatexia generalizada do conjunto supracrustal do CDA, neste domínio tectônico, originando a formação de batólitos granitóides tipo "S" (granitóides γ 2- Rio Turvo), com inúmeros enclaves de rochas mais refratárias deste conjunto (calciissilicáticas, rochas manganesíferas (gonditos), anfibolitos, quartzitos, e sillimanita gnaisses). O contato destes corpos com os metassedimentos do CDA é caracterizado por uma zona mais migmatítica, onde as rochas gnaíssicas perdem sua estrutura bandada e são freqüentes estruturas nebulíticas, sugerindo pequena migração destes magmas anatéticos. O granitóide Rio Turvo exhibe a foliação milonítica S_2 , sem nenhum vestígio de foliação pretérita, e foi posicionado temporalmente como contemporâneo à deformação D_2 (Anexo 4).

Nas lascas tectônicas de rochas do embasamento, representadas pelos granulitos do CJF, observa-se que o metamorfismo M_1 tem caráter retrógrado, causando a formação de paragêneses de mais baixa temperatura (Anexo 5). Quanto maior a intensidade da deformação D_2 e do metamorfismo M_1 associado, maiores são as transformações retrógradas observadas nos litotipos do CJF. Desta forma, onde a milonitização foi mais intensa, praticamente foram obliteradas as paragêneses anteriores (M_e descrito adiante), e as rochas granulíticas se transformam em hornblenda gnaisses, com raras relíquias de ortopiroxênio e clinopiroxênio (Fotomicrografias da Prancha 7.IV). As seguintes transformações retrógradas (Fotomicrografias da Prancha 7.III) foram identificadas: ortopiroxênio com fraturas e bordos substituídos por hornblenda e biotita; clinopiroxênio com bordos de hornblenda e apatita, chegando, em alguns casos, a se formar tremolita/actinolita; plagioclásios zonados com bordos menos cálcicos; hornblenda com fraturas e bordos biotíticos.

As paragêneses geradas por M_1 (incluindo as retrógradas nos ortogranulitos do embasamento), neste domínio tectônico, são materializadas na foliação milonítica S_2 . Nos litotipos do CDA, alguns minerais, como granadas, piroxênios e feldspatos, comportam-se como porfiroclastos (Fotomicrografias da Prancha 7.IV), que, apesar da intensa milonitização, não mostram muitos sinais de retrometamorfismo. Este fato parece indicar que a temperatura máxima de M_1 foi contemporânea ao pico da deformação principal. Microestruturas representativas da foliação S_1 são pouco freqüentes, embora tenham sido observados raros exemplos de

arcos poligonais em sillimanitas e biotitas nos metapelitos do CDA.

Em raros afloramentos do conjunto dos ortogranulitos do CJF, situados na base do DTJF, observou-se o aparecimento de cristais de granada e hornblenda nos bordos de cristais de clinopiroxênio, indicando que as condições de pressão de carga atingidas na etapa M_1 foram superiores às estabelecidas durante o pulso metamórfico do embasamento (M_e), Fotomicrografia 7.III-4.

7.2.3- METAMORFISMO M_1 NO DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTPS)

No Domínio Tectônico Paraíba Sul, sobreposto ao DTJF, o metamorfismo M_1 atingiu condições de temperatura da fácies anfibolito superior, com anatexia nos tipos litológicos de composição adequada (Figura 7.1). Nos gnaisses pelíticos da unidade São João e no biotita gnaisse da unidade Três Barras, do conjunto supra-crustal do Grupo Paraíba do Sul, ainda são encontradas raras relíquias de mica branca primária, indicando que a temperatura máxima atingida neste domínio tectônico não ultrapassou os valores 640-650 °C (temperatura das reações $AB + OR + Qz + H_2O \rightarrow melt$ de Tuttle e Bowen (1958) e/ou Merrill et al. (1970), in Barker (1990); e $AB + MS + Qz + H_2O \rightarrow melt + Al_2SiO_5$, de Storre & Karotke, 1971, in Barker, 1990). As condições de pressão estimadas situam-se entre 4,5 e 6,5 Kb, com base na coexistência de sillimanita e granada, e na ausência de cianita e cordierita (Figuras 7.1 e 14-12, de Winkler, 1979).

Do mesmo modo que o observado nos domínios tectônicos abordados anteriormente, as paragêneses M_1 encontram-se na foliação S_1 ou S_{1+2} . Nas supracrustais do Grupo Paraíba do Sul, foram

encontrados arcos poligonais em biotitas e sillimanitas (Fotomicrografia 7.V-2). De outro lado, nos gnaisses ortoderivados da Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (SIQD), com raras exceções, não foram encontrados vestígios de foliações anteriores à S_2 . Embora não tenham sido realizadas análises químicas, estes granitóides podem representar a fusão parcial do embasamento do CDA (Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora) dos domínios tectônicos sotopostos ao DTPS (γ_1 -magmatismo tipo-"I", sin- D_2). A anatexia do conjunto supracrustal do GPS, durante M_1 , originou granitóides tipo -"S", como o corpo Serra da Concórdia (Anexos 1 e 4), intrusivo nos ortognaisses (SQID) acima descritos.

7.3- MODELO DE METAMORFISMO INVERSO PARA M_1

Com base na análise do mapa metamórfico (Anexo 5), nos perfis estruturais (Anexo 2) e nas paragêneses e reações texturais (Ítem 7.2) apresentados neste trabalho, em conjunto com os dados reportados por Heilbron (1984, 1985 e 1987), Trouw et al. (1986), Gonçalves (1986), Silva (1990), Nummer (1991) e Trouw (1992), podem-se tecer as seguintes considerações relativas a M_1 :

a) O zoneamento metamórfico estabelecido ao final de M_1 é inverso, no sentido de que as zonas de mais alta temperatura estão estruturalmente superpostas às de menor temperatura. As isógradas metamórficas truncam o acamamento sedimentar (S_0) paralelo à foliação (S_1).

- b) O auge (ápice térmico) do metamorfismo M_1 foi alcançado após a movimentação principal do empurrão (D_2), que coloca o DTJF sobre o DTAND. Neste caso, como esperado, não foi observado pulo metamórfico significativo entre estes dois domínios tectônicos.
- c) Entretanto, o empurrão basal do DTAND, com posicionamento temporal tardi- D_2 (Gonçalves, 1986 e Trouw et al., 1986), ocorreu após o ápice de M_1 . Esta relação temporal resulta em pulo metamórfico do Domínio Tectônico Carrancas (DTC) para o Domínio Tectônico Andrelândia Alóctone (DTAND), representado pela repetição da isógrada da sillimanita no DTAND (vide Figura 7.2b). O padrão gerado por esta repetição, colocando zonas de menor temperatura sobre as de mais alta T, implica na pretérita inversão das isógradas metamórficas (Figura 7.2a);
- d) Na base do DTJF, observa-se mais intensamente os efeitos da superposição de M_1 sobre o metamorfismo granulítico (M_e) registrado nas rochas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora (CJF). Esta superposição é retrógrada, com muitas reações de hidratação (Ítem 7.2.2). A fonte dos fluidos necessários ao processamento do retrometamorfismo pode ter sido o conjunto supracrustal do CDA do domínio tectônico subjacente (DTAND). Se esta hipótese for correta, implica na migração de fluidos "para cima", transferidos do DTAND para o DTJF (Figura 7.2a), o que corroboraria as observações de maior intensidade do retrometamorfismo na base da deste último domínio tectônico.
- e) Próximo à base do DTJF, o metamorfismo M_1 atingiu localmente temperatura da fácies granulito (em pressões moderadas a altas), indicado pelo crescimento de ortopiroxênio nos metapelitos do CDA

FIG. 7.2 - EVOLUÇÃO DA ETAPA METAMÓRFICA M₁ E DISTRIBUIÇÃO DAS ZONAS METAMÓRFICAS NOS DIFERENTES DOMÍNIOS TECTÔNICOS. **A** SITUAÇÃO CEDO D₂ - O PADRÃO METAMÓRFICO INVERSO É ESTABELECIDO, EM PARTE POR DOBRAMENTO DAS ISÓGRADAS, E POR TRANSFERÊNCIA DE CALOR DOS DOMÍNIOS MAUS AQUECIDOS (DTPS e DTJF) PARA OS DOMÍNIOS SUBJACENTES (DTC e DTAND). **B** SITUAÇÃO PÓS D₃ - A DEFORMAÇÃO D₃ DOBRA E VERTICALIZA AS ESTRUTURAS D₂ E ISÓGRADAS M₁. A NUCLEAÇÃO DO EMPURRÃO BASAL DO DTAND, NA ETAPA TARDI D₂ (ϕ_3), É RESPONSÁVEL PELO "POLO METAMÓRFICO" ENTRE OS DOMÍNIOS DTC e DTAND. (DO

(Anexo 5). Como estas paragêneses só foram encontradas na base do DTJF, próximo ao contato com o DTAND, parece ter havido transferência de calor "para baixo" (Figura 7.2a), do primeiro para o último domínio tectônico (modelo ferro de engomar, Caby et al., 1983; Brunel & Kienast, 1986; Pecher, 1989; Mohan et al., 1989, dentre outros).

f) Os dados geotermobarométricos obtidos por Trouw (1992) mostram que, no início do metamorfismo M_1 , foram alcançadas condições mais severas de pressão (item 7.2.1), indicativas da fácies granulito em pressões altas. Os retroeclogitos descritos por este autor para a região ao sul de Andrelândia, e a ocorrência de Pouso Alegre apresentada por Choudhuri et al. (1978) corroboram uma fase inicial de alta P para M_1 .

O modelo de transferência de calor de "nappes" quentes (modelo ferro de engomar) parece ser o mais adequado para explicar o zoneamento inverso de M_1 e as observações listadas acima. Este modelo, característico para ambientes colisionais (obtido com subducção A ou B), estaria de acordo com o padrão estrutural apresentado no item anterior. O modelo proposto neste trabalho é esquematizado na Figura 7.2 e já foi em parte visualizado por Heilbron (1990). Diversos exemplos de padrões metamórficos inversos, comuns nestes ambientes colisionais, têm sido reportados na literatura: Barnicoat & Treloar (1989) para os Himalaias; Andreasson & Lagerblad (1980) e Hossack & Cooper (1986) nos Caledonides Escandinavos; e Duebendorfer (1988) em Wyoming (EUA).

Tal como proposto por Simões et al. (1988), para a Nappe Araxá-Canastra, na extremidade sul da Faixa Brasília, não se pode descartar a possibilidade de que a inversão das zonas metamórficas na área de estudo tenha sido alcançada a partir de cisalhamento simples subparalelo ao acamamento sedimentar (Mohan et al, 1989), no início da etapa metamórfica M_1 . Estes autores, para explicar o padrão metamórfico da região do Darjeeling-Sikkim (Himalaias), admitem a combinação de cisalhamento simples, que causaria a deformação das isógradas pré-existentes, seguida por transferência de calor de escamas aquecidas para escamas frias subjacentes. A combinação deste modelo de duas etapas parece ser o mais adequado para a área aqui enfocada.

Comparando-se o padrão do zoneamento M_1 com as modelagens numéricas sobre perfis térmicos, discutidas por Shi & Wang (1989), verifica-se que a taxa de movimentação dos empurrões da deformação principal (D_1+D_2) deve ter sido alta (da ordem de 10cm/ano, na modelagem dos autores), para propiciar a preservação da inversão metamórfica contemporânea ao espessamento crustal. Ainda segundo os autores, velocidades menores de movimentação (da ordem de 2 cm/ano) levariam ao relaxamento térmico, por condutividade, o que destruiria os sinais de inversão.

Além da alta velocidade de movimentação dos empurrões, pode-se postular a hipótese de alta taxa de exumação concomitante à etapa colisional, tal como sugerido por inúmeros autores (Draper & Bone, 1979; Kienast & Raguin, 1982; Thompson & England, 1984) para preservação de paragêneses precoces de alta P e da própria zonation metamórfica inversa. Os vestígios desta

paragêneses, reportados por Trouw (1992) para o DTAND, e por Silva (1990) para a subzona IIa do Anexo 5, na região aqui considerada, corroboram esta hipótese.

As considerações acima obtidas serão integradas com os dados estruturais, geoquímicos e geocronológicos, no Capítulo 10 deste trabalho, visando a elaboração e discussão de um modelo geotectônico para o segmento da Faixa Ribeira abordado.

7.4- O METAMORFISMO M_2

7.4.1- METAMORFISMO (M_2) E MAGMATISMO ASSOCIADO À DEFORMAÇÃO D_3

Nos domínios tectônicos DTAND e DTJF foi registrada a ocorrência de porfiroblastos azuis de cordierita, com granada e sillimanita, somente em leucossomas do sillimanita-granada gnaisses do CDA (Anexo 5). Exemplos de leucossomas portadores de cordierita foram reportados no segmento nordeste da Província Grenville (Proterozóico Médio, Canadá), por Perreault & Martignole (1988), e na Faixa Ribeira no estado do Espírito Santo por diversos autores.

O aparecimento da cordierita associa-se, temporalmente, à recristalização de diversos minerais gerados durante M_1 (sillimanita, biotita, K-feldspato e quartzo) no mesossoma e paleossoma dos metapelitos do CDA. Tais relações caracterizam a etapa metamórfica denominada M_2 , com características de pressão mais baixa do que M_1 . Perreault & Martignole (op. cit.), utilizando o par granada-cordierita, estimaram as condições de metamorfismo entre 600-700 °C (atingindo localmente 900 °C) e 400-570 MPa, para os leucossomas supracitados da Província Grenville.

As seguintes relações de campo e microtectônicas indicam que a etapa M_2 foi alcançada no intervalo de tempo entre D_2 - D_3 a $\sin$ - D_3 : a) os leucossomas com cordierita são paralelos aos planos axiais de dobras D_3 ; b) formação de arcos poligonais (biotitas e sillimanitas) e agregados poligonais (quartzo) nas charneiras de dobras D_2 ; c) sinais de recristalização estática de minerais que definem a foliação milonítica S_2 no DTJF.

A geração dos granitóides γ_3 e γ_4 (inter D_2 - D_3 a $\sin$ D_3 , vide Anexo 4) parece estar associada a este período M_2 . Na seção abordada em detalhe ocorrem: no DTAND, os corpos Serra do Lagarto (granito porfiróide, 3) e Liberdade (leucogranito, Junho et al. 1989); e no DTJF o corpo Serra do Ipiranga (leucogranito, 4).

As escassas datações geocronológicas disponíveis para este setor não permitem, até o momento, a caracterização do intervalo de tempo entre M_1 e M_2 (Capítulo 8). Neste caso, duas possibilidades podem ser levantadas: a) M_2 representa um novo pulso metamórfico superimposto a M_1 (Heilbron 1989); ou b) M_2 representa a etapa de descompressão (ITD de Harley, 1989) do metamorfismo M_1 . Estas relações texturais, em conjunto com outras transformações retrometamórficas observadas (granadas com bordos de biotita, biotitas cloritizadas, saussuritização e sericitização de feldspatos, hornblenda com bordos de tremolita/actinolita) foram interpretadas como resultantes da diminuição gradual de temperatura (caminho de volta) após o auge térmico atingido em M_2 , o que parece apontar para a hipótese b acima mencionada. Entretanto, é possível que o início do momento M_2 possa representar um aumento de temperatura (com pressão de carga

constante) devido ao relaxamento das isothermas após a etapa M_1 (Figura 7.3).

7.4.2- DISCUSSÃO DE MODELOS PARA O METAMORFISMO M_2 E O MAGMATISMO ASSOCIADO

Com relação à etapa metamórfica M_2 , com regime de pressão mais baixo (Figura 7.2) que o observado no metamorfismo M_1 , podem-se tecer as seguintes considerações:

- Dois tipos de ambientes tectônicos podem estar associados a eventos metamórficos com este tipo de gradiente: 1) Em diversos exemplos de faixas móveis (Shi & Wang, 1989; Loosveld, 1989a, b; Loosveld e Etheridge, 1990), o espessamento e intensa refusão crustal atingidos ao final da etapa colisional resulta em gradientes metamórficos de alta T / baixa P; 2) Outros autores, como por exemplo Wickham & Oxburgh, (1985), Sandiford & Powell (1986) e Miyashiro (1961), aventam a possibilidade deste tipo de gradiente metamórfico estar associado a ambientes extensionais. No caso de M_2 , na seção abordada, a associação com a deformação compressiva D_3 e com abundante magmatismo dos tipos I e S favorece a primeira hipótese;
- Embora pareça clara a relação do metamorfismo M_2 à etapa pós-colisional, diversos modelos da literatura (ou a combinação destes) poderiam explicar as altas temperaturas obtidas nestes ambientes: Wells (1980) advoga a acreção magmática como fonte do calor; Loosveld & Etheridge (1990) e Loosveld (1989b) admitem que o espessamento crustal deve ser acompanhado por adelgaçamento convectivo do manto litosférico, mais denso, para explicar este

ABREVIATURAS DAS FACIES METAMÓRFICAS

Ze	Zeólito	E	Eclogito
PP	Prenita-pumpellyta	A	Anfibolito
AEH	Albita epidoto hornfels	XV	Xisto verde
Hbl-H	Hornblenda hornfels	gr	granulito
P-H	Piroxênio hornfels	XA	Xisto azul
S	Sanidinito		

* EXTRAÍDO DE WINKLER (1977)

FIG. 7.3 GRÁFICO P-T EXTRAÍDO DE YARDLEY 1989, WINKLER 1977 E BARKER 1990, INDICANDO OS CAMINHOS P-T-T HIPOTÉTICOS PARA ROCHAS DOS DOMÍNIOS TECTÔNICOS JUIZ DE FORA E ANDRELÂNDIA. FORAM UTILIZADOS DADOS GEOTERMobarométricos DE TROUW (1992) E OLIVEIRA (1980)

- AUMENTO DE T NO MOMENTO M₂
- DADOS GEOTERMobarométricos DE TROUW (1992) PARA O CDA
- DADOS GEOTERMobarométricos DE OLIVEIRA (1980) PARA O CJF
- CAMINHO P-T-T HIPOTÉTICO PARA ROCHAS DO DTAND
- CAMINHOS P-T-T HIPOTÉTICOS PARA ROCHAS DO DTJF E SEGMENTO SUL DO DTAND

gradiente; enquanto Thompson (1989) propõe o prévio adelgaçamento crustal (concomitante a aberturas de bacias sedimentares) e posterior duplicação na etapa convergente para explicar o gradiente metamórfico da província arqueana Slave, Canadá. A combinação dos dois últimos modelos fornece melhor analogia com a área estudada;

- Os granitóides tipo- I, resultantes do retrabalhamento crustal da etapa M_2 podem ser representados pelo extensivo magmatismo inter D_2 - D_3 a sin- D_3 (Machado & Demange, 1991), observado em todo segmento central da Faixa Ribeira. Na seção abordada, não são tão abundantes, ocorrendo os corpos Serra do Lagarto (γ_3) e Serra do Ipiranga (γ_4), cuja caracterização geoquímica é apresentada no Capítulo 9;

- O ponto mais problemático da evolução de M_1 para M_2 refere-se ao intervalo de tempo entre estas etapas metamórficas. De um lado, se M_2 for interpretado como a etapa metamórfica tardi a pós colisional (pós- M_1), implicaria em pequeno intervalo de tempo entre estas etapas. Entretanto, os dados disponíveis na literatura atribuem dois eventos termo-tectônicos para M_1 e M_2 , respectivamente com idades uruaçuanas e brasileiras (na região de São João del Rei e Andrelândia, dados de Heilbron et al. (1989); e na região de Itapira, a partir dos dados de Vasconcelos (1988), Tassinari & Campos Neto (1989), Campos Neto et al. (1990), Campos Neto (1992). Somente a obtenção de dados geocronológicos mais retentivos (idades U/Pb e Pb/Pb) permitirá o esclarecimento desta questão;

- Diversas reações retrógradas (item 7.4.1) monitoram o caminho P x T "de volta" da etapa M_2 . Estas reações são, via de regra, incompletas, em função da falta de voláteis (já liberados na etapa progressiva) e da baixa velocidade deste tipo de reações (Winkler, 1977; Yardley, 1989; e Best, 1982). Esta etapa é tentativamente correlacionada ao metamorfismo M_2 dos domínios DTPA, DTA e DTAND (segmento Norte) descrito por Paciullo (1980), Heilbron (1984) e Trouw et al (1986), e temporalmente interpretado como tardi D_3 .

7.5- METAMORFISMO DO EMBASAMENTO M_e (PRÉ- D_1) MODELOS PARA SUA FORMAÇÃO

O metamorfismo M_e , anterior a M_1 e à Deformação Principal D_1+D_2 , é registrado no conjunto do embasamento das rochas metassedimentares do CDA: Complexo Mantiqueira (CM) e Complexo Juiz de Fora (CJF). Esta etapa metamórfica é melhor representada nos litotipos do CJF, onde M_e atingiu condições mais altas de temperatura (fácies granulito) e, portanto, M_1 não conseguiu mascarar completamente estas paragêneses.

A tabela 7.2 apresenta, de forma esquemática, as principais paragêneses formadas durante M_e , nos distintos tipos litológicos do embasamento.

Na seção abordada, especialmente onde os efeitos da superposição por M_1 são menos intensos, foram observadas as seguintes relações texturais do metamorfismo M_e :

a) manchas "verdes", irregulares, com ortopiroxênio, embutidas nos gnaisses do Complexo Mantiqueira, na fácies anfibolito;

- b) faixas restritas de rochas granulíticas, embutidas nos gnaisses Mantiqueira;
- c) manchas "descoloridas", com minerais hidratados, no conjunto dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora;
- d) o metamorfismo granulítico é posterior à complexa evolução do Complexo Juiz de Fora, que inclui anatexia e injeção de rochas básicas e félsicas. As texturas granoblásticas observadas nas paragéneses M_e , indicam metamorfismo (ou pelos menos recristalização) em condições estáticas de deformação (Fotomicrografias 7.III-1, 2 e 3).

GRUPO COMPOSICIONAL	FÁCIES ANFIBOLITO	FÁCIES GRANULITO
Ortognaisses com composição granítica a tonalítica	KF+PL+QZ+BIO+/-HBL	KF+PL+QZ+OPX+/-HBL +/-BIO
	PL+QZ+BIO+/-KF	PL+QZ+OPX+/-KF
Enclaves e bandas com composição básica.	HBL+BIO+OP+PL+QZ+ +/-CPX	OPX+CPX+PL+QZ+OP+ HBL(Primária)
	-----	OPX+PL+QZ+GT+/-BIO
Rochas ultramáficas	-----	CPX+OPX+HBL+OP+/- BIO

Tabela 7.2- Paragéneses M_e .

As paragéneses e relações texturais de M_e , apresentadas acima, são semelhantes às descritas por diversos autores para terrenos de alto grau metamórfico (HGT) do Proterozóico Inferior - Arqueano em diversos continentes (Garde, 1990; Friend, 1989; Hansen et al., 1984; Janardhan et al., 1982; Gregor & Friend, 1982; Harley, 1989; Friend et al., 1988). As datações geocronológicas disponíveis para o CJF (vide itens 8.2 e 8.3 do capítulo seguinte) indicam idades transamazônicas. Estas idades

vem sendo interpretadas como a época do metamorfismo granulítico, impresso em protólitos do Proterozóico Inferior e, provavelmente em litotipos mais antigos (arqueanos).

Oliveira (1980, 1981) apresentou resultados geotermobarométricos, baseados no cálculo dos coeficientes de distribuição dos piroxênios, para o Complexo Juiz de Fora, nos arredores da cidade homônima. Os dados obtidos por este autor indicam condições de temperatura entre 888-812 °C (calibração de Wood & Bano, 1973, In: Oliveira op. cit.) e 950-826 °C (calibração de Wells, 1977, In: Oliveira op.cit.), e pressões entre 6-7 Kb. Os dados numéricos deste autor são compatíveis com as paragêneses encontradas no CJF (OPX + PL, OPX + CPX + PL, CPX + OP + HBL), na seção abordada.

A partir da década de 80, intensificaram-se os estudos sobre modelos formadores de rochas granulíticas. Este fato decorre do entendimento de que estas rochas guardam íntima relação com os processos petrológicos da crosta inferior, e, em última análise, com os mecanismos de acreção e/ou retrabalhamento crustal. Diversos trabalhos de síntese foram apresentados, como Harley (1989), Newton (1992), além de um número especial do periódico *Journal of Metamorphic Geology* (1991), editado e comentado por Hensen & Vernon (1991). Vários modelos petrogenéticos e respectivos ambientes tectônicos são invocados para a formação de rochas granulíticas. Alguns destes modelos foram sintetizados no Apêndice deste trabalho.

No caso do CJF, na seção abordada, as relações texturais indicam origem metamórfica, provavelmente associada a fases

fluidas ricas em CO₂ (embora não tenham sido efetuados estudos de inclusões fluidas), caracterizando o ambiente da crosta inferior. O estudo litogeoquímico dos protólitos (comentado no Capítulo 9) é sugestivo para ambientação de arcos magmáticos. Como as determinações geocronológicas são ainda pouco numerosas, são aventadas duas possibilidades para a formação dos granulitos em questão:

- a) Os litotipos do CJF representariam a raiz de um arco magmático transamazônico, submetido ao metamorfismo granulítico (em regime de alta T) imediatamente após sua formação, tal como visualizado por Windley (1977), Newton et al. (1980), Dewey & Bird (1973), dentre outros.
- b) O metamorfismo granulítico dos litotipos do CJF, com idades do Proterozóico Inferior/Arqueano, teria sido formado durante longo período de residência na crosta inferior e/ou na base da crosta superior, com temperaturas elevadas e emanações de CO₂ mantélico (modelo HOT SPOT de Newton et al., 1980 e Newton, 1981). Uma variação deste modelo, na visão não atualística da tectônica de placas, admite processos de "underplating" como geradores de calor e fluidos necessários ao metamorfismo granulítico (Wells, 1980). Se o "underplating" foi instalado na crosta ou interfície crosta-manto litosférico no momento da abertura do rifte Lenheiro/Tiradentes (Ribeiro et al., 1990) ou das bacias intracratônicas Carandaí e Andrelândia, existe a possibilidade de o metamorfismo granulítico ter ocorrido em ambiente extensional, como levantado recentemente por alguns autores (Wickham & Oxburgh, 1985 e Sandiford & Powell, 1986).

PRANCHA 7.1

TEXTURAS METAMÓRFICAS DE M_1 NOS METASSEDIMENTOS DO CDA, NOS DOMÍNIOS TECTÔNICOS DTAND E DTJF

Fotomicrografia 7.1.1- Paragênese típica do granada gnaisse na zona da sillimanita, DTAND: MS+SIL+BIO+PLAG+QZ (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.1.2- Paragênese típica do granada gnaisse na transição para a zona do KF, DTAND: SIL+KF+BIO+PLAG+QZ com restos de muscovita primária (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.1.3- Presença de OPX no granada gnaisse do CDA, sotoposto à escama tectônica com ortogranulitos do CJF, na base do DTJF (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.1.4- Arcos poligonais de sillimanita e biotita, observados no granada gnaisse, indicando recristalização estática nas charneiras das crenulações D_2 (pols. cruzados).

PRANCHA 7.2

PADRÕES DE INCLUSÕES EM PORFIROBLASTOS DE GRANADA NOS METASSEDIMENTOS DO CDA, NO DOMÍNIO TECTÔNICO DTAND

Fotomicrografia 7.2.1- Granada com inclusões retas do S_1 indicando crescimento intercinemático D_1 - D_2 ou cedo- D_2 . Opacos, quartzo, biotita e plagioclásio definem o Si (provavelmente o S_1), com menor tamanho dos grãos se comparado à xistosidade externa (Se) do porfiroblasto (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.2.2- Granada com inclusões em "z" do S_1 ou S_2 , indicando crescimento sincinemático em relação a D_2 , tanto no caso de giro sin- D_2 , como no caso de inclusão de dobras abertas D_2 . Sillimanita, biotita, plagioclásio, opacos e quartzo definem o Si (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.2.3- Porfiroblasto de granada com inclusões em "z" do S_2 . Sillimanita e biotita definem o Si (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.2.4- Próximo à borda direita do porfiroblasto anterior observa-se que a xistosidade externa (Se) está crenulada pela deformação D_3 (pols. cruzados).

PRANCHA 7.3

SUPERPOSIÇÃO PARCIAL DE M_1 SOBRE AS PARAGÊNESES INDICATIVAS PARA FÁCIES GRANULITO DE ALTA T IMPRESSAS NO COMPLEXO JUIZ DE FORA DURANTE O METAMORFISMO M_e

Fotomicrografia 7.3.1- Porfiroblasto de OPX com bordos retrógrados de biotita e anfibólio (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.3.2- Porfiroblastos de OPX e CPX com bordos de hornblenda (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.3.3- Porfiroblastos de OPX com fraturas e bordos substituídos por biotita (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.3.4- Porfiroblastos de CPX com bordos de granada e hornblenda. A presença de granada indica que as condições de pressão durante M_1 foram mais severas do que durante M_e (pols. paralelos).

PRANCHA 7.4- A intensa superposição de M_1 no CJF, especialmente próximo aos principais contatos tectônicos, oblitera as texturas e paragéneses do metamorfismo do embasamento M_e .

Fotomicrografia 7.4.1- Porfiroclasto de CPX com bordos e fraturas substituídos por BIO e HBL, no protomilonito derivado de granulito básico (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.4.2- Milonito derivado de granulito félsico, com porfiroclasto de plagioclásio e fitas de quartzo na matriz recristalizada (pols. cruzados)

Fotomicrografia 7.4.3- Porfiroclastos de Hornblenda e plagioclásio antipertítico em milonito derivado de granulito enderbítico. Os efeitos do retrometamorfismo M_1 são intensos, deixando relíquias de piroxênio da paragéneses mais antiga. Observa-se bandas de deformação do porfiroclasto de plagioclásio e franja de recristalização tipo "sigma" associada ao porfiroclasto de hornblenda. A matriz exibe os efeitos da recristalização dinâmica que resulta em progressiva diminuição no tamanho dos grãos (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.4.4- Detalhe do porfiroclasto de plagioclásio em ultramilonito derivado de granulito enderbítico. Neste caso a progressão da deformação D_2 associada a M_1 praticamente obliteram as paragéneses do pulso M_e , restando raras relíquias de OPX (pols. paralelos).

PRANCHA 7.5

PARAGÊNESES M_1 E EFEITOS DO RETROMETAMORFISMO M_2 NAS LITOLOGIAS DO DOMÍNIO TECTÔNICO DTPS

Fotomicrografia 7.5.1- Monazita zonada, hornblenda e biotita no hornblenda granitóide da SIQD (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.5.2- Biotitas oblíquas interpretadas como vestígios de microdobras D_2 no enclave de biotita gnaiss do GPS, observado na unidade do biotita hornblenda granitóide da SIQD (pols. paralelos).

Fotomicrografia 7.5.3- Transformação retrógrada de hornblenda para biotita, clorita e carbonato, detectada no hornblenda granitóide da SIQD (pols. cruzados).

Fotomicrografia 7.5.4- Transformação retrógrada de hornblenda para epidoto (pistacita), clorita e biotita, observada no biotita hornblenda granitóide da SIQD (pols. paralelos).

CAPÍTULO 8

GEOCROLOGIA E A QUESTÃO DO MONO X POLICICLISMO DOS CONJUNTOS SUPRACRUSTAIS

8.1- INTRODUÇÃO E OBJETIVOS DA ABORDAGEM

Neste capítulo serão abordadas questões relativas à idade das várias unidades litológicas constituintes da seção geotransversal enfocada, bem como sobre os Eventos Termo-tectônicos (ETT) que afetaram estes conjuntos. Inicialmente, será apresentada uma revisão dos dados geocronológicos disponíveis, e dos esquemas de ciclos ou orogêneses elaborados a partir destes dados.

Novos dados geocronológicos para as rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora, obtidos pelo autor, serão também apresentados, objetivando a contribuir para o esclarecimento dos eventos termo-tectônicos registrados no Complexo Juiz de Fora, embasamento das rochas supracrustais do CDA e GPS.

Finalmente, este conjunto de determinações geocronológicas será reavaliado, em função dos dados geológicos e da relação metamorfismo X deformação obtidas neste trabalho, já apresentadas em detalhe nos capítulos anteriores. Esta discussão objetiva contribuir para o esclarecimento de um dos temas mais polêmicos apresentados no item 3.3, e que vem sendo debatido sucessivamente por diversos autores que estudam as faixas móveis que bordejam o Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 1990; Ribeiro et al., 1990, Campos Neto, 1992, no caso específico da área de ocorrência do Grupo Andrelândia; Simões & Valeriano, 1990, para a

extremidade sul da Faixa Brasília; Uhlein et al., 1990, para a Faixa Araçuaí): a questão do mono x policiclismo destas faixas móveis.

8.2- REVISÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS PARA A FAIXA RIBEIRA, NA PORÇÃO CENTRO-MERIDIONAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO E ÁREAS VIZINHAS

As determinações geocronológicas para as faixas de dobramento Ribeira e Alto Rio Grande são ainda pouco numerosas e acham-se distribuídas de forma heterogênea neste setor.

As primeiras análises radiométricas datam do final da década de 60, tratando-se de duas idades K/Ar em muscovitas obtidas em pegmatitos da área de São João del Rei por Dirac & Ebert (1967), com valores aparentes de 511 e 483 Ma.

Delhal et al. (1969) realizaram determinações K/Ar, Rb/Sr e U/Pb em gnaisses migmatíticos e granitóides do sudeste brasileiro, evidenciando a ocorrência de dois importantes eventos datados em: 2000 Ma, que corresponderia ao metamorfismo catazonal dos gnaisses Paraíba do Sul e dos granulitos do Complexo Juiz de Fora; e 620 Ma, interpretado como a época de formação dos gnaisses granitóides da Serra dos Órgãos.

Os trabalhos de Cordani (1968), Cordani et al. (1969) e Almeida (1967) possibilitaram a compreensão do quadro tectônico deste segmento, com o Cráton do São Francisco (delimitado com idades K/Ar), bordejado a sul e sudeste por faixas móveis de idade Brasiliana.

Delhal et al. (1969) e Cordani et al. (1973) propuseram a existência de três eventos orogenéticos pré-cambrianos que atingiram o sudeste brasileiro, baseados em determinações Rb/Sr,

K/Ar e U/Pb: a) o evento mais antigo (2800 Ma) registrado pelo gnaiss Mantiquiera; b) o metamorfismo catazonal dos Grupos Paraíba e Juiz de Fora, datado entre 2070-1983 Ma (Evento Transamazônico); e c) o evento mais jovem com idades entre 620 e 540 Ma, responsável pela extensa granitização (Evento Brasileiro). Representando ainda este último evento foram obtidas idades de 500-470 Ma e 450 Ma, em granitos e pegmatitos tardi a pós-tectônicos, respectivamente.

Cordani e Teixeira (in Fonseca et al., 1979) acrescentam ao panorama geocronológico anteriormente descrito isócronas Rb/Sr arqueanas (3280 e 3000 Ma) obtidas nas regiões de Juiz de Fora e Barbacena. Nestas isócronas, alguns pontos analíticos situaram-se no alinhamento de 2000 Ma que, em conjunto com algumas idades K/Ar, confirmam a superposição do Evento Transamazônico naquela região.

Oliveira (1980) retrabalhou os dados radiométricos apresentados por Cordani et al. (1973) em conjunto com novas determinações, obtendo uma isócrona Rb/Sr de referência de 1983 Ma para os granulitos do Complexo Juiz de Fora. Admite, entretanto, que esta idade pode representar o rejuvenescimento de rochas mais antigas, arqueanas. Apresenta ainda uma idade isocrônica Rb/Sr de 566 Ma para o mesmo conjunto, interpretada como o retrabalhamento das rochas granulíticas durante o Ciclo Brasileiro.

Machado Filho et al. (1983) elaboraram as seguintes considerações de cunho geocronológico para o domínio da folha Rio de Janeiro, na escala de 1:1.000.000: a) o Grupo Andrelândia foi

atribuído ao Proterozóico Inferior, com base em correlações estratigráficas com o Grupo Itapira; b) o Complexo Paraíba do Sul foi posicionado no Transamazônico (idade mínima), com rejuvenescimento Brasileiro; c) as supracrustais inseridas no Complexo Paraíba do Sul (Italva, Xistos Santana do Deserto) foram posicionadas no Proterozóico Médio (1,8-1,0 Ga); d) concluem que o gnaiss Piedade sofreu um intenso tectonismo no Evento Transamazônico, embora possa apresentar idades de formação mais antigas; e e) para o Complexo Juiz de Fora obtiveram idades isocrônicas Rb/Sr de 2650 e 2259 Ma.

Tassinari & Campos Neto (1988) apresentam o padrão geocronológico para a porção leste do Estado de São Paulo, compartimentada em cinco domínios tectônicos: Faixa Alto Rio Grande, Nappe Socorro-Guaxupé, Domínios São Roque, Embú e Costeiro. Para o domínio da Faixa Alto Rio Grande apresentam idades de 2,9 e 2,2-1,9 Ga interpretadas como eventos maiores formadores de rochas no embasamento do Grupo Itapira, que representaria uma sequência metavulcanossedimentar com idades em torno de 1,4 Ga. Obtiveram, ainda, idades do Proterozóico Superior, interpretadas como associadas à refusão de materiais pretéritos à da geração de corpos granitóides (Morungaba). Na Nappe Socorro-Guaxupé obtiveram dois importantes eventos formadores de rochas datados em 1,4 e 0,8 Ga. Neste segmento, os granitóides distribuem-se no tempo entre 1000 e 580 Ma, concentrando-se em três intervalos (1000, 800-750 e 600-570 Ma). O Domínio São Roque apresenta idades de formação para rochas vulcânicas félsicas em 1,8 Ga, além de dois eventos metamórficos

registrados em 1,4 Ga e 800-700 Ma, e por plutonismo granítico entre 700-550 Ma. No Domínio Embú, reportam idades desde 2,5 Ga, com um evento metamórfico em 1,4 Ga, migmatização no Proterozóico Superior (750 Ma), e geração de rochas graníticas entre 700-600 Ma. Finalmente, para o Domínio Costeiro, apresentam idades isocrônicas exclusivamente do Proterozóico Superior (650 Ma) que, em conjunto com as altas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, sugerem uma etapa de refusão crustal. Ainda neste domínio tectônico, os granitos pós-tectônicos, incluindo os tipos charnoquitóides, forneceram idades de 550 Ma.

Heilbron et al. (1989) divulgaram um conjunto de dados geocronológicos para os grupos São João del Rei e Andrelândia, e seu embasamento na porção sudeste do Estado de Minas Gerais. Os resultados radiométricos obtidos (idades K/Ar e Rb/Sr, e idades modelo Sm/Nd), interpretados em conjunto com evolução tectono-metamórfica da área, permitiu aos autores a elaboração do seguinte esquema evolutivo: a) extensivo magmatismo granodiorítico, com idades isocrônicas entre 2,2-1,9 Ga, atingiu o embasamento dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, constituído por terrenos granito-greenstone (terrenos de baixo grau), e por gnaisses tonalíticos, migmatitos e granulitos (terrenos de alto grau), formados no Arqueano, com importante retrabalhamento no Proterozóico Inferior. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente altas sugerem processos de refusão crustal para a geração destes magmas granodioríticos; b) as seqüências metassedimentares mesoproterozóicas (Ciclos Depositionais Lenheiro, Tiradentes, Carandaí e Andrelândia) sofreram um

importante evento termo-tectônico ao final do Proterozóico Médio (1,3 0,9 Ga), registrado em idades isocrônicas Rb/Sr, idades de resfriamento em anfibólio (idades K/Ar); c) as idades Sm/Nd modelo obtidas em rochas básicas intrusivas no CDA, com valores de 1,3-1,0 Ga corroboram com a idade de sedimentação mesoproterozóica para as sequências supracrustais acima citadas; e d) idades isocrônicas entre 860 e 600 Ma parecem indicar a abertura parcial e/ou total do sistema isotópico deste conjunto, causada por um segundo evento termo-tectônico ao final do Proterozóico Superior (Evento Brasileiro), relacionado à geração de granitos tardi-tectônicos e pegmatitos com idades Rb/Sr convencionais entre 670-640 Ma.

Campos Neto (1992) e Campos Neto & Figueiredo (1992) definem a orogênese Rio Doce, compreendida no intervalo de tempo entre 600 e 490 Ma. Estes autores, numa proposta diferente dos esquemas anteriormente visualizados, separam as atividades magmáticas e deformacionais ligadas a esta etapa colisional, da etapa orogênica anterior (Orogênese Brasileira). A Orogênese Rio Doce seria responsável pela formação de uma microplaca a leste dos terrenos do Domínio Juiz de Fora, e por sua posterior amalgamação, como um terreno suspeito, aos domínios tectônicos previamente configurados. O magmatismo calcioalcalino resultante desta colisão foi registrado nos domínios tectônicos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, com base na datações geocronológicas de Siga Jr. (1986), Siga Jr. et al. (1982) e Sollner et al. (1987, 1989), com idades entre 600-580 Ma. A instalação da Nappe de Empurrão Socorro - Guaxupé (Ítem 3.3) foi atribuída a esta etapa

orogênica. O plutonismo do Tipo-A (com idades entre o Cambro-Ordoviciano e o Ordoviciano Superior), registrado nos domínios Paraíba do Sul e Costeiro, representaria a evolução para um estágio tracional.

8.3- NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS Rb/Sr OBTIDOS PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA

Visando a acrescentar novos dados ao panorama geocronológico do conjunto dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, foram realizadas 11 determinações Rb/Sr em dois afloramentos da escama tectônica inferior (RPM-193 e CJE-44), situados entre as cidades de Conservatória e Santa Isabel do Rio Preto, representados, respectivamente, pelos números 1193 e 844 no mapa geológico (Anexo I). As análises Rb/Sr foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (CPGeo). Os teores de Rubídio e Estrôncio foram obtidos por fluorescência de raios-X (Philips). Nas amostras com teores baixos de Rb e/ou Sr, foi necessária a realização de diluição isotópica. As dosagens isotópicas foram obtidas em espectrômetro de massa de fonte sólida (VG-354). Para a construção dos diagramas isocrônicos, seguiu-se o método dos mínimos quadrados de Williamson (1968), e no cálculo das idades foi utilizado o valor de $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ para a constante de decaimento do Rb⁸⁷. Os resultados analíticos obtidos são apresentados na abaixo, na Tabela 8.1.

n de campo	Rb	Sr	Rb^{86}/Sr^{86}	erro	Sr^{87}/Sr^{86}	erro
CJE 44-1	37,00	120,00	0,8960	0,2500	0,743950	0,000080
CJE-44-2	16,97	135,34	0,3639	0,0250	0,736500	0,000160
CJE-44-3	19,93	129,23	0,4477	0,0075	0,742490	0,000060
CJE-44-3*	33,00	129,23	0,7420	0,0210	0,742490	0,000060
CJE-44-4	118,00	114,00	3,0215	0,0850	0,793570	0,000090
CJE-44-6B	6,41	157,78	0,1181	0,0021	0,752110	0,000090
CJE-44-8	95,00	110,00	2,5190	0,0710	0,785690	0,000110
RPM-193C	111,00	347,00	0,9280	0,0260	0,732570	0,000070
RPM-193E	191,00	303,00	1,8300	0,0520	0,737370	0,000120
RPM-193F	37,00	750,00	0,1430	0,0040	0,707140	0,000080
RPM-193G	186,00	327,00	1,6510	0,0470	0,738790	0,000130
RPM-193H	133,00	330,00	1,1690	0,0330	0,732510	0,000070

Tabela 8.1- Dados geocronológicos obtidos no CPGeo/IGUSP (* valor utilizado na confecção dos diagramas isocrônicos).

Para o afloramento RPM-193, obteve-se o diagrama isocrônico apresentado na Figura 8.2, com idade de 1729 ± 29 Ma e MSWD de 62,9. A razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,7036 indica a contribuição importante de material juvenil na gênese destas rochas. Apesar da grande dispersão apresentada (MSWD com valores para errôcrônicas), esta idade foi interpretada como valor mínimo para o metamorfismo granulítico M_e , impresso em litologias de pouca vivência crustal. A amostra RPM-193e mostra maior desalinhamento no diagrama isocrônico da Figura 8.2, e possui indicações petrográficas (blastese de K-feldspato) e geoquímicas (enriquecimento em Rb e K se comparada as outras amostras da mesma série magmática (Capítulo 9), sugestivas de provável abertura de seu sistema isotópico em eventos termotectônicos posteriores (Ett-B) relacionados à deformação e metamorfismo do CDA, no Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF).

O afloramento CJE-44 é composto por rochas granulíticas pertencentes à duas séries magmáticas (Capítulo 9) distintas: a)

FIG. 8.1 - DIAGRAMA ISOGRÔNICO Sr^{87}/Sr^{86} x Rb^{87}/Sr^{86} PARA O AFLORAMENTO CJE-44 (PONTO 844 NO ANEXO I)

FIG. 8.2 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Sr/Sr x Rb/Sr PARA O AFLORAMENTO DE ROCHAS GRANULÍTICAS RPM-193 (PONTO 1093 NO ANEXO I)

os granulitos félsicos com composição granítica pertencem à Série Cálcio-alkalina (Álcali-cálcica) de Alto K_2O - amostras 44-4 e 44-5; b) os granulitos máficos com composição de alcalibasaltos integram a Série Toleítica de Alto TiO_2 , enriquecida em LILE - Amostras 44-1, 44-2, 44-3. Cortanto o conjunto máfico, ocorrem pegmatóides grossos esverdeados - amostra 44-6b. O diagrama isocrônico construído com 5 pontos (Figura 8.1), excetuando a rocha pegmatóide, indica uma idade de 1646 ± 45 Ma (idade mínima para o metamorfismo granulítico ?), com MSWD de 121, valor excessivamente alto para ser considerado uma isócrona. Em que se pese a enorme dispersão do conjunto, a razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial é alta (0,72972), indicando que estes materiais têm vivência crustal mais longa. Quando utilizamos somente as rochas máficas, pertencentes à mesma Série Magmática e, portanto, teoricamente integrantes de um sistema isotópico homogêneo, obtém-se a idade de aproximada de 1000 Ma. Neste caso, a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} ainda é alta (0,73600), mas a idade obtida pode não ter nenhum significado geológico, como as demais.

Os resultados obtidos não são satisfatórios, e do mesmo modo que outras errôcronas apresentadas para os granulitos integrantes do CJF, indicam que houve perturbação do sistema isotópico destas rochas em Etts mais jovens. A superposição do Ett-B pode ser comprovada pelas idades K-Ar obtidas nestas rochas granulíticas transamazônicas, ou em parte arqueanas. Apesar da enorme dispersão das amostras, os resultados confirmam que o embasamento do CDA é policíclico, com rochas formadas no Ett-T e tipos litológicos mais antigos (arqueanos ?), retrabalhados neste

evento. Esta também é a opinião de outros autores que abordaram a problemática do CJF, como Oliveira (1980), Cordani et al. (1973), Machado Filho et al. (1983), dentre outros.

Outro ponto que merece ser abordado neste item trata da aplicação do método Rb/Sr na detecção de processos petrogenéticos de longa duração, como por exemplo o metamorfismo granulítico na base da crosta adelgada durante ou após períodos extensionais (Newton et al., 1980; Newton, 1981; Wells, 1980). Neste caso, não existe perda episódica, como por exemplo um novo pulso metamórfico em ambientes colisionais, mas sim modificações no sistema isotópico das rochas que permanecem aquecidas durante longo período geológico (centenas de milhares de anos). Desta forma, seria esperada a obtenção de idades Rb/Sr dispersas ao longo de intervalos maiores de tempo.

No caso da idade do metamorfismo granulítico do CJF, tal como abordado no capítulo anterior, existem duas possibilidades que merecem ser investigadas: a) o Me tem idade transamazônica e b) o Me de fácies granulito é impresso no conjunto do embasamento durante longo tempo geológico, associado ao adelgaçamento crustal que resultou na abertura das bacias ensiálicas do Proterozóico Médio. Os poucos dados geocronológicos disponíveis, a maior parte pelo método Rb/Sr, não permitem o esclarecimento desta questão.

8.4- DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DISPONÍVEIS PARA OS EVENTOS M_1 (SIN D_1+D_2) E M_2 (SIN A TARDI- D_3): A QUESTÃO DO MONO X POLICICLISMO NA SEÇÃO ABORDADA

Um dos pontos mais polêmicos relativos ao entendimento da evolução das faixas móveis que bordejam o Cráton do São Francisco refere-se à questão de admitir uma evolução monocíclica (Evento Termo-tectônico Brasileiro EttB) ou bicíclica (Evento Termo-tectônico Uruaçuano- EttU, seguido pelo EttB). Diversas são as opiniões sobre este tema, em parte fruto da escassez de determinações geocronológicas por métodos mais retentivos (U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd), capazes de contribuir para a solução desta questão. O panorama geocronológico disponível, praticamente só com idades K-Ar e Rb-Sr, ainda deixa margem para diversas interpretações.

Alguns autores, como Heilbron et al. (1990), Campos Neto (1992), Ribeiro et al. (1992) e Campos Neto et al. (1990) admitem uma evolução bicíclica para a região de ocorrência do Ciclo Depositional Andrelândia (denominada Faixa Alto Rio Grande por Hasui et al. 1982). A hipótese bicíclica (que admite a existência de um evento termo-tectônico no Proterozóico Médio- EttU) é baseada em diagramas isocrônicos Rb/Sr de qualidade discutível (erróneas com MSWD elevado), obtidas nos metassedimentos do Ciclo Depositional Andrelândia (CDA). Exceção à regra é a idade do granitóide Taguar, intrusivo no CDA, obtida a partir de uma isócrona de afloramento de melhor qualidade (Vasconcellos, 1988; Campos Neto, 1992), com cerca de 1,4 Ga. Estes últimos autores utilizam esta idade para subdividir o Ciclo Tectônico Uruaçuano em dois períodos orogenéticos (Taguar - 1,4

Ga e Andrelândiano-1,1 Ga). De qualquer forma, a idade de um único corpo granitóide, de ocorrência pontual e afinidade geoquímica cálcio-alcalina de alto K_2O , e as "errócronas" Rb/Sr, obtidas nos metassedimentos do CDA, não constituem ainda indicações seguras da existência de evento(s) termo-tectônico(s) no Proterozóico Médio.

De outro lado, existe um razoável número de determinações geocronológicas Rb/Sr e mais recentemente U/Pb, no domínio do Ciclo Depositional Andrelândia e seu embasamento, e para a faixa Ribeira (incluindo os domínios tectônicos DTJF e DTPS, a região costeira do Estado do Rio de Janeiro, e no sul do Estado do Espírito Santo), que indicam sistematicamente idades associadas ao Evento Brasileiro e/ou Rio Doce (Campos Neto, 1992; Siga Jr. et al., 1982; Fonseca et al., 1984; Wiedemann, 1989; Sollner et al., 1987).

Os dados geológicos e a relação metamorfismo x deformação, obtidos pela autora na seção geotransversal aqui abordada, indicam que os três compartimentos tectônicos DTAND (considerado por alguns autores como integrante da faixa Alto Rio Grande), DTJF e DTPS (integrantes da Faixa Ribeira) sofreram semelhante evolução termotectônica: a) o metamorfismo principal com características de pressão média a alta (M_1) está temporalmente associado à deformação D_1+D_2 , inicialmente de baixo ângulo, que se transforma em uma transpressão com a evolução do processo de convergência; b) o metamorfismo M_2 , com características de pressão mais baixa e extensivo magmatismo de composição intermediária a ácida, associa-se temporalmente às deformações

tardias D_3 e D_4 . Como discutido no Capítulo 7, estas duas etapas metamórficas poderiam representar, respectivamente, os estágios sin e pós-colisional de uma única convergência, sem que houvesse grande lapso de tempo entre eles. Este tipo de situação, no qual o período metamórfico de pressão mais alta é sucedido por um período com metamorfismo de pressão mais baixa (caminho $P \times T \times t$ horário) associado à refusão crustal e do manto litosférico, já foi descrita por vários autores em orógenos tipo cordilheiranos ou colisionais. Estudos teóricos desta evolução metamórfica são apresentados por England & Thompson (1984) e por Thompson & England (1984). Como exemplos, podem-se citar os Alpes e Himalaias (Oxburgh & Turcotte, 1974; England & Richardson, 1977; Compagnoni et al., 1977; Frey et al. 1974; o Caledoniano da Noruega (Krogh, 1977), e até exemplos precambrianos como o Grenville Central (Indares & Martignole, 1990). Os dados geotermo-barométricos, recentemente reportados por Trouw (1992) para o CDA, na região ao norte da área enfocada indicam uma evolução metamórfica deste tipo, ou seja um caminho $P \times T \times t$ horário (Capítulo 7).

Concluindo, apesar da existência de idades Rb/Sr do Proterozóico Médio (em metassedimentos e no granitóide Taguar), a situação geológica encontrada nesta seção geotransversal poderia resultar de um único evento termotectônico de idade brasileira, responsável pelos processos geológicos, abaixo sintetizados: a) encurtamento crustal pronunciado resultando no fechamento da Bacia Andrelândia; b) metamorfismo evoluindo de um gradiente de pressão média a elevada na etapa M_1 (sin-colisional), para um

gradiente de pressão mais baixa na etapa M_2 (pós-colisional); c) pela geração do magmatismo tipo I Cordilheirano e/ou Caledoniano e corpos granitóides tipo S (resultantes da refusão do conjunto metassedimentar) tardi - tectônicos (inter D_2 - D_3 a sin- D_3), em parte como consequência do aumento do gradiente geotérmico devido à duplicação crustal e rápido relaxamento das isotermas.

Neste modelo monocíclico, as idades mesoproterozóicas Rb/Sr encontradas no CDA refletiriam idades herdadas da área fonte (sedimentos arcoceanos ou grauváquicos), parcialmente rehomogenizadas neste evento termotecônico. Seguindo esta linha de raciocínio, o granito Taguar, de Vasconcellos (1988), poderia ser interpretado como um granitóide intraplaca do Proterozóico Médio. De qualquer forma, somente a obtenção de novos dados geocronológicos, através de métodos mais retentivos, poderá esclarecer esta questão.

Na região estudada em detalhe, não foram encontrados granitóides com tendência alcalina (granitóides tipo A), atribuídos por Campos Neto & Figueiredo (1992) ao final da etapa orogenética Rio Doce.

8.5- A DIFICULDADE NO POSICIONAMENTO TEMPORAL DO GRUPO PARAÍBA DO SUL E DA SUÍTE INTRUSIVA QUIRINO-DORÂNDIA

Na região específica deste trabalho, não existem determinações geocronológicas relativas aos dois conjuntos litológicos constituintes do Domínio Tectônico Paraíba do Sul (metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul-GPS e granitóides da Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia - SIQD).

Um pouco mais a leste-nordeste desta seção, foram obtidas idades transamazônicas para gnaisses bandados, atribuídos ao Complexo Paraíba do Sul, nos arredores de Três Rios, por Delhal et al. (1969). Entretanto, os tipos litológicos descritos parecem corresponder a rochas gnaíssico-migmatíticas do embasamento, e não ao conjunto metassedimentar com gnaisses (arcóseos e grauvacas), metapelitos e rochas carbonáticas denominado de Grupo Paraíba do Sul neste trabalho, e como entendido por Rosier (1957, 1965) e Ebert (1968, 1971, 1984). Estes autores utilizavam o termo Série ou Grupo Paraíba ou Paraíba-Desengano para um conjunto litológico predominantemente paraderivado.

De outro lado, as determinações geocronológicas obtidas por Delhal et al. (1969) para o Batólito Serra dos Orgãos, intrusivo nos metassedimentos do Paraíba do Sul (Cordani et al., 1968, Delhal et al., op. cit.; Machado Filho et al., 1983; Machado & Demange, 1992; Sad & Dutra, 1988) indicam idades do Evento Termo-tectônico Brasileiro (com cerca de 620-600 Ma).

Os dados geológicos detalhados, obtidos neste trabalho, indicam que as rochas do Domínio Tectônico Paraíba do Sul (DTPS) no segmento Ipiabas - Barra do Piraí (Anexo I) sofreram os mesmos eventos deformacionais e metamórficos ($D_1+D_2-M_1$ e D_3-M_2) detectados nos domínios tectônicos subjacentes DTJF e DTAND (Heilbron, 1990, Heilbron et al., 1991). Desta forma, os pontos expostos acima limitam a época de deposição dos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul (GPS) no período de tempo compreendido entre o Evento Termo-tectônico Transamazônico (Ett-T) registrado no embasamento, e o Evento Termo-tectônico Brasileiro (Ett-B)

responsável pelo metamorfismo e geração de granitóides intrusivos.

Neste sentido, as rochas supracrustais do CDA e GPS poderiam ter sido sedimentadas no mesmo intervalo de tempo, durante todo o Proterozóico Médio e início do Neoproterozóico. As relações de contato entre as duas seqüências supracrustais, no âmbito da seção geotransversal enfocada, são sempre de caráter tectônico, o que impossibilita o entendimento da idade relativa entre estes dois conjuntos.

CAPÍTULO 9

LITOGEOQUÍMICA

9.1 - ORTOGRANULITOS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA: MAGMATISMO EOPROTEROZÓICO-ARQUEANO

9.1.1- INTRODUÇÃO E OBJETIVOS DA ABORDAGEM

A abordagem litogeoquímica constitui uma ferramenta particularmente útil em áreas complexas (polideformadas e com metamorfismo de alto grau), como por exemplo o terreno granulítico do Complexo Juiz de Fora. Neste caso, a deformação e recristalização intensas, obliteram as feições mineralógicas e texturais originais, dificultando o reconhecimento de seus protólitos.

No caso aqui abordado, a incorporação deste terreno em nova etapa colisional (D_1+D_2) causou a interdigitação tectônica entre os granulitos (CJF) e rochas supracrustais mais jovens (CDA), especialmente no Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF). Como resultado desta tectônica, foram mascaradas relações temporais e espaciais dos diferentes conjuntos ígneos, dificultando sobremaneira o reconhecimento de suítes ou séries magmáticas que auxiliariam as interpretações de ambientação geotectônica.

O estudo litogeoquímico aqui apresentado foi realizado nas rochas granulíticas "strictu sensu", excluindo-se as rochas supracrustais do CDA, interdigitadas com o primeiro conjunto durante as fases da Deformação Principal. Considerações relativas à caracterização de distintas séries magmáticas e seus ambientes tectônicos de formação, bem como a identificação de seus protólitos constituem o escopo desta abordagem.

A abordagem geoquímica das rochas granulíticas do CJF será realizada na seguinte sequência: discussão dos trabalhos ante-

riores, descrição dos litotipos analisados, apresentação das distintas séries magmáticas, discussão da origem ortoderivada, classificação e abundância dos litotipos nas diferentes séries, caracterização geoquímica, e considerações geotectônicas.

9.1.2- TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos de cunho geoquímico realizados nestas rochas foram apresentados por Oliveira (1980, 1982), que incluiu parte das rochas supracrustais no contexto do CJF. A boa correlação observada em diversos diagramas (Harker, números de Niggli, $K_2O \times Na_2O \times CaO$, $Fe_2O_3 \times MgO \times TiO_2$, dentre outros) foi utilizada como argumento para uma origem ortoderivada. Este autor interpretou o conjunto como representante de uma série calcioalcalina diferenciada, com empobrecimento em Rb e ligeiro enriquecimento em Zr, Sr e Ba, quando comparada às características da crosta superior. Como modelo genético, advoga que os granulitos representam o resíduo empobrecido em álcalis, resultante da anatexia generalizada, que teria remobilizado fluidos ricos nestes elementos. Admite, inclusive, que possa ter ocorrido anatexia em rochas já desidratadas, gerando migmatitos com leucossoma charnockítico.

Machado Filho et al. (1983) subdividem o CJF em duas unidades: uma ortoderivada e outra paraderivada (equivalente, neste trabalho, às rochas do CDA). Admitem que a unidade ortoderivada possuía um "trend" misto calcioalcalino - toleítico, com acentuado enriquecimento em ferro. Os autores advogam que estas rochas granulíticas poderiam ser representantes da base da

crosta e, em parte (os tipos toleíticos), poderiam representar a crosta basáltica arqueana.

Barbosa & Grossi Sad (1983a, b) e Grossi Sad & Barbosa (1985), com base no mapeamento geológico realizado através do Convênio entre DRM-RJ e empresas, subdividem o CJF em três unidades: Comendador Venâncio, Raposos e Itaperuna (já discutidas no Capítulo 4). Baseados em dados litogeoquímicos, estes autores sugerem que os grupos de rochas básicas (subunidade cpd) e de rochas intermediárias a ácidas (subunidade cck) sejam geneticamente distintos. O primeiro grupo mostra afinidade toleítica com teores de FeO e FeO/MgO compatíveis com toleitos abissais; já o segundo apresenta tendência calcioalcalina e foi interpretado como originado a partir de metassedimentos, ou alternativamente como injeções ígneas félsicas no material de composição mais básica.

Figueiredo & Campos Neto (1989) e Campos Neto & Figueiredo (1990) descrevem a litogeoquímica do Complexo Juiz de Fora no norte fluminense. Embora os autores utilizem a mesma denominação (CJF), os litotipos descritos diferem dos encontrados na área aqui enfocada por possuírem xenólitos de rochas calcissilicáticas. Descrevem duas unidades, Itaperuna-Comendador Venâncio (na fácies granulito) e Ortognaisses São João do Paraíso (na fácies anfibolito) com características geoquímicas idênticas. Nas duas unidades foram reconhecidas duas seqüências: a) calcioalcalina típica, com termos básicos- intermediários- ácidos mais enriquecida em Mg, Ca e Cr, com padrões de ETR moderadamente fracionados e com variáveis anomalias de Eu; e b) calcio-

alcalina enriquecida em LILE, mais rica em Fe, Ti, K, Rb, Ba, Nb, Zr e TRL, com padrões de ETR mais fracionados e anomalias negativas de Eu.

9.1.3- LITOTIPOS E ANÁLISES REALIZADAS

Foram realizadas 32 análises de rochas granulíticas das escamas superior e inferior (vide Anexo 1 para localização), integrantes do Complexo Juiz de Fora. As análises foram efetuadas pela Geolab (Divisão de Laboratórios da Geosol Ltda.), empregando os seguintes métodos: fluorescência de raios-X (FRX), com fusão de pó de amostra misturado a tetraborato de lítio (para Si, Al, Ti, Ca, Fe total e todos os traços (excluindo-se os ETR); absorção atômica (para Mn, Ca, Na, K e Mg); titulação com permanganato de potássio (para Fe^{2+}). A determinação dos ETR foi realizada por espectrometria de plasma (ICP), segundo a metodologia descrita por Dutra (1984). Os erros analíticos estimados são: 2% para FRX à fusão e para absorção atômica, e 5% para FRX em pó prensado.

Selecionaram-se as amostras menos alteradas, com controle petrográfico, escolhendo-se tipos com variação de sílica, para incluir rochas com composição desde básica até ácida. Os pontos selecionados estão localizados no Anexo I, e uma descrição petrográfica sucinta destas amostras é apresentada na Tabela 9.1, enquanto os dados analíticos são reportados nas Tabelas 9.2a, 9.2b, 9.2c e 9.2d. As correções para a base anidra e para o ferro, bem como a metodologia empregada na preparação das amostras são descritas no Apêndice do trabalho.

TABELA 9.1- DESCRIÇÃO DAS ROCHAS GRANULÍTICAS ANALISADAS.

	N DE CAMPO	N NO ANEXO I	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA
SÉRIE I	CJE 44-1	844/1	Granulito xistoso cinza esverdeado, com biotita e blastos de k-feldspato	OPX, CPX, PLAG, HBL, B10, QZ0 OP, AP, ZR
	CJE 44-11	844/11	Granulito xistoso verde escuro, com anfíbólio e biotita	CPX, OPX, PLAG, HBL, B10, QZ0 OP, AP, ZR
	CJE 44-6/B	844/6B	Pegmatóide cor de cana com blastos de piroxênio	Amostra reduzida, s/ lâmina delgada
	CON 204	3004	Granulito grosseiro cinza esverdeado, com blastos de piroxênio	Amostra reduzida, s/ lâmina delgada
	NSA-U-9B	3909/D	Granulito cinza escuro, grosseiro c/ biotita e hornblenda	B10, HBL, OPX, CPX, PLAG, QZ0 OP, AP
SÉRIE II	RPM 520/B	1520/B	Granulito cinza escuro, grosseiro e xistoso	OPX, HBL, PLAG, B10, OP, QZ0, AP
	RPM 534	1534	Granulito milonítico, cinza escuro	OPX, HBL, PLAG, B10, QZ, B10, AP, OP
	NSA CM 94	3094	Granulito esverdeado, rico em anfíbólio	OPX, HBL, PLAG, QZ0, OP, B10 AP
	BP CM 166/B	3166	Granulito cinza esverdeado, grano - blástico	OPX, CPX, HBL, PLAG, QZ0, AP,
	BP CM 151	3151	Granulito cinza escuro, granoblástico	CPX, OPX, HBL, PLAG, QZ0, OP
	BP CM 150/E	3150/E	Granulito bandado, xistoso, fino com cor cinza esverdeada	OPX, B10, PLAG, QZ0, CPX, ZR
	NSA U-8	3908	Granulito cinza escuro, xistoso rico em biotita, com rara granada	OPX, B10, PLAG, QZ0, AP, OP, HBL, ZR
SÉRIE III	CPH 118	2118	Granulito negro, rico em opacos e anfíbólio	CPX, HBL, OP (MAGNETITA), PLAG
	VAL M 503/A e 503/B	1503/A 1503/B	Granulito cinza escuro, granoblástico	Amostra reduzida, s/ lâmina delgada
	BP CM 153/B	3153/B	Granulito esverdeado, grosseiro, com textura granoblástica	OPX, HBL, B10, PLAG, QZ0, OP
	VAL M 276	1276	Granulito cinza escuro, fino, com textura granoblástica	HBL, B10, PLAG, QZ0, AP, OP, ZR E RARO OPX
	RPM 555	1555	Granulito, grosseiro, granoblástico, com lentes pegmatóides com blastos de piroxênio	S/ lâmina delgada
	BP CM 231	3231	Granulito xistoso, cinzento, com bandamento centimétrico	HBL, B10, PLAG, QZ0, RARO OPX, AP, ZR, OP
	NSA U 9/A	3909/A	Granulito xistoso, cinza esverdeado, com biotita e pirita	HBL, B10, RARO OPX, PLAG, QZ0, ZR, OP, AP
	BP CM 142	3142	Granulito bandado, com textura gnáissica, e blastos de opx castanho	HBL, B10, PLAG, QZ0, AP, BUT, RARO OPX, OP
	RPM 546	1546	Granulito grosseiro, cinza escuro, c textura granoblástica	Amostra reduzida, s/ lâmina delgada
	RPM 193/E	1193/E	Granulito cinza esverdeado, xistoso, com biotita e blastos de feldspatos	OPX, B10, PLAG, KF, QZ0, HBL, OP
SÉRIE IV	BP CM 148	3148	Granulito cinza escuro, granoblástico	OPX, B10, PLAG, QZ0, OP, AP
	VAL M 551/A	1551/A	Granulito cinza escuro, granoblástico	S/ lâmina delgada
	RPM 344/E	1344/E	Granulito cinza esverdeado, grano - blástico, com feldspatos verdes	KF, PLAG, QZ0, OPX, CPX, B10, ZR, OP
	RPM 565/A	1565/A	Granulito leucocrático, esverdeado com manchas máficas	KF, PLAG, QZ0, B10, OPX, ZR
	RPM 570	1570	Granulito grosseiro, leucocrático, com feldspatos esverdeados	KF, QZ0, PLAG, OPX, B10, ZR, OP

CONTINUAÇÃO DA TABELA 9.1

	N DE CAMPO	N NO ANEXO I	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA
SÉRIE IO	BP CM 158/ A	3158	Granulito félsico, grosseiro, grano- blástico.	KF, QZ0, PLAG, GRAN, B10, HBL, AAAO OPX, OP, ZR
	NSA U 9/B	3989/B	Granulito félsico, com foliação mío- nítica, c/ porfiroblastos de pirox.	KF, QZ0, PLAG, B10, HBL, OPX, ZR, CL E CB
	NSA U 9/C	3989/C	Granulito verde claro, granoblástico com feldspatos rosados	S/ lâmina delgada
	CJE 44/7	844/7	Granulito félsico, xistoso, com rara biotita e blastos de piroxênio com coloração castanha.	KF, QZ0, B10, PLAG, ZR, CL

9.1.4- APRESENTAÇÃO DAS DISTINTAS SÉRIES MAGMÁTICAS ENCONTRADAS

Com base na caracterização e no comportamento dos elementos maiores e traços (Figuras 9.1a, b, c e d), e especialmente no padrão dos elementos terras raras normalizados por condrito (Figuras 9.2a, b, c e d) as rochas granulíticas do CJF foram, tentativamente, subdivididas em quatro conjuntos, posteriormente caracterizados como distintas séries magmáticas, apresentadas a seguir (representadas desde o início da abordagem geoquímica, com diferentes simbologias):

I- Série Alcalina (representada por triângulos).

II- Série Toleítica de Baixo Ti (representada por x).

III- Série Calcioalcalina (representada por círculos).

IV- Série Calcioalcalina de Alto K, enriquecida em LILE (representada por quadrados).

A caracterização dos litotipos e a distinção geoquímica entre as quatro séries, bem como a discussão sobre amostras alteradas ou sobre a existência de cumulos serão apresentadas nos itens 9.1.6 e 9.1.7 deste Capítulo.

	CON-204	CJE-44-1	CJE-44-11	NSA-5-90	CJE-44-68
SiO2	48.70	47.80	48.00	48.70	55.70
TiO2	4.50	3.50	3.50	3.30	2.10
Al2O3	14.30	12.70	12.40	12.90	15.40
Fe2O3	1.50	9.10	6.70	5.80	3.00
FeO	10.40	7.10	10.00	10.10	7.10
MnO	0.23	0.28	0.27	0.29	0.22
MgO	3.90	3.90	3.70	4.10	2.40
CaO	8.60	8.40	8.10	6.90	5.50
Na2O	2.70	4.00	4.10	4.10	5.80
K2O	1.70	1.40	1.40	1.40	1.10
P2O5	2.10	0.70	0.73	0.58	0.54
Total	98.63	98.88	98.90	98.17	98.86
H2O	0.72	0.48	0.55	0.67	0.64
CO2	0.25	0.45	0.25	0.80	0.45
LOI	1.13	1.28	1.13	1.55	1.49
Mg #	37.17	31.25	29.15	32.29	30.38
Cr	11	37	33	-	18
Ni	49	61	56	-	55
Co	-	-	-	72	-
V	-	-	-	280	-
K	14112	11622	11622	11622	9131
Rb	37	22	20	20	18
Ba	570	370	390	412	160
Sr	430	110	130	97	170
Nb	25.0	43.0	33.0	93.0	48.0
Zr	140	230	300	270	110
Ti	26978	20983	20983	19784	12589
Y	32	50	49	140	13
La	-	32.96	37.85	30.95	29.06
Ce	-	87.15	94.80	90.69	71.34
Nd	-	54.34	56.77	61.92	39.90
Sm	-	13.68	12.51	16.65	7.97
Eu	-	2.19	2.89	1.94	1.63
Gd	-	13.87	11.32	16.96	6.49
Dy	-	13.74	12.61	22.97	5.35
Ho	-	2.79	2.64	4.50	0.96
Er	-	6.47	7.14	11.62	2.29
Yb	-	7.10	6.72	8.86	1.65
Lu	-	1.00	0.96	0.98	0.23
Cl	90.00	490.00	280.00	420.00	20.00

Tabela 9.2a - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Alcalina.

	RPM-520-B	RPM-534	NSA-CM-94	BP-CM-166B	BP-CM-151	BP-CM-150E	NSA-5-8
SiO2	49.00	49.20	49.90	50.00	51.10	57.10	61.30
TiO2	1.50	1.40	0.88	1.80	0.59	0.58	0.70
Al2O3	15.00	14.60	15.10	14.20	13.20	14.30	17.00
Fe2O3	4.70	2.90	2.10	1.30	1.80	0.98	0.58
FeO	7.80	9.10	8.00	12.50	8.40	7.40	5.20
MnO	0.20	0.20	0.21	0.28	0.22	0.22	0.15
MgO	6.30	6.80	8.70	5.50	8.40	5.70	2.90
CaO	11.60	11.80	11.40	10.10	11.60	7.90	5.10
Na2O	2.40	2.50	1.80	2.90	2.80	4.20	3.50
K2O	0.19	0.16	0.58	0.33	0.48	0.38	1.80
P2O5	0.11	0.12	0.06	0.23	0.05	0.05	0.30
Total	98.80	98.78	98.73	99.14	98.64	98.81	98.53
H2O	0.76	0.53	0.89	0.48	0.34	0.45	0.81
CO2	0.25	0.55	0.25	0.25	0.45	0.55	0.40
LOI	1.03	1.10	1.22	0.82	0.89	1.22	1.31
Mg #	48.27	50.86	61.05	41.76	59.90	55.09	47.46
Cr	0	-	320	210	450	120	59
Ni	0	-	110	71	140	71	55
Co	72	72	-	-	-	-	-
V	320	300	-	-	-	-	-
K	1577	1328	4815	2739	3985	3154	14942
Rb	9	8	13	12	12	12	91
Ba	72	72	20	20	100	280	660
Sr	180	140	150	130	120	270	500
Nb	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	12.0
Zr	83	79	37	100	30	47	140
Ti	8993	8393	5276	10791	3537	3477	4197
Y	19	21	10	16	10	10	39
La	5.72	5.91	-	-	-	-	-
Ce	16.91	16.84	-	-	-	-	-
Nd	11.24	10.74	-	-	-	-	-
Sm	3.04	2.86	-	-	-	-	-
Eu	0.88	0.80	-	-	-	-	-
Gd	3.08	2.87	-	-	-	-	-
Dy	3.17	2.86	-	-	-	-	-
Ho	0.64	0.60	-	-	-	-	-
Er	1.77	1.76	-	-	-	-	-
Yb	1.38	1.39	-	-	-	-	-
Lu	0.19	0.20	-	-	-	-	-
Cl	1160.00	1270.00	33.00	1000.00	20.00	20.00	190.00

Tabela 9.2b - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Toleítica de baixo TiO2.

	CPH-118	VAL-M-503-	VAL-M-503A	RPM-555	BP-CM-153B	VAL-M-276	BP-CM-231	NSA-5-9A	BP-CM-142	RPM-546	RPM-193E
SiO ₂	38.40	49.30	49.80	57.60	57.90	58.00	58.80	59.10	61.80	62.90	65.10
TiO ₂	1.80	1.80	1.80	0.83	0.89	0.87	0.75	0.86	1.00	0.83	0.45
Al ₂ O ₃	12.20	13.40	13.80	15.80	16.70	15.80	15.70	15.80	15.20	14.70	14.80
Fe ₂ O ₃	11.80	5.50	4.30	2.10	1.10	5.00	3.30	1.40	2.00	1.50	1.10
FeO	8.70	9.80	9.80	6.60	7.00	3.20	4.60	5.80	5.20	5.00	3.10
MnO	0.21	0.21	0.21	0.25	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.11	0.08
MgO	11.40	5.50	5.60	3.90	3.40	3.60	3.30	3.60	1.80	2.50	2.40
CaO	12.90	9.10	9.30	5.00	6.20	6.30	6.10	5.30	4.80	3.90	2.70
Na ₂ O	0.87	3.20	3.30	3.80	4.50	4.00	4.30	4.40	5.00	4.20	3.20
K ₂ O	0.13	0.83	0.86	2.20	1.40	1.80	1.70	2.10	1.20	2.00	4.70
P ₂ O ₅	0.13	0.23	0.24	0.61	0.33	0.20	0.24	0.32	0.33	0.20	0.14
Total	98.54	98.87	99.01	98.69	99.60	98.92	98.94	98.83	98.48	97.84	97.77
H ₂ O	0.89	0.45	0.30	0.73	0.41	0.51	0.47	0.63	0.54	0.74	0.70
CO ₂	0.25	0.40	0.40	0.40	0.25	0.25	0.25	0.40	0.80	1.00	1.30
LOI	1.20	0.90	0.70	1.14	0.77	0.79	0.75	1.17	1.50	1.78	2.09
Mg #	51.26	39.92	42.20	45.01	43.13	45.45	43.72	47.61	31.42	41.23	51.12
Cr	-	-	-	-	79	-	-	100	23	-	-
Ni	-	-	-	-	56	-	-	62	55	-	-
Co	123	77	77	46	-	87	51	-	-	41	46
V	290	280	290	98	-	120	130	-	-	130	72
K	1079	6890	7139	18263	11622	14942	14112	17433	9962	16603	39016
Rb	5	19	19	94	29	15	34	87	18	100	190
Ba	45	493	493	358	620	421	1254	880	730	546	896
Sr	160	190	210	290	600	300	600	530	490	350	350
Nb	11.0	14.0	10.0	17.0	12.0	10.0	12.0	18.0	10.0	13.0	19.0
Zr	68	160	170	240	190	75	180	200	120	190	250
Ti	10791	10791	10791	4976	5336	5216	4496	5156	5995	4976	2698
Y	17	32	33	51	20	42	24	42	14	22	18
La	13.50	16.15	18.14	22.48	-	31.40	23.38	-	-	38.21	26.85
Ce	34.43	40.22	42.05	60.28	-	75.26	55.50	-	-	86.60	57.38
Nd	16.74	20.75	22.19	34.08	-	35.09	27.50	-	-	35.64	24.32
Sm	3.57	4.66	5.04	7.76	-	6.77	5.20	-	-	5.84	4.79
Eu	0.76	1.17	1.28	0.89	-	1.23	1.19	-	-	0.74	0.85
Gd	3.11	4.22	4.65	6.75	-	5.09	3.86	-	-	4.30	3.61
Dy	2.70	4.29	4.96	6.75	-	4.36	2.99	-	-	2.87	2.14
Ho	0.60	0.93	1.04	1.48	-	0.92	0.62	-	-	0.61	0.42
Er	1.91	2.84	3.04	3.92	-	2.69	1.72	-	-	1.60	1.07
Yb	1.51	2.50	2.63	3.27	-	2.43	1.51	-	-	1.27	0.68
Lu	0.20	0.34	0.33	0.42	-	0.34	0.21	-	-	0.18	0.12
Cl	20.00	50.00	44.00	140.00	260.00	120.00	470.00	300.00	650.00	330.00	210.00

Tabela 9.2c - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Calcioalcalina.

	BP-CM-148	VAL-M-511A	RPM-344E	RPM-565A	RPM-570	BP-CM-150A	NSA-5-9B	NSA-5-9C	CJE-44-7
SiO2	53.50	58.10	65.00	70.50	70.70	71.00	74.60	74.70	76.20
TiO2	1.50	0.82	0.42	0.19	0.50	0.36	0.40	0.24	0.13
Al2O3	17.20	18.10	15.60	13.90	13.90	15.40	11.80	12.60	12.00
Fe2O3	1.10	1.30	1.20	0.64	0.84	0.63	0.81	0.29	0.95
FeO*	6.80	4.80	2.90	1.40	1.40	0.87	0.98	1.01	0.14
MnO	0.22	0.09	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02
MgO	3.80	2.90	2.00	0.77	1.50	0.14	0.31	0.20	0.12
CaO	5.70	5.40	2.30	2.30	2.20	1.80	1.70	1.00	1.10
Na2O	4.10	5.20	3.40	3.30	3.60	4.60	3.50	3.00	3.30
K2O	2.30	1.90	6.20	5.80	3.70	4.30	3.70	5.90	5.10
P2O5	1.20	0.29	0.13	0.07	0.13	0.09	0.05	0.05	0.06
Total	97.42	98.90	99.21	98.91	98.51	99.24	97.90	99.04	99.12
H2O	1.56	0.55	0.24	0.28	0.48	0.42	1.21	0.59	0.42
CO2	0.70	0.40	0.25	0.40	0.75	0.20	0.80	0.25	0.25
LOI	2.42	0.97	0.51	0.71	1.29	0.78	2.08	0.96	1.04
Mg #	46.50	46.40	47.24	40.98	55.35	14.79	24.43	21.90	17.69
Cr	80	-	-	-	-	5	-	5	5
Ni	73	-	-	-	-	50	-	47	47
Co	-	46	36	21	26	-	31	-	-
V	-	120	72	20	57	-	10	-	-
K	19093	15772	51468	48148	30715	35696	30715	48978	42337
Rb	48	51	160	140	120	160	96	120	100
Ba	1610	896	1970	1433	1075	840	896	1400	1100
Sr	710	930	520	480	390	290	150	170	140
Nb	18.0	10.0	12.0	10.0	11.0	14.0	15.0	10.0	10.0
Zr	280	140	160	130	300	260	330	140	170
Ti	8993	4916	2518	1139	2998	2158	2398	1439	779
Y	25	10	10	10	10	42	10	15	11
La	-	19.45	15.36	15.60	16.93	-	5.33	-	51.46
Ce	-	45.59	33.04	26.23	35.23	-	12.05	-	100.60
Nd	-	20.93	14.42	9.11	13.15	-	5.23	-	34.66
Sm	-	3.22	2.48	1.48	1.92	-	1.09	-	3.89
Eu	-	1.14	0.99	0.77	0.73	-	0.52	-	1.35
Gd	-	1.94	1.84	1.09	1.16	-	0.93	-	1.97
Dy	-	1.03	1.03	0.79	0.75	-	0.44	-	0.97
Ho	-	0.17	0.19	0.19	0.14	-	0.08	-	0.14
Er	-	0.43	0.48	0.63	0.36	-	0.21	-	0.29
Yb	-	0.31	0.42	0.46	0.23	-	0.17	-	0.26
Lu	-	0.06	0.10	0.08	0.04	-	0.06	-	0.06
Cl	20.00	180.00	95.00	64.00	160.00	20.00	21.00	20.00	20.00

Tabela 9.2d - Análises geoquímicas das rochas granulíticas: Série Calcioalcalina de Alto K2O.

Figura 9.1a - Diagramas de variação segundo SiO_2 para as rochas granulíticas.

Figura 9.1c - Diagramas de variaço segundo SiO₂ para as rochas granulticas.

Figura 9.1d - Diagramas de variação segundo SiO₂ para as rochas granulíticas.

Figura 9.2a- Padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito (Evensen et al., 1978) para rochas granulíticas da Série I do CJF.

Figura 9.2b- Padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito (Evensen et al., 1978) para rochas granulíticas da Série II do CJF.

Figura 9.2c- Padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito (Evensen et al., 1978) para rochas granulíticas da Série III do CJF.

Figura 9.2d- Padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito (Evensen et al., 1978) para rochas granulíticas da Série IV do CJF.

9.1.5- CARÁTER ORTO X PARADERIVADO

Embora pareça existir um consenso sobre a origem ortoderivada dos granulitos do Complexo Juiz de Fora (Oliveira, 1980; Machado Filho et al., 1983; Barbosa & Grossi Sad, 1983), as rochas básicas das quatro séries magmáticas foram plotadas no diagrama de Leake (1964), que correlaciona os parâmetros de Niggli c e mg . Os resultados ilustrados na Figura 9.3 corroboram esta hipótese.

Para as rochas intermediárias a ácidas, entretanto, a distinção entre protólitos ígneos ou sedimentares (arenitos feldspáticos e grauvas) é sempre mais problemática. Vários autores, como Tarney & Weaver (1987), Taylor & MacLennan (1985) e Passchier et al. (1990) admitem que com um número elevado de análises podem ser reconhecidos padrões consistentes em diagramas de variação, que são interpretados como indicativos para uma origem magmática. A análise destes diagramas para as rochas granulíticas (Figuras 9.1 e 9.2), com exceção de alguns elementos, mostra alinhamentos consistentes e compatíveis com os processos de diferenciação magmática. Alternativamente, os dados geoquímicos foram plotados no diagrama ACF de Winkler (1977), que inclui os campos das rochas sedimentares mais comuns (Figura 9.4). Em que se pese a existência de superposição entre os campos ígneos e sedimentar neste e em outros diagramas, os resultados obtidos parecem confirmar a origem ígnea do conjunto. Algumas amostras da série calcioalcalina de alto K plotam no campo de superposição entre rochas ígneas granitóides e rochas

Figura 9.3 - Rochas granulíticas de composição básica das quatro séries plotadas no diagrama que correlaciona os números de Niggli c X mg, no diagrama elaborado por Leake (1964). Simbologias utilizadas como na figura 9.1.

Figura 9.4 - Rochas granulíticas das quatro séries plotadas no diagrama ACF, extraído de Winkler (1977). As rochas granulíticas plotam no campo de composição das rochas ígneas (a média das rochas básicas é colocada para referência). Algumas rochas da Série IV, caem no campo de superposição entre rochas ígneas com composição ácida à intermediária e rochas sedimentares psamíticas (arenitos feldspáticos e grauwacas). Símbolos como na Figura 9.1.

sedimentares (margas e grauvas). Entretanto, diversos aspectos observados no campo, tais como sua homogeneidade na escala de afloramento, associada a ausência de bandamento composicional ou de lentes de rochas sedimentares (pelitos, rochas carbonáticas ou calcissilicáticas) são indicativos para uma origem ortoderivada. As rochas granulíticas foram ainda plotadas no diagrama P_2O_5/TiO_2 x MgO/CaO de Werner (1987, IN: Passchier et al. 1990), novamente indicando o campo das rochas magmáticas.

Vale a pena resaltar aqui, que as relações notadamente intrusivas em alguns afloramentos, corroboram para a origem ortoderivada.

9.1.6- CLASSIFICAÇÃO E ABUNDÂNCIA DE LITOTIPOS NAS SÉRIES MAGMÁTICAS

As quatro séries magmáticas foram plotadas no diagrama triangular AFM de Irvine & Bragar (1971), definindo "trends" distintos (Figura 9.5). Duas séries plotam no campo toleítico (I- triângulos e II- x nos diagramas), enquanto que as outras duas (III- círculos e IV- quadrados nos diagramas) denotam tendência calcioalcalina.

Com relação ao teor em álcalis, as séries II, III e IV plotam no campo subalcalino do diagrama Na_2O+K_2O x SiO_2 de Le Bas & Streckeisen (1989), com a curva limite entre os campos alcalino e subalcalino modificada por Irvine & Baragar (1971). A maioria das amostras da série I plotam no campo alcalino (Figura 9.7), A comparação entre dados analíticos de outros laboratórios com os dados da Geosol parecem indicar um sistemático aumento no teor de Na (Figueiredo, comunicação verbal para amostras de granulitos

Figura 9.5 - Rochas granulíticas plotadas no diagrama AFM, com a curva de separação entre os campos toleítico e calcioalcalino. As rochas das séries I e II pertencem ao campo toleítico, enquanto que as rochas das séries III e IV ocupam o campo calcioalcalino. Os símbolos para discriminar as séries, utilizados, são idênticos aos da figura 9.1.

Figura 9.6 - Caráter metaluminoso dos ortogranulitos do CJF, com índice de Shand inferior a 1,1, observado no diagrama $Al_2O_3 / Alc \times Al_2O_3 / Alc + CaO$ de Maniar e Piccoli (1989). Símbolos como na Figura 9.1.

Figura 9.7 - Classificação das rochas granulíticas do diagrama Alcalis (%) x SiO₂ (%) de Le Bas & Streckeisen (1989), com curva de separação entre séries alcalinas e subalcalinas. As rochas da Série I (triângulos) pertencem ao primeiro campo, enquanto que as amostras das Séries II, III e IV (simbolizadas, respectivamente pelas letra x, círculos e quadrados) pertencem ao campo subalcalino.

Figura 9.8- Diagrama K₂O x SiO₂ de le Maitre (1989) que permite classificar as séries em : Alto K- Série I e IV, Médio K- Série III e baixo K- Série II. O progressivo enriquecimento em K₂O, das séries de II à IV. Símbolos como na Figura 9.1.

do CJF da região norte fluminense), o que resultaria no deslocamento do conjunto para o campo alcalino. Entretanto, em outros diagramas que não utilizam o Na para esta distinção alcalino x subalcalino, como por exemplo nos diagramas TiO_2 x Zr, TiO_2 x Y/Nb, TiO_2 x Zr/ P_2O_5 e P_2O_5 sugeridos por Floyd & Winchester (1975), as rochas da série I plotam no campo alcalino ($\text{TiO}_2 > 3,30$; $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5 < 0,06$; $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,58$; $\text{Zr} > 230$, com exceção da amostra CON 204).

As séries II, III e IV têm características metaluminosas (Figura 9.6) no diagrama de Maniar Piccoli (1989), com índice de Shand menor que 1,1, podendo ser classificadas como granitóides tipo I, segundo a definição de Chappell & White (1974).

Com relação aos teores em Ti e K (vide diagramas de correlação das Figuras 9.1 a até d) e no plote K_2O x SiO_2 (Figura 9.8) de Le Maitre (1989), as quatro séries magmáticas podem ser classificadas geoquimicamente em: a) Série I ou Alcalina (de Alto Ti e K), b) Série II ou Toleítica de Baixo Ti e K, c) Série III ou Calcioalcalina (médio K), e d) Série IV ou Calcioalcalina de Alto K.

Para efeito de classificação dos litotipos pertencentes às quatro séries magmáticas apresentadas acima, utilizou-se o diagrama R_1 x R_2 de De La Roche et al (1980), o plote Alkalies X SiO_2 de Le Maitre (1989) e o diagrama normativo albita-anortita-ortoclásio de Barker (1979), apresentados respectivamente nas figuras 9.9, 9.7 e 9.10. Com base nestas classificações e nas descrições petrográficas (Tabela 9.1), foram elaborados os histogramas da Figura 9.11, nos quais se pode observar a

Figura 9.9 - Classificação dos tipos litológicos que compõem as quatro séries magmáticas no diagrama R1 x R2 de De La Roche et al. (1980). Campos do diagrama: 1- álcali gabro; 2 e 3- olivina gabro; 4- gabro norito; 5- sienogabro; 6- monzogabro; 7- gabrodiorito; 8- sienodiorito; 9- monzodiorito; 10- monzodiorito; 11- diorito; 12- quartzo-monzonito; 13- tonalito; 14- granodiorito; 15- sienogranito; 16- monzogranito. Símbolos da séries como na Figura 9.1.

Figura 9.10 - Plote das rochas intermediárias a ácidas das quatro séries no diagrama normativo QAP com o campo dos tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos. Símbolos como na Figura 9.1.

Figura 9.11- - Histogramas indicando a abundância de rochas ultrabásicas (ub) , básicas(b), intermediárias (ab e a) e ácidas (d e r) nas quatro séries magmáticas.

frequência com que aparecem os diferentes tipos litológicos (classificados segundo o teor em SiO_2) nestas séries.

Na Série Alcalina (I) só ocorrem rochas básicas (sienogabros e monzogabros). Cortando este conjunto foram descritos veios pegmatóides esverdeados (amostra CJE-44 6b, representada por um triângulo cheio nos diagramas). De outro lado, na Série Toleítica de Baixo Ti e K (II), embora predominem os tipos de composição gabróica (gabro norito e olivina gabro), foram encontradas rochas gabro-dioríticas e tonalíticas, definindo um conjunto subalcalino (Figuras 9.7 e 9.9).

A Série Calcioalcalina (médio K -III) exibe maior variação composicional, incluindo rochas ultrabásicas (amostra CPH-188, círculo preenchido em todos os diagramas) até intermediárias, embora predominem as rochas tonalíticas (Figuras 9.9, 9.7 e 9.10). A Série calcioalcalina de Alto K (IV) apresenta variação mais restrita na composição, predominando as rochas graníticas, com rochas monzoníticas e monzo gabros associados (Figuras 9.9, 9.10 e 9.11).

9.1.7- CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DAS DISTINTAS SÉRIES MAGMÁTICAS

A Série Alcalina (série I - triângulos em todos os diagramas), com teores de TiO_2 superiores a 3,5 % nas rochas básicas, mostra ainda enriquecimento em FeO^* , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 e em todos os elementos mais incompatíveis (Rb, Zr, Ba, Nb, Y), incluído os REE, se comparada à Série Toleítica de Baixo Ti (diagramas de Harker das figuras 9.1a até d). Em contrapartida, exibe teores relativamente baixos de CaO , MgO , Al_2O_3 , Sr, Cr e

Ni. Os padrões de REE observados, normalizados por condrito (fatores de normalização de Evensen et al., 1978) indicam enriquecimento nestes elementos (da ordem de 50 a 100 vezes), com anomalia negativa de Eu, e baixo fracionamento das HREE (Figura 9.2a). Cortando estas rochas basálticas, foram encontrados veios leucossomáticos esverdeados (amostra CJE 44-6b, triângulo preenchido nos diagramas), com composição sieno-diorítica (Figura 9.9), e padrão mais fracionado dos REE (Figura 9.2a).

A Série Toleítica de Baixo Ti (série II- x em todos os diagramas) exibe maior variação composicional (item 9.1.5), incluindo rochas andesíticas. Nos diagramas de Harker das figuras 9.1a até d, as rochas desta série mostram comportamento diferenciado com relação à Série Alcalina (de Alto Ti) descrita anteriormente. São mais enriquecidas em CaO, MgO, Al_2O_3 e extremamente empobrecidas nos elementos incompatíveis (REE, Ba, Zr, Y, Rb, P e álcalis). O padrão dos elementos terras raras, normalizado por condrito (Figura 9.2b), praticamente não mostra fracionamento nos HREE, nem anomalia negativa de Eu. Quando comparado aos padrões de rochas arqueanas, as rochas básicas desta série se assemelham ao padrão th1 de Condie (1981, In: Figueiredo, 1985) ou ao padrão de metabasaltos da Península Melville, Canadá, descrito por Fryer & Jenner (1978, In: Figueiredo op. cit.).

A Série Calcioalcalina (médio K, III- círculos em todos os diagramas) se assemelha a diversas calcioalcalinas já descritas na literatura, como por exemplo os granulitos do norte fluminense por Figueiredo & Campos Neto (1993) e Arth et al (1978) para

granulitos da Finlândia. Esta série apresenta maior variação litológica, desde uma rocha com composição ultrabásica até rochas ácidas (Figura 9.9), embora predominem rochas tonalíticas (Figura 9.10), com duas amostras de trochjemitos. Quando comparada à Série Calcioalcalina de Alto K (Figuras 9.1a até d, e 9.2c, d) é mais enriquecida em TiO_2 (mas com teores inferiores a 1,8%), FeO^* , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 . Com relação aos elementos traços, é mais empobrecida em Rb, Sr, Ba, Zr e apresenta padrões menos fracionados para os REE (Figura 9.2c), com ligeira anomalia negativa de európio. A amostra CPH-118, com composição ultrabásica (círculo preenchido nos diversos diagramas), foi interpretada como originada por processos de acumulação de magnetita ou ilmenita, e minerais máficos (cpx provavelmente) do magma parental. Esta rocha mostra elevados teores de Fe_2O_3 , MgO , CaO e V, indicando a importância do fracionamento dos minerais acima citados. A amostra RPM-193e exibe marcado enriquecimento em Rb e K, sugerindo abertura de seu sistema geoquímico. Estas duas amostras (CPH-118 e RPM 193e) foram excluídas dos diagramas discriminativos para ambiente geotectônico, apresentados no item seguinte.

Na Série Calcioalcalina de Alto K (série IV - representada por quadrados em todos os diagramas), predominam rochas de composição granítica com marcado enriquecimento em K, Rb, Ba e LREE (figuras 9.1a até d, e 9.2d). O padrão de distribuição dos REE normalizado por condrito, apresentado na Figura 9.2b, indica alto fracionamento dos elementos terras raras leves e ligeiro enriquecimento em Lu. Ao contrário do observado em rochas

graníticas ricas em K típicas do final do Arqueano (Taylor & McLennan, 1985), que exibem pronunciada anomalia negativa de Európio, o padrão dos REE desta série magmática indica ligeira anomalia positiva deste elemento. Brown (1982), baseado nos estudos dos coeficientes de partição dos REE realizado por Arth & Barker (1976), admite que, no Arqueano, a placa subductada em ambientes compressionais pode sofrer fusão parcial, deixando resíduos ricos em hornblenda e granada, que concentrariam os elementos terras raras pesados mas não o európio. Os líquidos resultantes mostrariam, por consequência, pronunciado fracionamento dos REE e anomalias positivas deste elemento, ao contrário das assinaturas dos batólitos mais modernos.

9.1.8- AMBIENTAÇÃO GEOTECTÔNICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O plote das rochas básicas da Série Alcalina (I) em diversos diagramas discriminativos para ambientação geotectônica, como por exemplo $TiO_2 \times MnO(x10) \times P_{22}O_5(x10)$ de Mullen (1983) da Figura 9.12, $LOG Nb \times LOG Y$ de Pearce et al. (1984) da Figura 9.13; $LOG Rb \times LOG Y + Nb$ de Pearce et al. (op.cit.) da Figura 9.14, dentre outros, é indicativo para magmatismo intraplaca. Os padrões de distribuição dos REE normalizados por condrito, apresentados na Figura 9.2a são semelhantes aos padrões de basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (OIB), como por exemplo dos Azores (White et al., IN: Wilson 1989, Figura 9.21); ou aos padrões de basaltos transicionais/meio alcalinos do East African Valley (Wilson, 1989, Figura 11.26b). Comparando com exemplos precambrianos, o padrão de distribuição dos REE se assemelha aos descritos por

Figura 9.12 - Plote das rochas básicas no diagrama triangular TiO₂ x (10 x MnO) X (10 x P₂O₅) de Mullen (1983), para discriminação geotectônica. Símbolos como na Figura 9.1.

Figura 9.13 - Rochas granulíticas das quatro séries magmática plotadas diagrama Log Nb (ppm) x Log Y (ppm) de Pearce (1984). Símbolos como na Figura 9.1.

Figura 9.14 - Rochas granulíticas da quatro séries plotadas no diagrama Log Rb (ppm) x Log Y + Nb (ppm) de Pearce (1984). Símbolos como na Figura 9.1.

Figura 9.15- Diagrama Al_2O_3 x SiO_2 de Maniar & Piccoli (1989) com o plote das rochas graníticas da Série IV (quadrados)

Condie et al. (1987) para o enxame de diques de Sudbury, no escudo canadense. Nos diagramas binários de Floyd & Winchester (1975), que consideram TiO_2 , Zr, P_2O_5 , Y e Nb, não foi possível discriminar se as rochas das Série Alcalina (I) são características de ambientes oceânicos (OIB) ou continentais (CRB). Entretanto, os padrões de distribuição de elementos em diagramas mais expandidos, como por exemplo nos aranhogramas normalizados por N-Morb de Pearce (1983) e pelo manto primordial (Condie et al. 1987), apresentados respectivamente nas figuras 9.16 e 9.17a, favorecem o ambiente continental (CRB). Os dados geoquímicos desta série (I) mostram ainda marcada semelhança com os dados de basaltos continentais apresentados por Pearce (1983, IN: Wilson 1989, Figura 6.38).

Em contrapartida, o plote das rochas das séries Toleítica de Baixo Ti (II), Calcioalcalina (II) e Calcioalcalina de Alto K (IV), nas figuras 9.12, 9.13 e 9.14, indica ambiente compressional. O padrão de distribuição de REE normalizado por condrito, para as rochas básicas da Série Toleítica de Baixo Ti (Figura 9.2b), é semelhante ao descrito por Wilson (1989) para toleitos de arcos de ilhas (Figura 6.36) ou de margens continentais ativas. Os padrões obtidos para as rochas básicas desta série em aranhogramas normalizados por N-Morb de Pearce (1983) ou pelo manto primordial, apresentados nas figuras 9.16 e 9.17b, são novamente muito semelhantes aos descritos para basaltos toleíticos de arcos de ilhas modernos (Wilson, 1989). Quando comparadas a basaltos modernos deste mesmo ambiente

FIG. 9.16 ARANHOGRAMAS NORMALIZADOS POR N-MORB, SEGUNDO A DISTRIBUIÇÃO DE PEARCE (1983) (QUE ORDENA OS ELEMENTOS SEGUNDO SUA MOBILIDADE RELATIVA) PARA ROCHAS BÁSICAS DAS TRÊS SÉRIES MAGMÁTICAS. AS ROCHAS BÁSICAS DA SÉRIE I SÃO SEMELHANTES A BASALTOS CONTINENTAIS, ENQUANTO QUE AS ROCHAS BÁSICAS DAS SÉRIES II E III SÃO SIMILARES AOS BASALTOS TOLEÍTICOS E BASALTOS CALCIOALCALINOS DE AMBIENTES CONVERGENTES (ARCOS MAGMÁTICOS OU ARCOS DE ILHAS), RESPECTIVAMENTE.

Figura 9.17a - Padrões de distribuição normalizados pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série I.

Figura 9.17b - Padrões de Distribuição normalizados pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série II.

tectônico (por exemplo no diagrama de Pearce & Cann 1973), algumas rochas da Série II exibem maior enriquecimento em zircônio.

O padrão de distribuição dos REE das rochas básicas da Série Calcioalcalina (III) apresentados na Figura 9.2c, bem como o plote em aranhogramas mais expandidos normalizados por N-Morb (Figura 9.16) ou pelo manto primordial (Figura 9.17c) das figuras 9.14 e 9.15, mostram marcada semelhança com a assinatura geoquímica de séries calcioalcalinas de arcos de ilhas modernos, reportadas por Wilson (1989); com o padrão dos batólitos andinos apresentados por Atherton et al. 1979); e com o exemplo do New England Batholith, no paleozóico da Austrália, descrito por McLennan & Taylor (1983). O plote das rochas desta série (incluindo as rochas de composição intermediária com relação ao teor de SiO_2) nos diagramas discriminativos $\text{LOG Nb} \times \text{LOG Y}$ (Figura 9.13) e $\text{LOG Rb} \times \text{LOG Y+Nb}$ (Figura 9.14) de Pearce et al. (1984), corroboram com a interpretação de que estas rochas granitóides tenham se originado em ambientes de arcos magmáticos.

As rochas granitóides da Série Calcioalcalina de Alto K (IV) também foram plotadas nos diagramas discriminativos de Pearce et al. (1984) e Manniar & Piccoli (1989), em parte apresentados nas figuras 9.13, 9.14 e 9.15, indicando formação na etapa tardi a pós-orogênica.

Em síntese, os dados litogeoquímicos obtidos para o Complexo Juiz de Fora possibilitaram sua subdivisão em dois conjuntos, representando distintos ambientes geotectônicos:

a) magmatismo alcalino intraplaca (continental), caracterizado

Figura 9.17c - Padrões de distribuição normalizados pelo manto primordial para as rochas granulíticas da série III.

Figura 9.18 - Diagrama Log CaO/Alc x SiO₂ de Brown (1982), com o Índice de Peacock das séries II, III e IV. O enriquecimento em álcalis da série II até a a IV sugere a progressiva maturidade geoquímica de um arco magmático. Símbolos como na Figura 9.1

pela Série Alcalina (de Alto Ti -Série I), indicativo para ambientes extensionais;

b) magmatismo com representantes das Séries Toleítica de Baixo K e Ti (Série II), Calcioalcalina de médio K (Série III), e Calcioalcalina de Alto K (Série IV), características para ambientes compressivos. As duas primeiras séries apresentam assinatura geoquímica semelhante às séries toleítica de baixo K e calcioalcalina de baixo a médio K, descritas em diversos exemplos de arcos de ilhas modernos a arqueanos. A série IV se assemelha às séries calcioalcalinas de alto K, tardi a pós-orogênicas destes ambientes compressionais (arcos de ilhas ou arcos magmáticos cordilheranos). Entretanto exibem discretas anomalias positivas de Európio e elevadas razões K/Na e K/Rb, podendo indicar ou mudança na área fonte (fracionamento de granada e hornblenda como minerais residuais) dos magmas, ou contaminação crustal, com entrada de K e outros elementos LILE.

Nos diagramas que indicam maturidade de arcos magmáticos como o de Le Maitre (1989), na Figura 9.8, ou no de Peacock (1931, in: Brown, 1982, da Figura 9.18), as rochas das séries II, III e IV sugerem progressiva maturidade geoquímica neste ambiente compressional, com diminuição da razão Cálcio/Álcalis.

A escassez de determinações geocronológicas mais retentivas (discutida no Capítulo 8) e o intenso imbricamento tectônico, gerado durante a deformação D1+D2 dos conjuntos supracrustais, dificultam interpretações relativas a idade e ao posicionamento geográfico destes ambientes tectônicos. Estes pontos acima mencionados também não permitem aprofundar a questão da contem-

porâneidade, ou não, entre as Séries II, III e IV, que poderiam representar um único estágio evolutivo do mesmo arco magmático.

Adicionalmente, as quatro séries magmáticas foram plotadas no diagrama de Batchelor & Bowden (1985) da Figura 9.19a, novamente sugerindo progressiva maturidade geoquímica em ambientes compressionais. Para efeito de comparação com outras seqüências granulíticas, os dados geoquímicos de Martin (1987), Arth et al. (1978) e Rollinson & Windley (1980) foram plotados no mesmo diagrama, na Figura 9.19c. Selecionaram-se ainda, dentre os dados apresentados por Oliveira (1980), as rochas granulíticas (portadoras de opx), obtidas para o CJF nos arredores da cidade de Juiz de Fora. Estas análises foram plotadas no diagrama da Figura 9.19b, e correspondem, em sua maioria, à Série III (Calcioalcalina), embora algumas amostras pareçam pertencer às outras séries descritas (compare as Figuras 9.19a e 9.19b).

Figura 9.19a - Diagrama R1 x R2 modificado de Bathelor & Bowden (1985) com: a) apresentação das distintas séries magmáticas que compõem o CJF, detectadas com base nas análises litogeoquímicas, I- Série Toleítica de Alto TiO₂ (triângulos), II- Série Toleítica de Baixo TiO₂ e K₂O (cruzes), III- Série Calcioalcalina (círculos) e IV- Série Calcioalcalina/álcali-cálcica (quadrados).

Figura 9.19b- Diagrama R1 x R2 modificado por Batchelor e Bowden (1985) com o plote das rochas granulíticas do CJF, nos arredores de Juiz de Fora. Dados analíticos obtidos por Oliveira (1980). A maior parte das análises obtidas por este autor é semelhante aos dados das séries III e IV apresentadas neste trabalho,

Figura 9.19c- Analises químicas de outros terrenos granulíticos, para comparação. Simbolos: cruces - dados de Arth et al. (1978); triângulos - Rollinson & Windley (1980); asteriscos - Martin (1987).

9.2- LEUCOGNAISSE E ROCHAS ASSOCIADAS: ORTOGNAISSES DO COMPLEXO MANTIQUEIRA NO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE (DTAND)

9.2.1- LITOLOGIA AMOSTRADA E OBJETIVO DO ESTUDO

O embasamento do conjunto supracrustal do CDA no Domínio Tectônico Andrelândia Alóctone inclui, além dos ortognaisses bandados integrantes do Complexo Mantiqueira, leucognaisses intrusivos. Estas rochas ocorrem como níveis e bandas de espessuras variadas, principalmente na Serra do Lagarto (localizada na porção oeste da seção, Anexo 1), onde chegam a formar camadas mais espessas (com dezenas de metros de espessura). Gnaisses de composição intermediária a básica ocorrem associados ao leucognaisse, e as relações de contato intrusivas, observadas em alguns afloramentos, sugerem que se tratam de rochas mais antigas.

Foram selecionadas para análise seis amostras de leucognaisse e três dos gnaisses com composição mais básica (Tabela 9.3). As análises, com exceção da amostra SRJRH-418H efetuada pela Geossol, foram realizadas por Romulo Machado, nos Laboratórios de ICP, da Escola de Minas de Saint Etienne, França. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 9.4.

A abordagem geoquímica deste conjunto objetivou a comparação entre litotipos considerados como embasamento do CDA, que ocorrem nos domínios tectônicos DTAND e DTJF. Figueiredo et al. (1992), abordam esta problemática na região limítrofe entre os estados de Rio de Janeiro e Minas gerais. Os autores concluem que existe semelhança geoquímica entre conjuntos dos Complexos Juiz de Fora (na fácies granulito) e Mantiqueira (na fácies anfibolito).

Leucognaisse	Gnaiss leucocrático fino com forte foliação milonítica, e filmes centimétricos ricos em biotita. Mineralogia: KF (pertítico), QZO, PLAG (bordos albiticos), BIO, AP, ZIR, OP Amostras: MH1, MH2, MH2E, MH417/1, MH418/3, SRJ-RH 418
Granodiorito Gnaiss	Gnaiss cinzento, mesocrático, granulometria grossa, e enclaves máficos Mineralogia: PLAG, QZO, KF, BIO, HBL, TIT, AP, ZIR, MON Amostra: MH 415G
Rochas Máficas	Enclaves e níveis máficos, com granulometria média, ricos em hornblenda e biotita. Mineralogia: HBL, BIO, PLAG, QZO, TIT, OP, AP, ZR Amostras: MH 2A, MH 417G

Tabela 9.3- Descrição sucinta das amostras de leucognaisse e rochas associadas, pertencentes ao Complexo Mantiqueira, no DTAND.

9.2.2- RESULTADOS OBTIDOS: COMPARAÇÃO COM O COMPLEXO JUIZ DE FORA

Os resultados analíticos obtidos, referentes aos leucognaisses e rochas associadas, estão reportados na Tabela 9.4. As amostras foram plotadas nos diagramas $R_1 \times R_2$ (Figura 9.20) de Batchelor e Bowden (1985), Álcalis $\times SiO_2$ (Figura 9.21) de Le Maitre (1989), e AFM (Figura 9.22) de Irvine & Baragar (1971). Nos mesmos diagramas foram plotadas as rochas da Série Calcioalcalina de Alto K (Série IV, apresentada no item anterior, referente ao estudo geoquímico do CJF), objetivando a comparação entre rochas do embasamento do metassedimentos do CDA, nos domínios tectônicos Andrelândia Alóctone (DTAND) e Juiz de Fora (DTJF).

O leucognaisse tem composição variando entre granítica e granodiorítica, com elevados teores de K_2O (valores superiores a

	MH2A	MH417-G	MH415G SRJ-RH-418	MH418-3	MH-417-1	MH2C	MH2E	MH1C
SiO2	50.93	55.31	61.65	68.70	69.70	71.17	73.11	75.58
TiO2	2.16	2.03	1.31	0.39	0.30	0.23	0.22	0.20
Al2O3	14.67	16.45	16.11	14.20	16.13	15.68	14.64	15.30
Fe2O3	10.17	9.74	7.77	1.40	1.91	1.53	1.30	1.75
FeO	-	-	-	1.40	-	-	-	-
MnO	0.16	0.13	0.12	0.02	0.04	0.04	0.37	0.04
MgO	6.14	2.96	1.24	0.41	0.35	0.28	0.40	0.21
CaO	10.57	5.58	3.40	1.10	1.42	1.43	1.52	1.17
Na2O	2.46	2.66	2.43	2.70	2.70	2.54	2.21	2.59
K2O	1.25	3.57	5.62	8.20	6.36	5.90	5.98	5.58
P2O5	0.38	0.73	0.52	0.19	0.12	0.09	0.12	0.08
Total	98.89	99.16	100.17	98.71	99.02	98.89	99.87	102.50
H2O	-	-	-	0.47	-	-	-	-
CO2	-	-	-	0.60	-	-	-	-
LOI	1.01	0.51	0.55	1.10	0.16	0.16	0.30	0.55
Mg #	54.46	37.57	24.02	21.55	26.63	26.60	37.86	40.19
Cr	-	-	-	68	-	-	-	-
Ni	-	-	-	79	-	-	-	-
Co	-	-	-	36	-	-	-	-
V	-	-	-	20	-	-	-	-
S	-	-	-	0.00	-	-	-	-
K	10377	29636	46653	68071	52796	48978	49642	50140
Rb	-	-	-	200	-	-	-	-
Ba	-	-	-	1970	-	-	-	-
Sr	-	-	-	300	-	-	-	-
Nb	-	-	-	15.0	-	-	-	-
Zr	-	-	-	110	-	-	-	-
Ti	12931	12164	7835	2338	1775	14028	1313	558
Y	-	-	-	13	-	-	-	-
La	-	-	-	10.22	-	-	-	-
Ce	-	-	-	18.90	-	-	-	-
Nd	-	-	-	13.63	-	-	-	-
Sm	-	-	-	2.12	-	-	-	-
Eu	-	-	-	1.40	-	-	-	-
Gd	-	-	-	1.54	-	-	-	-
Dy	-	-	-	0.72	-	-	-	-
Ho	-	-	-	0.10	-	-	-	-
Er	-	-	-	0.19	-	-	-	-
Yb	-	-	-	0.12	-	-	-	-
Lu	-	-	-	0.02	-	-	-	-
F	-	-	-	0.19	-	-	-	-
Cl	-	-	-	61.00	-	-	-	-

Tabela 9.4 - Análises geoquímicas do leucognaisses e rochas máficas associadas, integrantes do Complexo Mantiqueira no DTAND.

Figura 9.20 - Diagrama R1 x R2 modificado por Bathelor & Bowden (1985) com o plote do leucognaisse (quadrados cheios-análises realizadas na França e losango cheio-análise efetuada pela Geossol) e rochas associadas (triângulos cheios) do embasamento do CDA, no DTAND. A Série Calcioalcalina de Alto K₂O (IV) do CJF, no DTJF é apresentada com símbolos de quadrados vazios, para comparação.

Figura 9.21 - Plote do leucognaisse e de litologias da Série IV do CJF no diagrama Alc x SiO₂ de Le Maitre (1989), para comparação. Símbolos como na Figura 9.20.

Figura 9.22 - Plote do leucognaisse e rochas associadas, em conjunto com as rochas granulíticas da Série IV no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971). Símbolos como na Figura 9.20

Figura 9.23 - Diagrama Al_2O_3/Na_2O+K_2O x $Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$ de Maniar e Piccoli (1989) com amostras de leucognaisse e rochas da Série IV do CJF. As diferenças analíticas entre os dois laboratórios são realçadas neste diagrama. Símbolos como na Figura 9.20.

5,58 %). Os gnaisses associados variam de composição gabróica a tonalítica. Quando compara-se nestes diagramas, as análises do leucognaisse com as rochas mais ácidas da Série Calcioalcalina de Alto K, identificada no âmbito do CJF (Figuras 9.20, 9.21 e 9.22), observa-se grande semelhança geoquímica entre estes dois conjuntos.

De outro lado, quando são utilizados diagramas que levam em consideração os teores de Al_2O_3 , como por exemplo o diagrama de Manniar e Picolli (1989) da Figura 9.23, verifica-se que existem diferenças nas análises realizadas nos dois laboratórios. As análises efetuadas na França mostram teores mais elevados em alumínio, e menores em silício e sódio (Tabela 9.4), que acabam classificando os granitóides como peraluminosos. Novamente, quando comparadas as rochas mais ácidas da Série calcioalcalina de Alto K (Série IV) verificamos que os granitóides plotam no campo dos granitóides metaluminosos (tipo I), assim como a única amostra de leucognaisse realizada no mesmo laboratório (SRJRH-418, plotada como um losango preenchido em todos os diagramas acima comentados). Os demais elementos mostram padrão semelhante a esta série, como por exemplo nos diagramas de Harker.

A única amostra de leucognaisse em que foram obtidos elementos terras raras (Figura 9.24) exhibe idêntica assinatura geoquímica da Série Calcioalcalina de Alto K (Figura 9.2d), com empobrecimento em HREE e anomalia positiva de európio.

Os resultados obtidos sugerem que o leucognaisse, intrusivo nos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira, que aflora no DTAND, corresponde às rochas graníticas da Série Calcioalcalina

Figura 9.24- Diagrama de variação dos REE normalizado por condrito para uma amostra do leucognaisse (normalização de Evensen et al., 1978). Compare com os padrões dos granulitos da Série Iv, apresentados na Figura 9.2d.

de Alto K, encontrada no Complexo Juiz de Fora, no DTJF, corroborando com a proposta de Figueiredo et al. (1992) mencionada anteriormente. Apenas a título de comparação, e apesar do reduzido número de análises, pode-se especular que os ortognaisses com composição básica a tonalítica se assemelham (baseado na geoquímica dos elementos maiores) a rochas das séries II e III caracterizadas para o CJF, no ítem 9.1.

9.3- GRANITO PORFIRÓIDE SERRA DO LAGARTO: MAGMATISMO CALCIO-ALCALINO DE ALTO K, TARDI D_2 A INTER D_2 - D_3 NO DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALÓCTONE

9.3.1- LITOTIPOS ANALISADOS E OBJETIVO DO ESTUDO

O granitóide Serra do Lagarto, descrito no Capítulo 4, forma um corpo alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 13 km de comprimento e 2,5 km de largura máxima (Anexo 1). É composto por um granito porfiróide, com orientação dos fenocristais nos bordos do corpo, de posicionamento temporal tardi D_2 a inter D_2 - D_3 (granitóide γ_3 , no Anexo 4). Corpos semelhantes, em termos composicionais e posicionamento temporal relativo à deformação, foram reportados por Arthur et al. (1991) e Haddad & Janasi (1992), mais a oeste, na divisa entre os estados de Minas Gerais e São Paulo, denominados, respectivamente, de Complexo Socorro e Batólito Pinhal-Ipuiuna.

Foram analisadas 13 amostras do granito porfiróide (Tabela 9.5), sendo que parte das análises foram executadas pela Geosol (8), e o restante (as amostras que só contém elementos maiores) pelo prof. Dr Rômulo Machado, nos laboratórios da Escola de Minas

SiO2	68.70	68.10	70.80	68.10	68.50	69.50	67.10	68.70	69.10
TiO2	0.39	0.39	0.37	0.45	0.49	0.56	0.73	0.44	0.54
Al2O3	14.20	14.80	13.50	15.01	14.50	14.90	14.70	15.00	14.50
Fe2O3	1.40	1.30	0.91	1.00	0.59	1.70	1.20	1.00	1.20
FeO	1.40	1.70	1.70	1.70	2.80	1.40	2.80	1.40	1.40
MnO	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04
MgO	0.41	0.60	0.42	0.57	0.50	0.64	0.89	0.47	0.80
CaO	1.10	2.00	1.50	1.80	1.80	2.00	2.00	1.70	2.10
Na2O	2.70	3.80	3.40	4.10	4.00	3.40	3.70	3.60	4.00
K2O	8.20	5.70	5.80	6.00	5.50	4.80	5.20	6.30	5.20
P2O5	0.19	0.19	0.12	0.14	0.16	0.18	0.29	0.14	0.19
Total	98.71	98.63	98.57	98.92	98.90	99.12	98.66	98.79	99.07
H2O	0.47	0.41	0.23	0.14	0.24	0.29	0.57	0.34	0.40
CO2	0.60	0.55	1.00	0.60	0.55	0.40	0.40	0.60	0.25
LOI	1.10	1.02	1.33	0.78	0.82	0.76	0.91	0.67	0.72
Mg #	21.55	27.14	22.91	28.09	21.10	28.02	29.02	26.70	36.50
Cr	68	68	68	68	68	68	68	68	68
Ni	79	79	79	79	79	79	79	79	79
Co	36	31	31	36	31	31	36	26	36
V	20	26	14	21	27	27	35	17	34
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K	68071	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	200	240	270	270	270	200	240	20	160
Ba	1970	1075	878	1164	1075	770	985	1164	1164
Sr	300	220	180	220	230	200	200	220	330
Nb	15.0	25.0	21.0	22.0	26.0	23.0	34.0	21.0	14.0
Zr	110	340	290	300	330	340	450	300	300
Ti	2338	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	13	37	42	35	44	26	33	37	21
La	10.22	56.10	-	44.44	53.10	56.04	41.54	40.98	61.77
Ce	18.90	115.50	-	99.86	120.10	124.80	97.13	91.52	129.10
Nd	13.63	49.64	-	42.04	50.33	49.97	37.99	39.33	42.95
Sm	2.12	7.36	-	6.91	8.21	7.44	6.68	7.46	6.47
Eu	1.40	0.94	-	1.12	1.42	1.05	0.99	1.01	0.95
Gd	1.54	4.43	-	4.47	5.42	4.33	4.75	5.72	4.05
Dy	0.72	3.16	-	4.23	5.16	3.07	3.49	4.10	2.09
Ho	0.10	0.64	-	0.83	1.04	0.56	0.72	0.82	0.42
Er	0.19	1.74	-	2.17	2.84	1.20	2.05	2.21	1.16
Yb	0.12	1.57	-	1.81	2.38	0.87	1.80	1.49	0.74
Lu	0.02	0.16	-	0.22	0.28	0.10	0.30	0.21	0.14
F	0.19	0.17	0.15	0.19	0.15	0.12	0.16	0.13	0.11
Cl	61.00	81.00	66.00	100.00	110.00	200.00	150.00	83.00	110.00

a) Análises da GEOSOL

	MH6A	MH417-D	MH418-B	MH418-C	MH418-G
SiO2	65.52	74.71	66.34	68.24	66.19
TiO2	0.77	0.63	0.69	0.63	0.49
Al2O3	16.62	11.21	16.92	15.47	16.84
Fe2O3*	4.55	3.30	4.23	3.70	2.90
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.95	0.37	0.76	0.69	0.49
CaO	2.17	2.47	2.32	2.14	1.79
Na2O	2.57	0.78	2.57	2.49	2.71
K2O	5.62	4.87	5.33	4.93	6.84
P2O5	0.34	0.24	0.26	0.24	0.19
Total	99.17	98.62	99.47	98.58	98.49
LOI	0.53	0.30	0.41	0.43	0.65
Mg #	29.25	18.17	26.24	26.97	25.07

K	46653	40427	44246	40925	56781
Ti	4622	3771	4119	3747	2908

b) Análises realizadas na França

Tabela 9.5 - Análises geoquímicas do Granito Porfiróide Serra do Lagarto, DTAND.

de Saint Etienne, França. A abordagem geoquímica destas rochas, bem como do leucogranito apresentada no item seguinte (9.4), tem por objetivo contribuir para o entendimento dos processos magmáticos relacionados ao espessamento crustal (Capítulos 7 e 10), alcançado após a etapa colisional D1+D2 (contemporânea ao metamorfismo M1).

9.3.2- RESULTADOS OBTIDOS

Como foram obtidos dados analíticos de diferentes laboratórios, vale a pena comentar sobre o resultado de alguns elementos como Al_2O_3 , SiO_2 e Na_2O , que mostraram resultados um pouco discordantes. Os teores de Na_2O e SiO_2 obtidos pela Geosol são maiores do que os teores das análises obtidas na França, enquanto que os teores de Al_2O_3 são sistematicamente superiores nas análises do último laboratório. Estas diferenças laboratoriais levam a plotagens diferenciadas nos diagramas que computam estes elementos. Portanto, optou-se por representar estas análises com simbologias diferentes: a) (*) para as análises realizadas pela Geosol, e b) (+) para as executadas nos laboratórios franceses.

O granito porfiróide possui em média (considerando somente as análises realizadas pela Geosol) a seguinte composição química: SiO_2 - 68,7%; TiO_2 - 0,50%; Al_2O_3 - 14,61% (dados analíticos obtidos na França - 16,62%); Fe_2O_3 - 1,11%; FeO - 1,86%; MnO - 0,05%; MgO - 0,61%; CaO - 1,87%; Na_2O - 3,35% (dados franceses - 2,56%); K_2O - 5,56%; P_2O_5 - 0,18%.

Para os elementos traços foram obtidos os seguintes teores, em ppm: Rb=160-270; Ba=710-1164; Sr=200-330; Nb=14-34, Zr=290-450; Y= 21-44; Cr < 68; Ni < 79; Co 26-36; V= 14-35; e razões La/Lu variáveis entre 195-560 (Tabela 9.5).

Para fins de classificação, estas análises foram plotadas em diversos diagramas como por exemplo R_1 X R_2 de de La Roche et al. (1980), Álcalis X SiO₂ de Middlemost (1985) na Figura 9.25, e no diagrama multicatiônico Q x P de Debon & Le Fort (1983) apresentado na Figura 9.26. Em todos estes diagramas as amostras consideradas plotam no campo dos granitos, com poucas amostras caindo no campo do quartzo-sienito.

O granitóide Serra do Lagarto é representante de uma série magmática calcioalcalina (diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971, da Figura 9.27), com características subalcalinas em relação ao teor total em álcalis (diagrama de Irvine & Baragar, op. cit., da Figura 9.28), e altos teores em potássio. O plote destas rochas no diagrama $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ x $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ de Maniar & Piccoli (1989), da Figura 9.29, realça as diferenças analíticas entre os dois laboratórios acima mencionados, sendo que as análises realizadas pela Geosol indicam índice de Shand entre 0.85-0,95 (granitos Tipo-I), enquanto que as francesas indicam valores entre 1,0 e 1,2. A petrografia e os aspectos de campo observados neste corpo granitóide (ocorrência de enclaves máficos, ausência de aluminossilicatos como granada, cordierita ou de polimorfos do Al₂O₃) corroboram com sua classificação de granitos Tipo-I (White & Chappell, 1977).

Figura 9.25- Classificação geoquímica dos granitóides intrusivos Serra do Lagarto (granito porfiróide- asteriscos para as análises efetuadas pela geosol, e cruzeiros para as análises realizadas na França) e leucogranito serra do Ipiranga (losangos, e enclave de biotita gnaiss -losango preenchido) no diagrama Alc x SiO₂ de Middlemost (1985).

Figura 9.26- Classificação geoquímica do Granito Porfiróide Serra do Lagarto e do Leucogranito no diagrama multicatiônico de Debon e Le Fort (1983). Símbolos como na Figura 9.25.

Figura 9.27- Plote dos granitóides intrusivos no diagrama triangular AFM de Irvine Baragar (1971). Símbolos como na Figura 9.25.

Figura 9.28 - Diagrama Alc x SiO₂ a subdivisão entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971), para as rochas granitóides intrusivas. Símbolos como na Figura 9.25.

Figura 9.29 - Plote das rochas granitóides no diagrama discriminativo de Maniar e Piccoli (1989). Novamente ficam ressaltadas as diferenças laboratoriais (as amostras analisadas na França acabam plotando no campo peraluminoso. Símbolos como na Figura 9.25. Tanto o Granito Porfiróide Serra do Lagarto como o Leucogranito Serra do Ipiranga representam granitóides tipo I, sendo que o último já é um representante mais evoluído (ou muito diferenciado) segundo White & Chappell (1977).

Figura 9.30 - Padrão de distribuição REE, normalizados por condrito (normalização de Evensen et al., 1978): a) para amostras do Granito Porfiróide Serra do Lagarto, e b) amostras do Leucogranito Serra do Ipiranga.

Os padrões de distribuição de REE normalizados por condrito (fatores de normalização de Evensen et al., 1978) da Figura 9.30 ilustram a assinatura dos elementos terras raras, com enriquecimento nos LREE (La/Lu entre 190 e 560) e anomalia negativa de Európio. Padrões semelhantes foram reportados para granitos ricos em K_2O , no Proterozóico Médio da região do Novo México (Estados Unidos) por Taylor & MavLennan (1985); e para o batólito New England, no Paleozóico da Austrália por Shaw & Flood (1981, In: Taylor & MacLennan, op. cit.)

Foram ainda confeccionados diagramas discriminantes para ambientação tectônica, como os propostos por Maniar & Piccoli (1989) na Figura 9.31, por Pearce et al. (1984) na Figura 9.32, e por Batchelor & Bowden (1985) na Figura 9.33, dentre outros. Os resultados obtidos indicam que este granitóide pode representar granitóides tardi-orogênicos (sin-colisionais, CCG) ou granitóides de arcos magmáticos (VAG -CAG). Entretanto, a combinação destes diagramas discriminantes com os dados geológicos da campo, apontam para a primeira interpretação. Assim sendo, o batólito Serra do Lagarto foi interpretado um granitóide Tipo-I (de White & Chapell, 1977), tardi a pós-colisional (granitoide tipo III de Harris et al., 1986). Segundo estes últimos autores, os granitóides tipo III podem possuir fonte mantélica (com contaminação crustal durante sua ascensão) ou crustal. Os padrões de elementos terras raras sugerem que o plagioclásio e anfibólio devem representar minerais residuais na área fonte. O enriquecimento em LILE, parece indicar contaminação e/ ou

Figura 9.31 - Diagrama $\text{FeO}^*/(\text{FeO} + \text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ de Maniar e Piccoli (1989) sugerindo a ambientação tectônica dos granitóides.

Figura 9.32 - Diagrama discriminativo Rb x Y+Nb de Pearce et al. (1984) para as rochas granitóides.

Figura 9.33 - Plote das rochas granitoides intrusivas no diagrama R1 x R2 modificado por Bathelor & Bowden (1985): Granito porfirítico Serra do Lagarto (asteriscos-análises efetuadas pela Geosol; e cruzes-análises realizadas na França); Leucogranito Serra do Ipiranga (triângulos cheios, e losango - enclave)

Figura 9.34- Diagrama log Rb x log Sr para as rochas granitoides.

contribuição crustal (por exemplo dos ortognaisses do Complexo Mantiqueira) na geração destes magmas.

Finalmente, os dados geoquímicos foram plotados no diagrama Rb x Sr, de Condie (1973), indicando profundidades de geração superiores a 30 Km, compatíveis o provável espessamento crustal atingido após o pronunciado encurtamento crustal causado pela deformação principal $D_1 + D_2$.

O granito porfiróide Serra do Lagarto exhibe marcada semelhança com os granitos calcioalcalinos de Alto K_2O no Estado de São Paulo e áreas vizinhas em Minas Gerais, descritos por diversos autores, como Campos Neto et al. (1984); Janasi & Ulbrich (1991); e Haddad & Janasi (1992).

9.4- LEUCOGRANITO SERRA DO IPIRANGA: EXEMPLO DE GRANITÓIDE TIPO-I DIFERENCIADO, TARDI-D3 NO DTPS

O leucogranito Serra do Ipiranga, aflorante a sul da cidade de Barra do Piraí, também foi escolhido como alvo para iniciar o estudo do magmatismo tardi-D3 (granitóide γ_4 no Anexo IV). Na área da seção aborda, é intrusivo nos ortognaisses da Suíte Quirino-Dorândia e na unidade Três Barras, do Grupo Paraíba do Sul. Sua descrição detalhada foi feita no Capítulo 4. Efetuou-se sete análises químicas (executadas nos laboratórios da Geosol Ltda.), sendo que uma das amostras é representante de uma variedade pegmatóide rosa (BP-gr-6), e outra de um enclave rico em biotita (BP-gr-7). Os resultados analíticos são reportados na Tabela 9.6. Rochas semelhantes ocorrem nas folhas vizinhas, denominadas de granitos Vassouras e Getulândia. Estes corpos os

	BP-GR-5	BP-GR-2	BP-GR-3	BP-GR-4	BP-GR-1-	BP-GR-6	BP-GR-7
SiO2	71.20	70.80	70.80	70.50	71.20	74.30	53.70
TiO2	0.34	0.32	0.33	0.31	0.33	0.06	1.20
Al2O3	14.80	14.60	14.40	14.60	14.40	13.80	16.70
Fe2O3	0.74	0.83	0.82	0.70	0.59	0.17	2.60
FeO	1.40	1.50	1.50	1.80	1.90	0.49	7.90
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.15
MgO	0.50	0.41	0.51	0.49	0.49	0.11	2.70
CaO	2.00	1.50	1.50	1.50	1.40	1.50	3.50
Na2O	3.40	3.00	2.70	2.80	2.90	2.80	3.60
K2O	4.50	5.80	5.70	5.80	5.50	5.90	4.20
P2O5	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.05	0.86
Total	99.02	98.90	98.40	98.63	98.84	99.19	97.11
LOI	0.63	0.62	1.17	0.85	0.68	0.72	0.99
Mg #	30.13	24.54	28.88	26.44	26.43	23.36	31.97
K	37356	48148	47317	48148	45657	48978	34865
Rb	250	300	310	310	290	260	410
Ba	680	710	730	770	760	680	520
Sr	210	170	170	170	170	190	120
Nb	18.0	16.0	19.0	10.0	20.0	8.0	41.0
Zr	390	360	380	330	330	60	280
Ti	2038	1918	1978	1858	1978	360	7194
Y	33	42	48	37	32	10	56
La	97.51	98.17	-	-	-	-	-
Ce	220.40	224.70	-	-	-	-	-
Nd	85.00	88.96	-	-	-	-	-
Sm	13.02	14.50	-	-	-	-	-
Eu	1.24	1.08	-	-	-	-	-
Gd	7.27	8.61	-	-	-	-	-
Dy	5.27	6.48	-	-	-	-	-
Ho	1.02	1.26	-	-	-	-	-
Er	2.60	3.19	-	-	-	-	-
Yb	2.16	2.37	-	-	-	-	-
Lu	0.29	0.30	-	-	-	-	-
Cl	170.00	180.00	140.00	160.00	180.00	45.00	880.00

Tabela 9.6 - Análises geoquímicas do Leucogranito Serra do Ipiranga, DTPS.

foram temporalmente posicionados como Granitóides sin a pós-F3 por Machado & Demange (1991).

As análises modais realizadas foram plotadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976) e resultaram: a) composição monzogranítica com proporção média Q:A:P de 36:34:30 (recalculada para 100%), com menos de 5% de biotita para o leucogranito; b) composição álcali-granítica para a amostra pegmatóide e c) composição monzonítica para o enclave. O plote nos diagramas de classificação geoquímica, Álcalis X SiO₂ de Middlemost (1985) da Figura 9.25, e multicatiônico P x Q de Debon & le Fort (1983) da Figura 9.26 corroboram com os resultados modais. Entretanto, no diagrama R₁R₂ de De La Roche et al. (1980), as amostras de leucognaisse plotam preferencialmente no campo dos sienogranitos.

Os dados geoquímicos (representadas por triângulos fechados) foram plotados nos mesmos diagramas utilizados para discriminar o Granito Porfiróide Serra do Lagarto, comentado no item anterior. Os resultados destas análises foram parcialmente comunicados por Heilbron et al. (1992).

As análises litogeoquímicas denotam extrema homogeneidade composicional (Tabela 9.6, amostras BP-gr- 5, 2, 3, 4, 1), caracterizando granitóide calcioalcalino (Figura 9.27), subalcalino (Figura 9.28), rico em K₂O (teores entre 4,50 e 5,80%), e fracamente peraluminoso no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) da Figura 9.29, com índice de Shand em torno de 1,05. Leucogranitos com índices de Shand menores que 1,1 e teores de elevados em Rb, Ba e Sr são interpretados por White (comunicação verbal) como granitóides tipo I muito fracionados. A ausência de cordierita e

variedades de Al_2SiO_5 parece corroborar esta hipótese.

Os padrões de REE normalizados por condrito, foram apresentados na Figura 9.30, em conjunto com os dados do Granito Porfiróide Serra do Lagarto, para comparação. Os resultados obtidos mostram padrões de distribuição semelhantes, sendo que o leucogranito possui maior enriquecimento no elementos terras raras leves (La/Lu 327-336) e anomalias negativas menos pronunciadas de Eu.

Os diagramas discriminantes para ambientação tectônica de Maniar & Piccoli (1989) da Figura 9.31, e de Pearce et al. (1984) da Figura 9.32 corroboram a hipótese de que o leucogranito Serra do Ipiranga represente a fase final, muito fracionada, do magmatismo tipo I, calcioalcalino de alto K_2O , tardi a pós-colisional (POG de Maniar & Piccoli, op. cit.).

Quando comparamos a assinatura geoquímica do Granito Porfiróide Serra do Lagarto com a do Leucogranito Serra do Ipiranga, pode-se aventar a hipótese de que o último tenha evoluído a partir do maior fracionamento, em níveis crustais mais rasos, do mesmo líquido magmático que originou o primeiro granitóide. Outra possibilidade que não pode ser descartada resultaria na fusão parcial, em níveis mais rasos, do mesmo protólito.

No diagrama R_1R_2 modificado por Batchelor & Bowden (1985), apresentado na Figura 9.33, os leucogranitos plotam no campo dos granitos sin-colisionais, e parecem representar uma etapa mais evoluída do mesmo líquido magmático, corroborando com a discussão acima comentada.

CAPÍTULO 10

INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS: DISCUSSÃO DO MODELO GEOTECTÔNICO E A QUESTÃO DOS LIMITES DA FAIXA RIBEIRA NO SEGMENTO MERIDIONAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

10.1- INTRODUÇÃO

Inicialmente, e com base nos dados geológicos detalhados obtidos na seção geotransversal abordada, serão discutidos os limites da Faixa Ribeira na porção meridional do estado do Rio de Janeiro. Como consequência desta discussão e objetivando contribuir para o entendimento da compartimentação tectônica precambriana neste setor, será investigada a pertinência de se caracterizar a região de ocorrência do CDA e seu embasamento, a norte do Domínio Tectônico Juiz de Fora, como uma faixa móvel individualizada da Faixa Ribeira, denominada Faixa Alto Rio Grande.

A integração destes dados geológicos (relativos à relação metamorfismo versus deformação, compartimentação tectônica, e dos resultados analíticos incluindo determinações litogeoquímicas e geocronológicas) obtidos no âmbito da seção geotransversal abordada, convidam à elaboração de um ensaio de evolução geotectônica para o segmento central da Faixa Ribeira (FR), enfatizando o fechamento da Bacia Andrelândia e o empilhamento tectônico resultante deste processo de convergência (com as escamas DTPS, DTJF e DTAND imbricadas de SE para NW em direção à área cratônica). O ensaio evolutivo proposto, em parte já apresentado por Heilbron (1990), embora tenha sido visualizado a partir dos resultados levantados na escala de detalhe, leva

também em consideração modelos e discussões apresentados por diversos autores que abordaram a problemática do setor central da Faixa Ribeira: Ebert (1968, 1971, 1984), Rosier (1957, 1965), Cordani et al. (1973, 1988), Trouw et al. (1986), Trouw (1992), Machado (1986), Machado & Demange (1992), Ribeiro et al. (1990), Campos Neto et. al. (1990), Campos Neto & Figueiredo (1992), Campos Neto (1992), Tassinari et al. (1989), Brito Neves & Cordani (1991).

Nesta discussão, é importante frisar que a elaboração de modelos geotectônicos para faixas móveis precambrianas esbarra em questões polêmicas, ainda sem esclarecimento completo, como, por exemplo: tectônica de placas atualística x modelos não convencionais de orogênese, modificações nas condições físico químicas do planeta ao longo do tempo geológico, duração dos ciclos tectônicos e eventos termotectônicos no Precambriano. Estas questões vem sendo abordadas por diversos autores, como Dewey & Bird (1970), Wilson (1973), Windley (1977), Kroner (1977a e b, 1981, 1987), Condie (1982, 1989), Etheridge et al. (1987), Park (1988).

10.2 - A QUESTÃO DOS LIMITES DA FAIXA RIBEIRA

Como uma das contribuições finais deste trabalho, será abordada a questão do limite da Faixa Ribeira-FR (Almeida, 1967; Almeida et al., 1973; Cordani et al., 1967) na porção meridional do Estado do Rio de Janeiro, e a pertinência do termo Faixa Alto Rio Grande-FARG (Hasui e Oliveira, 1984. In: Almeida & Hasui,

1984) para a região de ocorrência do Grupo Andrelândia, no sul de Minas Gerais e áreas vizinhas (Figura 2.2). A evolução histórica destes termos foi apresentada anteriormente, no capítulo 3.

O conceito **Faixa Móvel** encerra um significado tectônico preciso, e não deve ser confundido com subdivisões geográficas locais. Este termo é utilizado por vários autores (como por exemplo, Windley, 1984; Kroner, 1981; Park, 1988; Condie, 1982; Bates & Jackson, 1987) para designar regiões crustais, em geral estreitas e alongadas, caracterizadas por intensa atividade tectônica associada, geralmente, a magmatismo e metamorfismo regional (Eventos Termotectônicos - Etts). Este tipo de compartimento tectônico é especialmente comum no Proterozóico, e nem sempre está diretamente associado a morfologia de cadeias de montanhas, como ocorre com os Cinturões ou Faixas Orogenéticas mais recentes (Meso-Cenozóicas). De outro lado, a implantação de uma faixa móvel não precisa estar vinculada a formação pretérita de uma bacia sedimentar, caracterizando um Ciclo de Wilson completo, como ocorre comumente em faixas móveis fanerozóicas.

Com relação à questão da definição dos limites em faixas móveis, policíclicas ou não, alguns pontos merecem ser abordados e discutidos:

a) Dois parâmetros são utilizados para demarcar o limite entre uma faixa móvel e uma área cratônica, ou entre duas faixas móveis de distintas idades: o avanço da frente deformacional (baseado em análises estruturais); ou o avanço da frente térmica (calcado em determinações geocronológicas). A utilização destes parâmetros

isoladamente pode levar a diferenças significativas na demarcação dos limites.

b) Quando rochas de eventos termotectônicos mais antigos são incorporadas na evolução metamórfico-deformacional de um evento termotectônico mais jovem, passam a fazer parte, em termos de compartimentação tectônica, da faixa móvel mais jovem, constituindo maciços ou lascas tectônicas de rochas antigas. Este caso, muito comum em faixas móveis vestigiais, costuma causar problemas de interpretação, uma vez que neste embasamento retrabalhado podem ser levantados dados geocronológicos (por métodos mais retentivos) que reflitam idades do evento termotectônico mais antigo.

c) A progressão do metamorfismo e da deformação, que se intensificam no sentido da zona central de qualquer faixa móvel ou orógeno, não deve ser utilizada como critério para a criação de outra faixa móvel, muitas vezes interpretada como mais antiga. Neste caso, a subdivisão adotada reflete simplesmente variações no grau metamórfico e intensidade da deformação de rochas pertencentes à mesma arquitetura tectônica.

d) Nos modelos de acreção lateral causados pela colisão de placas, microplacas ou terrenos suspeitos, devem-se procurar os efeitos compressionais (ou transpressionais) desta colagem na área que serviu de antepaís. Desta forma, espera-se que a frente deformacional, e possivelmente a frente térmica, acabem invadindo o domínio autóctone.

Seguindo a definição de faixa móvel e dos conceitos apresentados acima, propõe-se a utilização do termo Faixa Ribeira (FR)

para a abrangência de todo o segmento crustal ao sul da área cratônica (CSF), no estado de Janeiro e áreas vizinhas em Minas Gerais, voltando a proposta tectônica original de Cordani et al. (1967) e Almeida (1967). Neste sentido, a Faixa Ribeira representa uma unidade geotectônica que sofreu deformação e metamorfismo decorrentes do Etb-B, em contraposição à área cratônica (CSF), relativamente poupada destes processos.

Os seguintes argumentos, baseados nos dados geológicos levantados na seção Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Piraí (RJ), apresentados nos capítulos anteriores deste trabalho, podem ser destacados de forma a embasar esta proposta:

- A FR é compartimentada em diferentes domínios tectônicos que expõem distintos níveis crustais, cada um deles com sua respectiva história metamórfico-deformacional. A compartimentação tectônica observada neste segmento da FR, com os três domínios tectônicos DTPS, DTJF e DTAND, imbricados de SE para NW em direção à área cratônica, é consequência da deformação progressiva D_1+D_2 , acompanhada pela etapa metamórfica M_1 . Cada um destes domínios tectônicos, ou mesmo setores distintos do mesmo domínio, mostram evolução metamórfico deformacional própria, em função de vários fatores, como, por exemplo, a maior ou menor distância da área cratônica, da profundidade de soterramento e localização relativa às superfícies de empurrão mais expressivas. Apesar destas particularidades, todos estes segmentos mostram idêntica relação de contemporaneidade entre a deformação compressiva e o metamorfismo principal (Capítulos 4, 6 e 7).

- No Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF), as rochas supracrustais tectonicamente incorporadas e interdigitadas com os granulitos ortoderivados do Complexo Juiz De Fora possuem idêntico empilhamento estratigráfico e evolução tectono-metamórfica que os metassedimentos do CDA no Domínio Andrelândia, sendo portanto interpretadas como seqüências cronocorrelatas (Capítulos 5, 6 e 7).

- As rochas do embasamento dos conjuntos supracrustais também apresentam marcante semelhança composicional (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora), apesar das diferenças no grau de metamorfismo e deformação. Tanto no DTAND como no DTJF ocorrem gnaisses bandados e migmatíticos, com enclaves de rochas básicas e lentes, aplitos ou mesmo camadas métricas de gnaisses félsicos de composição granítica. Hornblenda ou piroxênios (opx e cpx) são minerais máficos comuns, sendo que, no DTJF predominam rochas na fácies granulito, portadoras de ortopiroxênio. As datações geocronológicas destes dois conjuntos do embasamento indicam que o Evento Termotectônico Transamazônico foi importante, tanto na geração de rochas magmáticas, como no retrabalhamento de rochas preexistentes (metamorfismo e migmatização). Trabalhos detalhados de investigação geoquímica e geocronológica são necessários para uma comparação futura entre estas unidades do embasamento.

- As deformações tardias D3 e D4 e a etapa metamórfica M_2 , atribuídas com certa segurança ao Ett-B, superpõem-se à tectônica principal de nappes (D_1+D_2). Seus efeitos foram observados nos três domínios tectônicos DTAND, DTJF e DTPS (Heilbron et al., 1991).

- A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, atribuída geometricamente à deformação D3, não tem o significado tectônico de uma sutura, como sugerido por alguns autores. Esta estrutura imprime rejeitos importantes, porém muito variados ao longo de seu traçado em mapa, com componentes de movimentação vertical inversa e horizontal dextral. Entretanto, verificou-se que os terrenos a noroeste e sudeste da referida zona de cisalhamento apresentam idênticas constituição litológica (supracrustais do Grupo Paraíba do Sul e rochas ígneas intrusivas da Suíte Quirino-Dorândia) e evolução metamórfico estrutural.
- Granitóides tipo I e S, resultantes do processo de convergência ($D_1 + D_2$), podem ser encontrados nos três domínios tectônicos, embora sejam mais abundantes na escama tectônica superior (DTPS).
- Idades Rb/Sr e K/Ar brasileiras foram detectadas no DTAND (Heilbron et al., 1989), supostamente atribuído à Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande. Este fato indica que a frente térmica brasileira invadiu a área de ocorrência do Ciclo Depositional Andrelândia.

Em síntese, tais argumentos mostram que a aplicação tectonicamente correta do termo Faixa Ribeira deve ser estendida até o limite cratônico, situado a norte da seção abordada, nos arredores da cidade de São João del Rei (Figura 4.1 e Anexo I). Como consequência, e com vistas a contribuir para a simplificação do quadro geotectônico, propõe-se aqui o abandono da denominação Faixa Alto Rio Grande (FARG), que foi definida e tem sido usada, na prática, para delimitar geograficamente a área de ocorrência de rochas atribuídas ao Ciclo Depositional Andrelândia, incluindo

ou não seu embasamento (Hasui & Oliveira, 1984; Vasconcellos, 1988; Tassinari & Campos Neto, 1988; Heilbron, 1989; Campos Neto et al., 1990). É importante frisar que esta terminologia vinha sendo empregada por estes autores, independentemente de se creditar a esta entidade tectônica uma evolução mono ou policíclica. Nesta interpretação foram utilizadas como limite para separar a Faixa Alto Rio Grande da Faixa Ribeira (figuras 2.2, 3.3 e 3.4), ou a primeira ocorrência dos granulitos do Complexo Juiz de Fora, ou um limite que coincide aproximadamente com a isógrada do K-feldspato (e muscovita "out"), dentro da área de ocorrência do Ciclo Depositional Andrelândia.

10.3- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E MODELOS GEOTECTÔNICOS

10.3.1- UTILIZAÇÃO DOS CONCEITOS ESTÁGIOS DEPOSICIONAIS E EVENTOS TERMO-TECTÔNICOS

Antes de apresentar a proposta de evolução geotectônica visualizada, torna-se necessário explicar com que significado os conceitos evento termotectônico e estágios deposicionais são utilizados, em detrimento do conceito de ciclo geotectônico ou orogênico. Uma revisão sobre o último conceito foi apresentada por Brito Neves (1990). A aplicação do conceito ciclo geotectônico e suas variações têm por premissa básica encadear todos os fenômenos geológicos crustais mais importantes (sedimentação, tectonismo, magmatismo e metamorfismo) em uma etapa ou ciclo com duração precisa no tempo geológico. Esta premissa leva, muitas vezes, à criação de ciclos geotectônicos de longa duração para o Precambriano, especialmente quando ocorre

grande intervalo de tempo entre o início da implantação de uma bacia sedimentar e sua deformação, ou inversão total em eventos tectônicos posteriores. Neste sentido, parece mais simples e adequado adotar o sistema de classificação de bacias sedimentares proposto por Kingston et al. (1983), que distingue a tectônica formadora de uma bacia e seu registro sedimentar, da tectônica modificadora desta bacia, que também pode possuir novo registro sedimentar. Entretanto, este último nem sempre é preservado em faixas móveis vestigiais, especialmente comuns no Precambriano, nas quais são expostos níveis crustais mais profundos. Nestes ambientes geológicos, a tectônica modificadora é somente expressa através de seus registros magmáticos, metamórficos e deformacionais, daí a origem do conceito Evento Termotectônico - Ett.

Neste sentido, a utilização dos termos "Estágios Depositionais (associados à geração de rochas magmáticas em ambientes extensionais ou anorogênicos)" e "Eventos Termotectônicos" (também associado à geração de rochas magmáticas) tem a vantagem de não criar ciclos tectônicos de longa duração, uma vez que os regimes tectônicos em escala global podem mudar no tempo e no espaço na crosta terrestre.

10.3.2- SÍNTESE E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA RIBEIRA NO SEGMENTO MERIDIONAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Os resultados da investigação geológica realizada na seção abordada foram sintetizados na geotransversal da Figura 10.1, que sumariza ainda dados geológicos dos domínios tectônicos Autóctone e Carrancas (Valeriano, 1985; Heilbron, 1984; Ribeiro et al.

FIG. 10.1 — PERFIL TECTÔNICO SIMPLIFICADO DO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, DESDE A ÁREA CRATÔNICA (CSF, A NW) ATÉ O MAR (MANGARATIBA, A SE). OS DIFERENTES DOMÍNIOS TECTÔNICOS E SUAS UNIDADES LITOLOGICAS, BEM COMO UM QUADRO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICO-METAMÓRFICA E SUA RELAÇÃO COM AS ROCHAS GRANITÓIDES, SÃO APRESENTADOS DE FORMA SINTÉTICA.

1990), e do flanco sul da megassinforma do Rio Paraíba do Sul (Heilbron et al. 1991). Nesta ilustração são apresentados de forma esquemática os compartimentos tectônicos e suas unidades litológicas constituintes, desde a área cratônica até o mar; o magmatismo básico; as principais estruturas regionais; e a distribuição das rochas granitóides, discriminadas segundo sua relação com a deformação e sua afinidade tectônica.

O ensaio de evolução geotectônica proposto para este segmento da Faixa Ribeira foi subdividido em etapas no tempo. A duração maior ou menor destas etapas é função da carência de determinações geocronológicas apontadas no capítulo anterior, que se agrava nos conjuntos litológicos mais antigos, tectonicamente incorporados e retrabalhados em eventos termo-tectônicos subsequentes. Ênfase maior será dada ao evento termotectônico responsável pelo fechamento da bacia Andrelândia, cujos registros são melhor preservados na seção abordada.

ARQUEANO AO PROTEROZÓICO INFERIOR: CONSOLIDAÇÃO DO EMBASAMENTO DAS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS ANDRELÂNDIA E PARAÍBA DO SUL

Embora com fraco registro geocronológico no âmbito da Faixa Ribeira, os terrenos arqueanos podem ser melhor entendidos no bordo sul do Cratón do São Francisco - CSF - (Teixeira, 1982; Teixeira et al. 1985, 1987; Quemeneur 1987; Cordani & Brito Neves, 1982). A maior parte destes autores admite que os núcleos arqueanos, hoje preservados no CSF, sejam o resultado da colisão de microcontinentes. Do mesmo modo que as descrições destes terrenos em núcleos arqueanos de diversos continentes, são

encontrados terrenos de baixo grau (LGT), representados por seqüências (meta) vulcanossedimentares tipo "greestonebelts" (Rio das Velhas e metamorfitos Barbacena) com intrusões calcioalcalinas; e terrenos de alto grau metamórfico (HGT), com gnaisses bandados migmatíticos (Complexo Mantiqueira) associados à ocorrência restrita e/ou faixas lineares com rochas granulíticas (Complexo Juiz de Fora). Na parte sul do CSF, sobre este embasamento, desenvolveu-se a bacia Minas com sedimentos plataformais (Teixeira & Figueiredo, 1991; Cordani & Brito Neves, 1982), com idade mínima para a sedimentação estimada ao redor de 2,15 Ga (Machado et al., 1989).

EVENTO TERMOTECTÔNICO TRANSAMAZÔNICO (Ett-T)

O limite entre o Eoproterozóico e o Mesoproterozóico, na região sudeste brasileira, é marcado pelo Evento Termotectônico Transamazônico (Ett-T), com intervalo de tempo estimado entre 2,2 e 1,9 Ga, embora os registros tardi a pós-tectônicos desta etapa convergente se estendam até 1,8 Ga.

Na região entre Andrelândia e São João del Rei (Figura 4.1 e Anexo I) o registro do Ett-T é marcado pela ocorrência de magmatismo granodiorítico, tardi a pós-tectônico, que intrude tanto os terrenos Barbacena (LGT) como os terrenos Mantiqueira (HGT). As altas razões isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ iniciais indicam que estes magmas foram formados predominantemente a partir da fusão de crosta preexistente (Teixeira, 1982, 1985; Heilbron et al., 1990, Quemeneur & Vidal, 1989).

Na região entre o Rio Preto e Ipiabas (Anexo I e Figura 4.1), já na zona mais interna da Faixa Ribeira, as rochas

granulíticas do Complexo Juiz de Fora poderiam representar, pelo menos em parte, os efeitos do Ett-T, embora existam evidências de que parte deste conjunto tenha idades arqueanas (Oliveira, 1990; Machado Filho et al., 1983; Teixeira et al., 1992). Esta unidade foi ainda retrabalhada em evento(s) termotectônico(s) subsequente(s). Os dados litogeoquímicos obtidos para o Complexo Juiz de Fora (Capítulo 9) indicam que a maioria das rochas granulíticas mostram assinatura geoquímica compatível com ambientes convergentes: arcos de ilhas e/ou arcos magmáticos cordilheiranos (Séries II, III e IV discutidas no Capítulo 9). Rochas basálticas com tendência alcalina e com altos teores em TiO_2 e LILE, características para magmatismo básico intraplaca alcalino, foram ainda identificadas (Série I). Este conjunto, característico de regimes tectônicos extensionais, foi associado ao ambiente continental (CRB). Os resultados geocronológicos disponíveis para este conjunto, em sua grande maioria, são idades isocrônicas de baixa qualidade (errócronas) Rb/Sr situadas entre 2,2 e 1,8 Ga, embora, neste trabalho, tenham sido obtidos dados mais jovens (1,7; 1,4; 1,0 Ga, com MSWD de errócronas), interpretados como idades parcialmente rehomogeneizadas nos eventos termotectônicos subsequentes. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ obtidas são altas, e portanto estas idades isocrônicas poderiam indicar que o metamorfismo granulítico foi impresso em protólitos mais antigos. Teixeira & Figueiredo (1991) propõem um esquema de evolução ensiálica, inspirado nos modelos de Kroner (1981), para explicar a evolução tectônica do setor sul do CSF. Neste esquema, os granodioritos tardios devem ser interpretados

como derivados do intenso retrabalhamento crustal, que poderia também ser responsável, em níveis mais profundos, pelo metamorfismo de fácies granulito detectado no Complexo Juiz de Fora.

IMPLANTAÇÃO DAS BACIAS DO PROTEROZÓICO MÉDIO (A SUPERIOR ?): SEDIMENTAÇÃO DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA (CDA) E GRUPO PARAÍBA DO SUL (GPS)

Conforme o modelo evolutivo proposto por Ribeiro et al. (1990), no Proterozóico Médio instala-se um regime extensional, provavelmente resultante da subsidência térmica pós-Ett-T. Neste ambiente se implantam bacias tipo "rift" intracontinental (IF, de Kingston et al., 1983), cujo registro sedimentar na região ao sul do CSF é representado pelos Ciclos Depositionais Tiradentes e Lenheiro (CDT e CDL de Andreis et al., 1989, e Ribeiro et al., op. cit.), no domínio tectônico autóctone (Figura 10.1). Nova fase extensional é responsável pelo falhamento, soerguimento e erosão de parte dos sedimentos dos CDT e CDL. Diques máficos (Valeriano, 1985; Ribeiro, 1992) com idades Sm-Nd modelo (Tdm) entre 1.8 e 1,3 Ga intrudem estas seqüências (Heilbron et al., 1989; Ribeiro et al., 1990). Como resultado, implanta-se bacia tipo sinéclise interior (IS de Kingston et al., 1983), preenchida pelos sedimentos transgressivos do Ciclo Depositional Carandaí (CDC de Andreis et al., op. cit.), que acabam recobrando os limites da antiga bacia, depositando-se diretamente sobre o embasamento siálico.

Novo episódio transgressivo é representado pelos (meta) sedimentos do Ciclo Depositional Andrelândia (CDA), que recobrem

parte da bacia Carandaí e, em muitas áreas, estão depositados diretamente sobre o mesmo embasamento siálico (consolidado no Ett-T). Ortoanfibolitos de afinidade geoquímica toleítica (Paciullo, 1992) são encontrados em diversos níveis do CDA. Possuem contatos bruscos e, por vezes, claramente discordantes com as rochas encaixantes (Figura 5.4). Estas relações de campo sugerem que estas rochas máficas representem diques intrusivos no CDA. As duas idades Sm/Nd modelo (Tdm) obtidas registraram valores de 1184 e 1053 Ma, com valores Nd-CHUR de +4,8 e + 3,5, para $t = 1,0$ Ga. Este dados foram interpretados por Heilbron et al. (1990) e Heilbron (1990) como indicativos da entrada de material mantélico ("underplating"), associado a processos de deslaminção.

Provavelmente, uma etapa de maior instabilidade tectônica causa aumento na imaturidade dos sedimentos para o topo do CDA, originando plagioclásio gnaisses/xistos (biotita xisto Santo Antônio de Trouw et al., 1986). As baixas razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} , com valores entre 0.70167 e 0,70347, obtidas por Heilbron et al. (1989) para xistos feldspáticos do CDA (biotita xisto Santo Antônio de Trouw et al., 1986) sugerem contribuição de material juvenil (vulcanoclástico ?).

As observações acima podem indicar que parte do CDA já se tenha depositado em uma época mais instável, após o início dos processos de delaminação e "underplating" descritos na etapa seguinte.

A distribuição espacial das fácies sedimentares do CDA (camadas em forma de lençóis), associadas ao fato de o

embasamento siálico (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora) contornar toda a bacia Andrelândia, parece indicar que esta bacia tem sua história evolutiva restrita a um ambiente ensiálico (IS). Os dados geoquímicos obtidos por Paciullo (1992) para os metabasitos intrusivos no CDA, interpretados como resultantes de magmatismo basáltico intraplaca, em ambiente continental (CRB) corroboram esta hipótese. Entretanto, Gonçalves & Figueiredo (no prelo) admitem que parte destas rochas básicas possam representar a abertura de um fundo oceânico na bacia Andrelândia.

Pouco se conhece sobre a história deposicional dos sedimentos do Grupo Paraíba do Sul (GPS). Alguns autores, como Sad e Dutra (1988), supõem que estes sedimentos sejam representantes de uma bacia tipo retro-arco. Os dados levantados na seção geotransversal investigada indicam que as rochas supracrustais do GPS (meta arcóseos e grauvacas, metapelitos e rochas carbonáticas dolomíticas) são intrudidas por diversos corpos ou batólitos calcioalcalinos. A associação de fácies sedimentares deste conjunto supracrustal sugere sua deposição em uma plataforma carbonática, constituindo uma típica sequência de quartzito- pelito - carbonato ("QPC- Association" de Condie, 1982, 1989). Neste sentido, existe a possibilidade da bacia Paraíba representar uma bacia de margem passiva (MS, na classificação de Kingston et al., 1987), que serviu de embasamento à implantação de um "arco magmático" desenvolvido no evento termotectônico responsável pelo fechamento da Bacia Andrelândia (item seguinte). De outro lado, os sedimentos do GPS poderiam representar também uma bacia intracratônica (IS de

Kingston et al., op. cit.) ou miogeoclíneos na classificação de Dickinson (1971), outra possibilidade que não pode ser descartada. No âmbito da área investigada, as relações de contato entre estes dois conjuntos supracrustais (CDA e GPS) são tectônicas, impedindo a realização de correlações estratigráficas seguras. Entretanto, as duas seqüências sofreram os efeitos da deformação compressiva D_1+D_2 , D_3 e D_4 , associada às etapas metamórficas M_1 e M_2 .

ENCURTAMENTO DA BACIA ANDRELÂNDIA E IMPLANTAÇÃO DA FAIXA MÓVEL RIBEIRA: EVENTO TERMOTECTÔNICO BRASILEIRO (Ett-B)

A ausência de rochas típicas para fundo oceânico (seqüências ofiolíticas), aliada ao fato de que todo o registro sedimentar e magmático da bacia Andrelândia parece apontar para um ambiente intracratônico, levou à elaboração de um modelo de convergência ensiálico, tal como proposto por Etheridge et al. (1987) e Kroner (1983) para outras faixas móveis proterozóicas. Neste modelo, em parte apresentado por Heilbron (1990), processos de deslaminção e subducção "A" causam pronunciado encurtamento crustal, representado pelo nappeamento de porções superiores da litosfera. A vergência estrutural da deformação progressiva D_1+D_2 indica que o segmento crustal representado pelo DTAND, foi arrastado para SE, por baixo dos segmentos DTJF e DTPS (com rochas representantes do embasamento - Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e supracrustais atribuídas ao Grupo Paraíba do Sul). No final de D_2 , na zona mais interna da faixa móvel, ocorre giro da foliação S_2 para atitudes mais verticalizadas, e a deformação

passa a ter um componente transcorrente dextral (etapa transpressiva de D_2 , Figura 6.16). Contemporaneamente à deformação D_1+D_2 , ocorre o metamorfismo M_1 , com vestígios de que a pressão litostática pode ter chegado inicialmente a valores da ordem de 8 a 10 Kb (Trouw, 1992), o que implicaria em soterramento a uma profundidade de 30 km. O padrão inverso das zonas metamórficas (Anexo 1 e Figura 7.2) e provável caminho $P \times T \times t$ horário (Figuras 7.1 e 7.3) corroboram os modelamentos térmicos para áreas colisionais, apresentados por Oxburgh & Turcotte (1974), England & Richardson (1977), England & Thompson (1984), Thompson & England (1984) e Shi & Wang (1987).

A possível subducção-A do DTAND resulta em intensa refusão crustal (e possivelmente do manto litosférico), o que acaba gerando granitóides sintectônicos tipo I (Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia) e tipo S (Turvo e Serra da Concórdia), muito abundantes nos domínios tectônicos sobrejacentes, e especialmente no DTPS (Figura 10.1).

Provavelmente como consequência do espessamento crustal após a etapa descrita acima, e ainda em um regime convergente, ocorrem as deformações tardias D_3 (também com componente transcorrente) e D_4 , associadas à etapa metamórfica M_2 (com gradiente de pressão mais baixa) e geração de diversos granitóides Tipo I (sendo alguns muito evoluídos), tardi a pós-tectônicos. Na seção abordada, ocorrem os corpos Serra do Lagarto (granitóide porfiróide) e o leucogranito Serra do Ipiranga, mas este magmatismo é especialmente abundante mais a SW, em direção ao Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais.

Comparando a compartimentação tectônica e a evolução tectono-metamórfica encontrada neste segmento da Faixa Ribeira, com outros exemplos de orógenos colisionais, observamos marcada semelhança com a região da placa indiana, a sul da sutura do Indo-Tsangpo, na Cadeia Himalaiana ("Central Crystallines" do segmento tectônico "Higher Himalaya", e o segmento do "Lesser Himalaya" incluindo o "Main Central Thrust", segundo a subdivisão tectônica apresentada por Honegger et al. (1982, In: Barnicoat & Treloar, 1989). Dentre as semelhanças entre esta região dos Himalaias e os domínios tectônicos DTAND e DTJF no segmento da Faixa Ribeira investigado, podem ser citadas: espessas escamas tectônicas ("thrust sheets") constituídas por rochas do embasamento cristalino intercaladas com o conjunto metassedimentar (subducção-A), rara ocorrência de granitos tipo-I, ocorrência de granitos tipo-S, metamorfismo com zoneamento inverso, deformação de baixo ângulo.

É importante frisar aqui que esta interpretação de evolução ensiálica para este segmento da FR, no segmento meridional do estado do Rio de Janeiro, não exclui a possibilidade da existência de bacias com fundo oceânico em regiões mais orientais do que a estudada (embasamento sob as bacias marginais Meso-Cenozóicas da costa leste brasileira, escamas tectônicas sobre o DTPS em direção ao estado de São Paulo ou do Espírito Santo, ou ainda na Faixa Damara do lado africano. De todas as unidades litológicas estudadas na seção geotransversal abordada em detalha neste trabalho, os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul poderiam representar a fácies plataformar desta bacia de margem

passiva proterozóica. De qualquer forma, apesar desta possibilidade de existência de subducção-B em setores da FR, no âmbito da seção investigada não foi encontrada nenhuma evidência desta subducção para NW, conforme sugerido por diversos autores (Campos Neto & Figueiredo, 1990; Machado & Demange, 1991). Todos os processos geológicos sumarizados na Figura 10.1, tais como polaridade metamórfica, sentido do cisalhamento regional e a distribuição espacial de granitóides intrusivos sugerem que a subducção-A (ou mesmo B) neste segmento da FR tenha ocorrido com vergência contrária (para SE), como discutido nos Capítulos 6 e 7.

A carência de determinações geocronológicas (Capítulo 8) leva a incertezas maiores na caracterização temporal do intervalo entre as etapas metamórficas M_1 e M_2 . Assim, embora exista fraco registro geocronológico indicativo para um evento termotectônico do final do Proterozóico Médio (1,2-1.1 Ga), tal como aventado por Heilbron et al. (1990) e Campos Neto (1992), o volume de idades brasileiras obtidas em outras áreas no Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo e a evolução tectono-metamórfica observada, com o encadeamento entre M_1 (sin D_1 - D_2) e M_2 (sin D_3), são sugestivos para uma evolução monocíclica durante o Ett-B. Enquanto não forem obtidas datações geocronológicas sistemáticas a partir de métodos mais retentivos (especialmente pelo método U/Pb) a questão da evolução mono ou policíclica continua em aberto.

MAGMATISMO CAMBRO-ORDOVICIANO

Granitóides pós-tectônicos, com idades cambro-ordovicianas, são descritos em várias regiões do Estado do Rio de Janeiro (Granito Favela, de Pires et al., 1982; Granito Andorinha, de Penha et al., 1980; Granito Nova Friburgo, de Sad et al., 1980, dentre outros). Segundo Junho (1982, 1991) e Machado & Demange (1991), possuem natureza cálcio-alcálica a álcali-cálcica, com freqüentes inclusões de rochas básicas, e foram formados em ambientes tardi compressionais, transicionando para ambientes extensionais. Campos Neto & Figueredo (1992) posicionam estes granitóides como tardi a pos-tectônicos em relação à Orogênese Rio Doce, responsável pela acreção lateral de terrenos no Cambriano.

Não foram encontrados registros deste magmatismo na seção investigada, ocorrendo um único corpo granitóide deste tipo na área de Mangaratiba (Figura 10.1), no litoral do estado do Rio de Janeiro, o que dificulta qualquer tipo de interpretação.

10.3.3- EVOLUÇÃO NO MESOZÓICO - CENOZÓICO

A tectônica extensional (ou transtensional) meso-cenozóica, associada a implantação das bacias tipo "rift" de Resende e Volta Redonda, imprimiu no embasamento (unidades litológicas precambrianas da Faixa Ribeira) importantes zonas de cisalhamento rúpteis, com componentes de rejeito tanto normais como transcorrentes sinistrais. Embora este tema não tenha sido objeto deste estudo, durante o mapeamento geológico das unidades

precambrianas (Anexo I) verificou-se que estas estruturas causam importantes deslocamentos na escala do mapa, especialmente no setor SW. Brechas tectônicas, muitas vezes silicificadas, estão associadas a estas zonas de cisalhamento rúpteis.

Diques e um pequeno "stock" de rochas alcalinas (Anexo I), temporalmente relacionados às zonas de cisalhamento acima mencionadas completam o quadro geológico evolutivo deste setor da Faixa Ribeira.

11- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, 241:1-36.
- ALMEIDA, F. F. M. 1971. Geochronological Division of the Precambrian of South America. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 1(1):13-21.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. In: Simposio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais, 1,
- ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: Simposio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, Atas... SBG-São Paulo, pp. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M; AMARAL, G.; CORDANI, U. & KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: The Oceans Basins and Margins (Nairn & Stelli, Eds.), 1:411-446. Plenum, New York.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES B. B. 1976. The Upper Precambrian of South America. Boletim IG-USP, São Paulo 7:45-80.
- ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E. & AVELAR, A. S. 1991. Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal-SP. In: Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, Atas..., São paulo, SBG, p. 509-517.
- ANDREASSON, P. G. & LAGERBLAD, B. 1980. Occurrence and significance of inverted metamorphic gradients in the Western Scandinavian Caledonides. J. Geol. Soc. London, 137:219-230.
- ANDREISS, R. R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1989. Ciclos deposicionais no proterozóico das folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250000. In: Simp. Geol. Sudeste, I, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG. p. 97-98.
- ANNOVITZ, L. M. & CHASE, C. G. 1990. Implications of post-thrusting extension and underplating for P-T-t paths in granulite terranes: A Grenville example. Geology, V.18: 466-469.

ARTH, J. G.; BARKER, F.; PETERMEN, Z. E. & FRIEDMAN, I. 1978. Geochemistry of the gabbro- diorite- tonalite- trondhjemite

Suite of southeast Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondjemitic magmas. J. Petrol. v. 19(2): 289- 316.

ARTH, J. G. & BARKER, F. 1976. Rare Earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic - tonalitic magmas. Geology, V.4: 524-536.

ARTUR, A. C.; EBERT, H. D. & WERNICK, E. 1991. Magmatismo e tectônica do Complexo Socorro (SP/MG). In: Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, Atas..., São Paulo, SBG, p. 105-112.

ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. 1981. Origin of Granite Batholiths: geochemical evidence. Shiva Pub. Ltda. USA. 2 ed. 148p.

ATHERTON, M. P., MCCOURT, W. J., SANDERSON, L. M. & TAYLOR, W. P. 1981. The geochemical character of the segmented peruvian coastal batholith and associated volcanics. In: Atherton e Tarney (ed). Origin of granite Batholiths: Geochemical Evidence.,: 45-64.

BARNICOAT, A. C. & TRELOAR, P. J. 1989. Himalayan metamorphism- an introduction. J. Metam. Geol., 7(1):3-8.

BATTACHARYYA, D. S. 1981. Geometry of isograds in metamorphic terrains. Tectonophys., 73(4):385-396.

BARBOSA, A. L. & SAD, J. H. G. 1983a. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. In: Simp. Geol. MG., 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG. p. 1-15.

BARBOSA, A. L. & SAD, J. H. G. 1983b. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa RJ/MG. In: Simp. Geol. MG., 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte SBG. p. 63-74.

BARBOSA, A. L. & SAD, J. H. G. 1983c. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. In: Simp. Geol. Mg., 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte SBG. p. 75-84.

BARBOSA, O. 1954. Evolution du Geossinclinal Espinhaço. Comptes. Rendus, section xiii, 19e session: 1-37. Intern. Geol. Congr. 1952, Argélia.

BARD, J. P. 1985. Microtexturas de Rocas Magmaticas y Metamorficas. Masson, S. A. Paris. 181p.

BARKER, A. J. 1990. Introduction to Metamorphic Textures and

Microstructures. Blackie & Son Ltd. 170p.

- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F. (ed) Trondhjemites, Dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier. :1-12.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem Geol., 48: 43-55.
- BEACH, A. 1980. Retrogressive Metamorphic Process in Shear Zones with Special Reference to the Lewisian Complex. J. Struct. Geol. (1/2) : 257-264.
- BELL, T. H. 1985. Deformation Partitioning and Porphyroblast Rotation in Metamorphic Rocks: a Radical Reinterpretation. J. Struct. Geol. 3: 109-118.
- BELL, T. H. & HAMMOND, R. L. 1984. On the Internal Geometry of Milonites Zones. J. Struct. Geol. 9: 667-686.
- BEST, M. G. 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. Freeman & Co., New York, 630p.
- BIRB, P & BAUMGARDNER, J. 1981. Steady Propagation of Delamination Events. J. Geophys. Res. V. 86(B6):4891-4903.
- BITTAR, S. M. 1990. Mapa geológico estrutural da folha Caxambú de parte Sul da folha Luminárias, MG. In: Cong. Bras. Geol. XXXVI, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V.6: 2798-2807.
- BOUCHEZ, J. L. & LISTER, G. S. 1983. Fabric Asymmetry and Shear Sense in Movement Zones. Geol. Rundsch. 72(2): 401-419.
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. 1982. Thrust Systems. AAPB. Bull. 66(9):1196-1230.
- BOYLE, A. P. 1987. A model for stratigraphic and metamorphic inversions at Sulitjelma, Central Scandes. Geol. Mag. 124(5):451-466.
- ⇒ BRITO NEVES, B. B. 1990. Evolução monocíclica vs. policíclica em Faixas Brasileiras/Panafricanas. In: Cong. Bras. Geol., XXXVI, Natal, Anais... SBG Núcleo Nordeste, Natal, RN, V.6: 2497-2519.
- ⇒ BRITO NEVES, B. B. 1992. Faixas Móveis Proterozóicas : Problemas e Modelos. In: Con. Bras. Geol., XXXVII, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos... SBG, São Paulo, V.1: 275-276.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, H. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. Precambrian Research, 53:23-40.

- BROWN, G. C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe (ed), Andesites. John Wiley & Sons. P: 437-461.
- BRUNEL, M. & KIENAST, J. R. 1986. Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la traversale de l'Everest - Makalu (Nepal Oriental). Can. Journ. Earth Scienc., 23: 1117- 1137.
- CABY, R.; PÊCHER, A. & LE FORT, P. 1983. Le grand chevauchement central himalayen: nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. Revue de Géologie e Géographie Physique, 24:89-100.
- CAMPOS NETO, M. C. 1985. Evolução do Precambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simp. Reg. Geol., 5, Rio Claro, SP. Atas... São Paulo, SBG. V.2: 561-571.
- CAMPOS NETO, M. C. 1992. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande- Ensaio de Evolução Tectônica. Tese de Doutorado, IGC-USP. 210p (inédito).
- CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora. In: Cong. Bras. Geol, XXXVI, Natal, 1990, Anais... Natal, RN, SBG. V.6: 2631-2648.
- 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.; FIGUEIREDO, M. C. H.; BASEI, M. A. S.; ALVES, F. R. 1984. Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP. IN: Cong. Bras. Geol., XXXIII, Rio de Janeiro, Anais...Rio de Janeiro, RJ, SBG, V.6:2854-2868.
- CAMPOS NETO, M. C.; PERROTA, M.; PELOGIA, A. U. G. ; FIGUEIREDO, M. C. H. 1990 A porção ocidental da da faixa Alto Rio Grande (SP-MG). IN: Cong. Bras. Geol., XXXVI, Natal, 1990, Anais... Natal, RN, SBG. V.6: 2615-2630.
- CARRERAS,, J. ESTRADA, A. & WHITE, S. 1977. The effect of folding on c-axis fabrics of a quartz mylonite. Tectonoph. V. 39:3-24.
- CAVALCANTE, J.; CUNHA, H. C. S.; CHIEREGATTI, L. A.; KAEFER, L. Q.; ROCHA, J. M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M. G. N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.; ROSA, D. B. & RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí, estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, relatório final de geologia. Brasília DNPM/CPRM, 229p.
- CASTRO, H. O.; QUEIROZ, M. A.; BARBOSA, A. L. & SAD, J. H. G. 1984. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do

Pirai e Vassouras. In: Cong. Bras. Geol., XXXIII, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG. p.2346-2354.

CHAPPELL, B. W. 1984. Source rocks of I and S type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Phil. trans. R. Soc. Lond., A 310: 693-707.

CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology (Tokyo), 8: 173-174.

CHOUDHURI, A.; FIORI, A. P., WINTERS, A. A. M., BETTENCOURT, J. S. & RODRIGUES, J. E. 1978. A note on small bodies of eclogite as inclusions in high grade gneisses north of Pouso Alegre, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc., 8: 63-68.

COBBOLD, P. Q. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2:119-126.

COBBOLD, P. R.; GAPAIS, D. & ROSSELLO, E. A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Jour. Struct. Geol. 13(7):743-758.

CONDIE, K. C. 1982. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press, N. York, 2. ed., 310 p.

CONDIE, K. C. 1985. Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. Jour. of Petrol. 26(3):545-563.

CONDIE, K. C. 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press, N.York, 3.ed., 476p.

CONDIE, K. C.; BOBROW, D. J.; CARD, K. D. 1987. Geochemistry of Precambrian mafic dykes from southern Superior Province, Canada Shield. In: H. C. Halls & W. Fahrig (eds.), "Mafic Dyke Swarms". GSC Sp. Pap. 34: 95-108.

CORDANI, U. G.; DELHAL, L. & LEDENT, O. 1973. Orogénese Superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev. Bras. Geoc. 3(1):1-22.

CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C. & ALMEIDA, F. F. M. 1967. Outline of Precambrian Geochronology of South America. Can. Jour. Earth Sci., 5:629-632.

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

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K. & SATO, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. Episodes, 11 (3): 163-167.

- 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.
- COX, K. B.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450p.
- COX, K. B. & HAWKESWORTH, R. K. 1984. Relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan Traps. Phils. Trans. R. Soc. London. A310: 627-641.
- CULSHAW, N. 1991. Post-collisional oblique convergence along the Thelon Tectonic Zone, north of the Bathurst Fault, NWT, Canada. Jour. of Struct. Geol., 13(5):501-516.
- DAVY, Ph. & GILET, Ph. 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. Tectonics. V. 5(6):913-929.
- de la ROCHE, H.; LETERRIER, J. GRAND CLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210.
- 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. & BIRD, J. M. 1970. Mountain Belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 75: 2625- 2647.
- DUEBENDORFER, E. M. 1988. Evidence for an inverted metamorphic gradient associated with a precambrian suture, southern Wyoming. J. Metam. Geol., 6:41-63.
- DUTRA, C. V. 1984. Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras por espectrometria de Plasma (ICP)- Aplicação em petrogênese. In: Congr. Bras. Geol., XXXIII, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, RJ, SBG.
- EBERT, H. 1954. Relatório de atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min., DGM/DNPM Ano 1953 p.79-85.
- EBERT, H. 1955. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min., DGM/DNPM, Ano 1954 p. 79-89.
- EBERT, H. 1956. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro, Ano 1955:

- EBERT, H. 1957. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro, Ano 1956: 97-107.
- EBERT, H. 1958. Discordâncias precambrianas em Carandaí (Minas Gerais). Boletim 183, Div. Geol. Min. DNPM, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. An. Acad. bras. Ci., 40(supl):215-229. Rio de Janeiro.
- EBERT, H. 1984 (in memorian). Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Araxáides e Paraibides. Publ. Esp., SBG-SP, 12: 1-103.
- ELLIS, D. J. 1992. Precambrian tectonics and the physicochemical evolution of continental crust. II. Litosphere delamination and ensialic orogeny. Precambrian. Res. 55:507-524.
- ELLIS, M. & WATKINSON, A. J. 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. Geology, 15:1022-1026.
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W. 1977. The influence of erosion upon mineral facies from different metamorphic environments. J. Geol. Soc. London, 134:201-213.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in collision zones. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19. Blackwell Sci. Publ., pp. 83-94.
- ERNST, W. G. 1973. Interpretative synthesis in the Alps. Geol. Soc. Am. Bull. 84:2053-2078.
- ESKOLA, P. 1915. On the Relations Between the Chemical and Mineralogical Composition in the Metamorphic Rocks of the Origarvi Region. Bull. Con. Geol. Finld. 44.
- ETHERIDGE, M. A.; RUTLAND, R. W. R. & WYBORN, L. A. I. 1987. Orogenesis and tectonic process in the Early to Middle Proterozoic of northern Australia. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., 17:131-147.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. et Cosmochim.

Acta, 42: 1199-1212.

FAURE, G. 1986. Isotopic Geology. John Wiley & Sons. 2 ed. New York, 589 p.

FERGUSON, C. C. & HARTE, B. 1975. Textural Patterns at Porphyroblast Margins and Their Use in Determining Time Relation of Deformation and Crystallisation. Geol. Mag. 112: 467- 480.

FERRARI, A. L. 1989. O Rift da Guanabara. In: Simposio de Geologia do Sudeste, I, Rio de Janeiro, Bol. Resumos..., SBG-Rio de Janeiro, p. 45.

FERRARI A. L.; SILVA, A. & ALVES, E. C. 1991. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. In: Simposio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, Atas... SBG-São Paulo, pp. 465-466.

FIGUEIREDO, M. C. H. 1982. Geochemistry of high grade complexes of Bahia State, Brazil. Rev. Bras. Geoc. 12(1-3):307-312.

FIGUEIREDO, M. C. H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. Boletim IG-USP, Sér. Cient., 16:15-31.

FIGUEIREDO, M. C. H. & CAMPOS NETO, M. C. 1993. Geochemistry of charnockitic rocks from Itaperuna region, Rio de Janeiro, Brazil. IN: II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Novembro de 1993, Porto, Portugal (submetido para publicação).

FIGUEIREDO, M.C. H.; TEIXEIRA, W. & BRITO NEVES. 1991. Gnaisses Mantiqueira, MG- Parte 1: Litogeoquímica. Anais da Academia Brasileira de Ciências (no prelo).

FLEITOUT, L & FROIDEVOUX, C. 1980. Thermal and Mechanical Evolution of Shear Zones. J. Struct. Geol. 2(1/2):159-164.

FLEITOUT, L. & FROIDEVAUX, C. 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. Tectonics. 1(1):21-56.

FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planet. Sci. Lett. 27:211-218.

FONSECA, A. D.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA K. 1984. Dados preliminares sobre a geocronologia e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro. Método Rb/Sr. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.6: 2333-2345.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A. & TOSATO, P. 1979. Mapa e texto explicativo das folhas Rio de Janeiro,

Vitória e Iguape , na escala de 1:1000000 (SF23, SF24, e SG230). DNPM. Brasília.

FREY, M. 1987. Low Grade Metamorphism. Blackie. Glasgow & London. 351p.

FYFE, W. S. & LEONARDOS JR., O. H. 1974. Ancient Metamorphic Migmatite Belts of the Brazilian Atlantic Coast, The African Connection. Rev. Bras. Geoc. 4(4):247-251. São Paulo.

GAPPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and Thermal Evolution. Geology, 17:1144-1147.

GARDE, A. A. 1990. Thermal granulite- facies metamorphism with diffuse retrogression in Archaean orthogneisses, Fiskefjord, West Greenland. J. Metam. Geol. 8:663-682.

GHENT, E. D. & STOUT, M. Z. 1981. Metamorphism at the base of the Samail Ophiolite, Southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res. 86(B4):2557-2571.

GONÇALVES, M. L. 1987. Geologia da área de Santana do Garambéu, MG. Dissertação de mestrado IG-UFRJ 113p (inédito).

GONÇALVES, M. L. 1986. A geologia da área de Santana do Garambéu, MG. In: Cong. Bras. geol., XXXV, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia SBG. V.2: 10969-1109.

GOSCOMBE, B. 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia. J. Struct. Geol. V. 13(3):299-318.

GRAHAM, C. M. & ENGLAND, P. C. 1976. Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from southern California. Earth. Plan. Sci. Lett. 31:142-152.

HADDAD, R. C. & JANASI, V. A. 1992. Petrografia do batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). In: Congr. Bras. Geol., 1991, XXXVII, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG., p. 394-395.

HANMER, S. & PASSCHIER, C. 1991. Shear-sense indicators: A Review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72 p.

HARLEY, S. L. 1989. The origin of granulites: A metamorphic perspective. Geol. Mag. 126:215-247

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds.), Collision Tectonics. Geological Society Spec. Publ. 19:67-81.

- HASUI, Y. 1982. The Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. In: Int. Symp. Archean and Early Proterozoic Geological Evolution and Metallogenesis, Salvador, BA.
- HASUI, Y, ALMEIDA, F. F. M. & BRITO NEVES, B. B. 1978. As estruturas brasileiras. In: Cong. Bras. Geol., XXX, Recife PE, Anais... Recife, PE. SGB. p.2423-2437.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C, D, R, & COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Fold Belt. Rev. Bras. Geoc. 5(4): 257-266.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida & Hasui 1984, O Precambriano do Brasil, Edgard Blucher, 344 p.
- HATCHER Jr., R. D. & HOOPER, R. J. 1992. Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains. IN: McClay, K. R. (ed.), Thrust Tectonics, Part Three: Thrust Geometries and Thrust Systems, Chapman & Hall, London, pp. 217-233.
- HEILBRON, M. 1984. A geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Dissertação de Mestrado IG/UFRJ, 151 p. (inédito).
- HEILBRON, M. 1985. O metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas - MG. Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, MG, Anais... Minas Gerais, SBG Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Bol 5:219-234.
- HEILBRON, M. 1989. Granulitos: aspectos metamórficos, petrogenéticos e ambientação geotectônica. Seminários Gerais do Departamento de Geologia Geral-IG/USP (relatório inédito), 26p.
- HEILBRON, M. 1990. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)- Barra do Piraí (RJ). IN: Cong. Bras. Geol., XXXVI, Natal, Anais... Natal, RN, SBG, V.6:2813-2826.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W. TROUW, R. A. J.; KAWASHITA, K. & PADILHA, A. 1990. Geocronologia da área entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambú. An. Acad. bras. Ci., 61(2):177-199.
- HEILBRON, M.; SANTOS, R. O.; VALLADARES, C. S. & VALERIANO, C. M. 1992. Geologia e lito-geoquímica do leucogranito serra do Ipiranga. In: Cong. Bras. Geol., XXXVII, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG., p.375-376.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H. & TUPINAMBÁ, M. 1991. A Megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na

compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, Atas..., São Paulo, SBG, p. 519-527.

HIGGINS, M. W. 1971. Cataclastic Rocks. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 687 Washington, USA, 97p.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. 1976> An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc. New York, 571p.

HOLDSWORTH, R. E. & STRACHAN, R. A. 1991. Interlinked system of ductile strike slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in northeastern Greenland. *Geology*, 19:510-513.

HOSSAC, J. R. & COOPER, M. A. 1986. Collision tectonics in the Scandinavian Caledonides. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. eds., *Collision Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, v. 19: 287-304.

HOUSEMAN, G. A. & MCKENZIE, D. P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geoph. Res.*, 86(B7):6115-6132.

INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1990. Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 27: 357-370.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. Guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.* 8:523-548.

JAMIESON, R. A. 1986. P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites. *J. Metam. Geol.*, 4(1):3-22

JANASI, V. A. & ULBRICH, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.* 51:351-374.

JUNHO, M. C. B. 1990. Contribuição à Petrologia dos maciços Graníticos de Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades, R.J. Tese de Doutorado, IG-UFRJ (inédito), 172p.

KARABINOS, P. & KETHAM, R. 1988. Thermal structure of active thrust belts. *J. Metam. Geol.*, 6:559-570.

KAWASHITA, K.; SATO, K. & SONOKI, J. K. 1983. Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo IG-USP, 14p. (inédito).

KINGSTON, D. R.; DISHROON, C. P. & WILLIAMS, P. A. 1983. Global

Basin Classification System. AAPG Bull. v. 67(12):2175-2193.

KROGH, E.J. 1980. Compatible P-T conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund area, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 387-393.

KRONER, A. 1977a. Precambrian mobile belts of Southern and Eastern African Damara Belt of Namibia. In: Kroner, A. & Greiling, R. (eds.) *Precambrian tectonics illustrated*. Stuttgart Schweizerbart'sche Verlagbuchhandl. p: 191-206.

KRONER, A. 1977b. Precambrian mobile belts of southern and western Africa- ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40: 101-135.

KRONER, A. 1981. Precambrian Plate tectonics. In: A. Kroner (ed.) *Precambrian Plate tectonics*. Elsevier. Amsterdam, 57-90.

KRONER, A. 1987. Proterozoic Lithospheric Evolution. *Bouler, American Geophys. Un.* 237p (geodynamics Series, 17)

LAFRANCE, B. 1989. Structural evolution of a transpression zone in north central Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, v. 11(6):705-716.

LAMEYRE, J & BOWDEN, P. 1982. Classification of plutonic rocks: discrimination of various granitic series by their modal composition. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.

LEAKE, B. E. 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrol.*, 5: 238-254.

LIU, J. G.; MARUYAMA, S. & CHO, M. 1987. Very low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In: Frey (1987) *Low temperature metamorphism*, pp. 59-113 Blackie.

LISTER, G. S. & WILLIAMS, P. F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.* 4(4):283-297.

LOOSVELD, R. J. H. 1989a. The synchronism of crustal thickening and high T / low P metamorphism in the Mount Isa Inlier, Australia. 1- An example, the central Soldiers Cap Belt. *Tectonoph.* 158:173-190.

LOOSVELD, R. J. H. 1989b. The synchronism of crustal thickening and high T / low P metamorphism in the Mount Isa Inlier, Australia. 2- Fast convective thinning of mantle lithosphere during crustal thickening. *tectonoph.* 158:191-218.

LOOSVELD, R. J. H. & ETHERIDGE, M. A. 1990. A model for low-

pressure facies metamorphism during crustal thickening. J. Metam. Geol. 8:257-267.

MACEDO, J. M.; BACOCOLI, G. & GAMBOA, L. A. P. 1991. Tectonismo Meso-cenozoico da região Sudeste. In: Simposio de Geologia do Sudeste, II, São Paulo, Atas... SBG-São Paulo. pp. 429-437.

MACIEL, R. R. 1986. Geologia estrutural da Serra das Tres Pontas, MG. Tese de Mestrado. IG-UFRJ (inédito), 102p.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. DOS; PALMEIRA, R. C.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. 1983. Geologia das folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo. RADAM Brasil-MME, Rio de Janeiro, 780p.

MACHADO, N.; NOCE, C. M. ; BELO DE OLIVEIRA, O. A. & LADEIRA, E. A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U/Pb. In: Simp. Geol Minas Gerais, V, Belo Horizonte, Anais... Belo Horizonte, SBG, Bol 10: 1-5.

MACHADO, R. 1983. Considerações sobre a estrutura tectônica divergente da porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, Anais... SBG/SP p. 132-145.

MACHADO, R. 1984. Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado IG-USP, 196p. (inédito).

MACHADO, R. 1986. Evolução Geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. Cong. Bras. Geol, 34, Goiânia GO, Anais... Goiânia, 2:1088-1095, SBG, Goiânia, GO.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1991. Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do estado do Rio de Janeiro. In: Simp. Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, SP., Boletim... Rio Claro, SBG-UNESP, p. 64-65.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1992. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: Cong. Bras. Geol., XXXVII, São Paulo, Boletim de resumos Expandidos... São paulo, SBG., V. 1:379-380.

MACHADO, R. & OLIVEIRA, M. A. F. 1986. Evolução textural e metamórfica de rochas de médio e alto graus da região de Vassouras e Valença, Estado do Rio de Janeiro. IN: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIV, Goiânia, Anais... SBG-Centro Oeste, pp. 1526-1540.

- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101 : 635-643.
- MANTOVANI, M. D. S.; MARQUES, L. S.; De SOUZA, M. A. ; CIVETTA, L.; ATALLA, L. & INNOCENTI, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, 26: 187-209.
- MATTAUER, M.; FAURE, M. & MALAVIELLE, J. 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, 3(4): 401-409.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean Trondjemites, Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28(5): 921- 953.
- MASON, R. 1984. Inverted isograds at Sulitjelma, Norway: the result of shear-zone deformation. *Geology*, V. 2:77-82.
- MATTEUR, M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: Coward, M. P. & Ries, A. (eds.) *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 19:37-50.
- McCLAY, K. R. 1980. Sheared galena: textures and microtextures. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2):227-234.
- McGREGOR, V. R. & FRIEND, C. R. L. 1992. Late Archaean prograde amphibolite to granulite facies relations in the Fiskenaesset Region, Southern West Greenland. *J. Geol.*, 100: 207-219.
- McLENNAN, S.M. & TAYLOR, S. R. (1983). Continental freeboard, sedimentation rates and growth of continental crust. *Nature*, 306, p. 109.
- MEANS, W. D. 1980. High temperature simple shearing fabrics: A new experimental approach. *J. Struct. Geol.* 2(1/2):197-202.
- MEHNERT, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, New York. 393p.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman Group Limited. Essex.
- MINNINGH, L. D. 1977. Structural analysis of sheath folds in a metachert from the Western Italian Alps. *J. Struct. Geol.* 1:275-282.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* 2: 277-311.

- MIYASHIRO, A. 1981. Metamorphism and Metamorphic Belts. 5 Ed. George Allen & Unwin, London, 492p.
- MOSHER, S. & BERRYHILL, A. W. 1991. Structural analysis of progressive deformation within complex transcurrent shear zone systems: southern Narragansett Basin, Rhode Island. J. Struct. Geol., 13(5):557-578.
- MOHAN, A.; WINDLEY, B. F. & SEARLE, M. P. 1989. Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-Sikkim region of eastern Himalaya. J. Metam. Geol., V. 7:95-110.
- MULLUGETA, G. & KOYI, H. 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. Geology, v. 15:1052-1056.
- MURPHY, J. B. & NANCE, R. D. 1991. Supercontinental Model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. Geology, V.19:469-472.
- NEWTON, R. C. 1987. Petrological aspects of precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. In: A. Kroner (Ed), Proterozoic Lithospheric Evolution. Geodynamics series, V. 17, American Geophysical Union, Washington (1987), p. 11-26
- NEWTON, R. C. 1992. An overview of charnockite. Prec. Res., 55:399-405.
- NUMMER, A. R. 1992. Análise Estrutural e Estratigráfica do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca- Lima Duarte, sul de Minas gerais. Dissertação de Mestrado-IG/UFRJ (inédito). 191p.
- OLIVEIRA, M. A. F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de Livre Docência, IGCE-UNESP, 116p (inédito).
- OLIVEIRA, M. A. F. 1981. Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres geoquímicos dos piroxênios e valores geotermométricos. Rev. Bras. Geoc., 11(4):222-226.
- 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. 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geoc., 13(2):84-902.
- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L. 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilatation in island arc regions. J. Geophys. Res., 76:1315-1327.

- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L. 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schw. Mineral. Petrol. Mitt.*, 54:641-662.
- PACIULLO, F. V. P. 1980. Mapeamento geológico estrutural da área de Minduri, MG. Tese de Mestrado IG-UFRJ, 151 p. (inédito).
- PACIULLO, F. V. P. 1992. Orto-anfibolitos no Ciclo Depositional Andreândia- Assinatura química e ambiente tectônico. IN: *Cong. Bras. Geol.*, 1992, São Paulo, SP, Boletim de Resumos Expandidos..., V. 2: 28-30, SBG, São Paulo.
- PARK, A. F. 1988a. Geometry of sheath folds and related fabrics at the Luikonlahti mine, Svecokarelices, eastern Finland. *J. Struct. Geol.*, 10(5):487-498.
- PARK, R. G. 1988. *Geological Structures and Moving Plates*. Blackie & Son Ltd., London, 337p.
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S. & KRONER, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Springer Verlag, Berlin, 150 p.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986 Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* 8(8):831-843.
- PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas at destructive plate boundaries. In: *Andesites and Related Rocks*, R. S. Thorpe (ed.), Chinchester, Wiley, pp. 525-548.
- PEARCE, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M. J. Norry (editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- 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.
- PECHER, A. 1989. The Metamorphism in the Central Himalaya. *J. Metam. Geol.*, 7(1):31-42.
- PERREAULT, S & MARTIGNOLE, J. 1988. High-temperature Cordierite Migmatites in the Northeastern Grenville Province. *J. Metam. Geol.*, 6:673-696.
- PITCHER, W. S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundsch.*, 76(1):51-79.

- PLUMB, K. A. & JAMES, H. L. 1986. Subdivision of Precambrian time: Recommendations and suggestions by the subcommission on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Res.* 32:65-92.
- RAMSAY, J. G. & HUBBER, M. I. 1983. The techniques of Modern Structural Geology. Vol.1: Strain Analysis. Academic Press, Inc., London, 307 p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. 1987. The techniques of modern structural geology. v. 2: Folds and Fractures. Academic Press Inc., 700 p.
- READING, H. G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip systems. International Association of Sedimentologists. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 4:7-26.
- RIBEIRO, A. 1980. Mapeamento geológico estrutural da área de Itumirim, MG. Tese de Mestrado IG-UFRJ (inédito), 57p.
- RIBEIRO, A. 1992. Diques máficos proterozóicos em São João del Rei. IN: Congr. Bras. Geol. XXXVII, São Paulo, SP, Boletim de Resumos Expandidos..., v. 1:508-509, SBG, São Paulo.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P; ANDREIS R. R.; TROUW, R. A. J.; & HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. Congr.Bras.Geol., XXXVI, Natal RN, Anais... 6:2605-2614. SBG, Natal RN.
- RICCOMINI, C. 1989. O rifte continental do sudeste do Brasil. Tese de Dout. (inéd.) IG-USP, São Paulo, 256 p.
- RICCOMINI, C.; PELLOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNK, E. W. & FIGUEIRA, R. M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *J. South Am. Earth Sc.*, 2(2):191-197.
- ROLLINSON, H. R. & WINDLEY, B. F. 1980. An Archaean granulite-grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and Origin. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72:265-281.
- ROSIER, G. F. 1957. A geologia da Serra do Mar entre os Picos do Maria Comprida e do Desengano, Estado do Rio de Janeiro. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro*, 166 p.
- ROSIER, G. F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro*, 222p.
- RUEBENACH, M. J. 1992. Proterozoic low pressure/ high temperature metamorphism and an anticlockwise P-T-t path for the

Hazeldene area, Mount Isa Inlier, Queensland, Australia. J. Metam. Geol., 10:333-346.

- SAD, J. H. G. & BARBOSA, L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Contribuições à Petrologia e à Mineralogia, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985 p. 15-27.
- SAD, J. H. G. & DUTRA, C. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. Geochim. Brasil., 7(2):143-174.
- SHY, Y. & WANG, C. 1987. Two-dimensional Modeling of the P-T-t Paths of Regional Metamorphism in Simple Overthrust Terrains. Geology, 15:1048-1051.
- SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. & DELHAL, J. 1982. Padrão geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 5, Buenos Aires, Argentina, Atas... Buenos Aires, V. 1: 349-370.
- SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO, C. M.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; MORAES, R. & GOMI, C. Y. 1988. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra, na região de São Sebastião do Paraíso - Alpinópolis. In: Congr. Bras. Geol., XXXV, Belém, Anais... Belém, SBG., V. 3:1203-1215.
- SKJERNAA, L. 1989. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, Northern Sweden. J. Struct. Geol. 11(6):689-703.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. & HANSEN, B. T. 1987. The Brasiliano Orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. Zbl. Geol. Paleont. Teil. 1(H-7/8):729-741.
- SPRY, A. 1963. Origin and significance of snowball structure in garnet. J. Petrol. 4:211-222.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic Textures. Pergamon, New York, 350p.
- STAUBLI, A. 1989. Polyphase metamorphism and the development of the Main Central Thrust. Journ. Metam. Geol. 7(1): 73-94.
- STRECKEISEN, A. 1974. How should charnockitic rocks be named?. Cent. Soc. Geol. Belg. Geologie des domaines cristallins, Liège, 1974, p: 349-360.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12:1-33.

- STUWE, K & POWELL, R. 1989. Metamorphic evolution of the Bunge Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event. *J. Metam. Geol.*, 7:449-464.
- TAPPONIER, P., PELTZER, G. & ARMIJO, J. 1986. On the Mechanics of Collision between India and Asia. In: *Collision Tectonics* (Coward, M. P. & Ries, A. C. Eds.), Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 19: 115-157.
- 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.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Geoscience Texts. Blackwell Sc. Public. Palo Alto, California. 312 p.
- TEIXEIRA, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Cráton. *Rev. Bras. Geoc.* 12 (1-3): 268-277.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.* 53: 1-22
- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A. C.; POUPEAU G. J. R.; PADILHA, A. V.; ZAPAROLLI, J. H.; KAWASHITA, K. & KHOURY, M. G. 1985. Esboço da evolução geotectônica da parte meridional do cráton do São Francisco: uma interpretação com base em dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: *Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, Anais...* Belo Horizonte, SBG, boletim 5:28-44.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P. N. & VAN SCHMUS, W. R. 1987. Archaean and Early Proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco craton. In: *Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Extended Abstr...* Salvador, SBG, p: 37-40.
- TEYSSIER, C. 1985. A crustal thrust system in an intracratonic tectonic environment. *J. Struct. Geol.*, 7(6):689-700.
- THOMPSON, A. B. 1976. Isograd Pattern and Pressure Temperature Distribution during Regional Metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57:277-295.
- THOMPSON, A. B. 1989. Moderate Overthickening of Thinned Sialic Crust and the Origin of Granitic Magmatism and Regional Metamorphism in Low-P-High-T Terranes. *Geology*, 17:520-523.
- THOMPSON, A. B. & ENGLAND, P. C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic

rocks. Jour. Petrol. 25:929-954.

THOMPSON, A. B. & RIDLEY, J. R. 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 321: 27-45.

TOBI, A. C. 1971. The nomenclature of the charnockitic rock suite. N. Jahr. F. Min. Mon., 193-205.

TROUW, R. A. J. 1983. Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Anais... Belo Horizonte, 1983. SBG, Núcleo de Minas Gerais, Bol. 3:469-478.

TROUW, R. A. J. 1985. Metodologia e problemas no estudo do Precambriano do sul de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Anais... Belo Horizonte, 1983. SBG- Núcleo de Minas Gerais, bol. 5:372-376.

TROUW, R. A. J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Craton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: Congr. Bras. Geol., XXXVIII, São Paulo, Boletim de resumos Expandidos... São Paulo, 1:327-328.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1980. Evolução metamórfica e estrutural de uma área a sudeste de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., XXXIII, Anais... Camboriú, SC., SBG, 5:2273-2284.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1983. Geologia Estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. bras. Ci., 55(1):71-85.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: Congr. Bras. Geol., XXXIV, Goiânia Go, Anais..., SBG, V. 2:972-986.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M. 1984. Os Grupos São João del Rei e Andrelândia interpretados como a continuação lateral dos grupos Canastra e Araxá. In: Congr. Bras. Geol., XXXIII, Rio de Janeiro, Anais..., RJ, SBG, V. 7:3227-3240.

TURNER, F. J. 1981. Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. 2 ed. Mc Graw Hill., New York. 524p.

UHLEIN, A.; EGYDIO DA SILVA, M & TROMPETE, R. 1990. A Faixa de Dobramentos Araçuaí no estado de Minas Gerais: Uma cadeia monocíclica de idade brasileira. In: Cong. Bras. Geol., XXXVI, Natal, 1990, Anais... RN, SBG, V. 6:2576-2588.

VALERIANO, C. M. 1985. Geologia Estrutural e Estratigrafia do

Grupo São João del Rei, na região de São João del Rei, MG.
Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ., 98p. (inédita).

VALERIANO, C. M. 1992. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas. Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado IG/USP, São Paulo, 210p. (inédito).

VASCONCELOS, A. C. B. C. 1988. O grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo. 199p (inédito).

WERNICK, E. 1978. Contribuição à Geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An. Acad. bras. Ci., 50:338-352.

WERNICK, E.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B. B. 1978. As regiões de Dobramento Sudeste e Nordeste. In: Congr. Bras. Geol., XXX, Recife, Anais... PE, 6:2493-2507.

WELLS, P. R. A. 1980. Thermal Models for Accretion and Subsequent Metamorphism of Continental Crust. Earth. Planet. Sci. Lett., 46:253-265.

WICKHAM, S. M. & OXBBURGH, E. R. 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. Nature, 318:330-333.

WILSON, J. T. 1973. Mantle plumes and plate motions. Tectonophysics, 19:149-164.

WINDLEY, B. F. 1977. Timing of crustal growth and emergence. Nature 270, 426-428.

WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43:7-22.

WIEDEMANN, C. M. 1989. Estado atual do conhecimento sobre a evolução do Cinturão Móvel Brasileiro no Estado do Espírito Santo. In: Simp. Geol. Sudeste, 1, Rio de Janeiro, 1989, Boletim de resumos... Rio de Janeiro-São Paulo, SBG, p. 95-96.

WILLIAMSON, J. H. 1968. Least Squares Fitting of a Straight Line. Can. J. Phys. 46:1845-1847.

WILSON, J. T. 1968. Static or mobile Earth: the current scientific revolution. J. Am. Phil. Soc., 112:309-320.

WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466p.

WINDLEY, B. F. 1984. The evolving continents. J. Willie & Sons Ltd., N. York, 2. ed., 399 p.

WINKLER, H. & KEN, S. K. 1973. Nomenclature of Granulites and Other High Grade Metamorphic Rocks. N. Jahr. Min. Mh.

H.9:393-402.

WINKLER, H. 1979. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 5th ed. Springer-Verlag. New York, 348p.

YARDLEY, B. W. 1982. The early metamorphic history of the Haast Schists and related rocks of New Zealand. Contr. Mineral. Petrol., 81:317-327.

YARDLEY, B. W. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific & Technical, Singapore. 248p.

ZWART, H. J. 1960. Relations between Folding and Metamorphism in Central Pyrenees. Geol. Mij. 39-163.

ZWART, H. J. 1962. On the Determination of Polymetamorphism and Mineral Associations, and Its Application to the Bosost Area (Central Pyrenees). Geol. Rund. 52:38-65.

APÊNDICE

METODOLOGIA E NOMENCLATURA UTILIZADAS

1- METODOLOGIA DOS TRABALHOS DE CAMPO

O mapeamento geológico detalhado constituiu uma importante etapa da pesquisa aqui apresentada, e serviu de ponto de partida para o desenvolvimento de outras metodologias, que se mostraram decisivas para equacionar problemas gerais e/ou específicos surgidos no decorrer deste trabalho. O mapeamento foi conduzido na escala 1:50.000, utilizando-se como base cartográfica os mapas topográficos planoaltimétricos do IBGE e fotografias aéreas do Serviço Geográfico do Exército na escala de 1:60000 (vão AST- 10 da Usaf). Alguns segmentos do mapa geológico foram executados em escalas de maior detalhe (1:30.000), a partir de fotos aéreas da Prospec ou da ampliação das fotos da USAF, especialmente na porção norte da área (Santa Rita do Jacutinga-Rio Preto - Bom Jardim de Minas), e no trecho sudoeste (Ribeirão de São Joaquim - Volta Redonda - Conservatória), Figura 3.1. O resultado final é aqui apresentado na escala 1:100.000 (Anexo I) e representa a integração dos levantamentos geológicos realizados em escalas de maior detalhe.

Durante as etapas do mapeamento geológico, iniciado em 1986, participaram diversos alunos bolsistas de iniciação científica e estagiários de graduação do Departamento de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). No segmento Norte da área foram compilados dados de Junho e Paciullo (inédito). O mapa de articulação (Figura A.1) indica as diversas escalas utilizadas no mapeamento, bem como a participação de pesquisadores e estagiários de graduação.

Paralelamente ao desenvolvimento do mapeamento geológico, foram executados perfis geológicos em áreas vizinhas, visando a compreensão do contexto geológico regional.

No curso dos trabalhos de campo, realizados em diversas etapas, procedeu-se a coleta de amostras de rochas para estudos de petrografia, geoquímica e geocronologia. Para viabilizar as duas últimas etapas analíticas, foram realizadas etapas de campo específicas.

Cabe ainda salientar que a metodologia empregada durante o mapeamento geológico objetivou a separação de unidades litológicas significativas, excluindo-se seu grau de metamorfismo e de deformação, os quais devem ser entendidos, e assim foram abordados, como eventos posteriores à formação das rochas.

2- ESTUDOS PETROGRÁFICOS DO METAMORFISMO

Foram realizadas cerca de quatro centenas de análises petrográficas convencionais para determinação mineralógica,

ÁREA COM MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:30.000. PARTICIPARAM ALUNOS DE GRADUAÇÃO DO DGEQ/UERJ, BOLSISTAS IC.

ÁREA COM MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:50.000. PARTICIPARAM ALUNOS DE GRADUAÇÃO DO DGEQ/UERJ, BOLSISTAS IC.

ESTÁGIO DE CAMPO I - DGEQ/UERJ, FORMANDOS DE 89, ORIENTADOS POR M. HEILBRON E JULIO C.H. ALMEIDA

ESTÁGIO DE CAMPO II - DGEQ/UERJ, FORMANDOS DE 91, ORIENTADOS POR M. HEILBRON E MIGUEL TUPINAMBA

ÁREA COM DADOS COMPILADOS DE PACCIIULLO (INÉDITO) E JUNHO et al. 1989

ÁREA COM MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:100.000

PRINCIPAIS FALHAS DE EMPURRÃO QUE SEPARAM OS DOMÍNIOS TECTÔNICOS COMPARTIMENTADOS NESTE TRABALHO:

- 1 - ANDRELÂNDIA ALÓCTONE
- 2 - JUIZ DE FORA
- 3 - PARAÍBA DO SUL

FIG. A.1 MAPA DE ARTICULAÇÃO INDICANDO AS DIFERENTES ESCALAS DE TRABALHO UTILIZADAS NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO. O RESULTADO DA INTEGRAÇÃO DESTES DIVERSOS MAPAS É APRESENTADO NO MAPA GEOLÓGICO (ANEXO 1) NA ESCALA 1:100.000

entendimento das relações texturais entre as diversas paragêneses metamórficas, e para análise microtectônica. Cerca de 25 análises modais foram efetuadas, visando caracterizar os principais tipos de rochas granulíticas. O número de pontos para cada lâmina foi escolhido em função de um gráfico / dos minerais x número de pontos, que indica o número correto de pontos. Foram selecionadas para a análise modal, as rochas granulíticas com texturas isotrópicas, visando evitar os problemas causados por rochas anisotrópicas neste tipo de metodologia. O erro percentual na contagem foi estimado pelo gráfico do limite de confiabilidade de Van der Plas & Tobi 1965 (in Pettijohn & Potter 1987).

Para classificação petrográfica de rochas plutônicas e granulíticas, foram utilizados os diagramas de Streckeisen 1976 e 1974, respectivamente. Diversas grades petrogenéticas e gráficos $P \times T$ (Winkler 1977; Yardley 1989; Frey 1987; Best 1982) foram consultados para o estabelecimento das condições de metamorfismo e para as discussões do provável caminho PTt.

No estudo das paragêneses metamórficas utilizaram-se os diagramas ACF e A'KF (para rochas metabásicas, gnaisses e granulitos quartzo-feldspáticos orto ou para derivados), e os diagramas AFM e A'FM para rochas pelíticas, extraídos de Winkler (1973, 1976).

O estudo microtectônico foi realizado para se buscar as relações entre o crescimento de minerais metamórficos e a foliações impressas nos diversos conjuntos litológicos. Foram consultados diversos trabalhos clássicos sobre o assunto (Zwart 1962; Bell, 1985; Ferguson & Harte, 1975; Spry, 1963, 1969; Barth, 1985).

3- ESTUDO DA DEFORMAÇÃO

Com o objetivo de proceder à análise deformacional da área, agrupou-se as diversas estruturas observadas (lineações de crenulação, mineral, intersecção; eixos de dobras; xistosidade e xistosidade de crenulação; bandamento composicional; planos axiais, dentre outros) em fases de deformação, utilizando-se critérios geométricos (morfologia e atitude dos elementos estruturais) e de superimposição (lineações e dobras dobradas, xistosidade cortando estruturas mais antigas, penetratividade). Estas fases de deformação foram então agrupadas, utilizando-se o conceito de deformação progressiva e correlacionadas a formação da xistosidade principal observada, em dois conjuntos: Fases da Deformação Principal, associadas ao desenvolvimento da xistosidade; e Fases de Deformação Tardias, que dobram a xistosidade principal. Outro ponto que merece ser ressaltado, relaciona-se ao fato de que o termo fase deformacional não significa, nem deve ser confundido com Evento tectono termal, que em muitos casos engloba mais de uma fase de deformação.

Estes diversos elementos estruturais foram plotados em mapas, perfis e em estereogramas (rede equi-área de Lambert) para se realizar a análise geométrica. A rede de contagem usada na análise estatística dos dados foi a de kalsbeek. Finalmente, realizou-se uma comparação da evolução estrutural dos três domínios tectônicos descritos no Capítulo 6.

4- LITOGEOQUÍMICA

Realizaram-se cerca de 50 análises químicas de rochas envolvendo elementos maiores, menores e alguns traços (incluindo REE), objetivando-se a definição de séries magmáticas e do ambiente geotectônico correspondente. Foram analisados os granulitos do Complexo Juiz de Fora, e rochas granitóides do Domínio tectônico Andrelândia. A metodologia utilizada na preparação das amostras compreendeu as seguintes etapas:

- a) Corte e remoção de veios ou porções alteradas da amostra em serra adiamantada. Redução da amostra em fragmentos menores que 1,5 cm, utilizando um britador de mandíbulas removíveis.
- b) Quarteamento e subsequente pulverização em moinhos de ágata e de carbeto de tungstênio;

As análises litogeoquímicas foram realizadas por fluorescência de raios-x e por espectrometria de absorção e emissão atômica nos laboratórios da Geosol/Brasil. Parte das análises foi executada pelo prof. Dr. Romulo Machado (IG/USP), no laboratório de ICP da Escola de Minas de Saint Etienne-França.

As análises obtidas foram corrigidas para os elementos voláteis, recalculando-se cada análise para a base anidra (excluindo-se H₂O, HCl, CO₂, F, Cl e S). Em seguida, procedeu-se a correção do Ferro, utilizando-se os valores propostos por Irvine e Baragar (1971). Finalmente foram confeccionados diversos diagramas discriminativos a fim de se chegar a classificação, consaguinidade e ambientação tectônica dos litotipos estudados.

5- GEOCRONOLOGIA

As idades Rb-Sr obtidas foram executadas no centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de geociências da Universidade de São paulo (Geocron-IG/USP).

Todas as determinações radiométricas foram executadas em rocha total, para pontos de um mesmo afloramento, buscando-se a construção de isócronas verdadeiras, que refletissem os principais eventos tectono metamórficos impressos na área em questão. Para a confecção dos diagramas isocrônicos utilizou-se o método de regressão de Willianson (1968), e maiores detalhes sobre o método Rb-Sr podem ser encontrados em Faure (1986). A metodologia analítica detalhada, usada no Centro de Pesquisas Geocrológicas do IG/USP, pode ser encontrada em Kawashita et al. (1983).

Os resultados isotópicos obtidos foram discutidos em conjunto com os dados disponíveis na literatura, sumarizados no item 3.3.

6- INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO GLOBAL DOS RESULTADOS

Na parte final do trabalho da tese, foram integrados todos os dados obtidos nas diversas etapas descritas anteriormente, buscando-se caracterizar a evolução geológica e a comparação entre os tres domínios tectônicos compartimentados.

A integração regional dos dados obtidos, bem como uma discussão sobre os limites entre as Faixas de Dobramento Alto Rio Grando e Ribeira na seção estudada, foram também objeto de discussão neste trabalho.

7- NOMENCLATURA E ABREVIATURAS UTILIZADAS

7.1- TERMINOLOGIA PETROGRAFICA

Para as rochas ortoderivadas utilizou-se a nomenclatura proposta por Streickeisen (1972). Com relação às rochas metamórficas preferiu-se empregar os termos usuais (xisto, gnaiss, quartzito, calcissilicática, anfibolito), acrescidos de minerais índices usados na identificação das diversas unidades litológicas, como por exemplo sillimanita- granada- biotita gnaiss ou hornblenda gnaiss. Nas unidades em que o bandamento composicional foi usado como um aspecto importante para sua individualização, o termo foi incorporado ao nome da rocha, como por exemplo biotita gnaiss bandado.

O termo granulito é aqui empregado com uma conotação genética, para indicar rochas formadas nas condições de pressão, temperatura e pressão de fluidos características para a fácies granulito. Para classificar as rochas granulíticas (com exceção aos granulitos pelíticos) utilizou-se a nomenclatura proposta por Streckeisen (1974), e o termo charno-enderbito de Winkler (1973).

As abreviaturas minerais aqui empregadas, foram retiradas de Yardley (1989) e Frey (1987):

bio- biotita	pl- plagioclásio	qz- quartzo
kf- feldspato potássico	sil- sillimanita	ky- cianita
gt- granada	alm- almandina	hbl- hornblenda
cpx- clinopiroxênio	di- diopsídio	aug- augita *
opx- ortopiroxênio	hy- hiperstênio	ms- muscovita
cb- carbonato *	cte- calcita	cd- cordierita
ctd- cloritóide	st- estaurolita	chl- clorita
tr- tremolita	ac- actinolita	rt- rutilo
all- alanita	zr- zircão *	ap- Apatita *
mon- monazita *	op- opacos *	

* abreviaturas livres usadas neste trabalho.

7.2- TERMINOLOGIA E NOTACÃO ESTRUTURAL

Os diversos elementos estruturais são abreviados utilizando-se letras maiúsculas, seguidas por letras minúsculas discriminativas do tipo de foliação ou lineação envolvida,

acrescidos por índices numéricos que indicam a ordem cronológica dos eventos estruturais, da seguinte maneira:

D- fase de deformação a qual se associam diversos elementos estruturais geometricamente ligados a esta fase (D1)

L- lineação: int- intersecção, m- mineral, e- eixo de dobras (Lm2)

S- xistosidade e/ou clivagem: x-xistosidade, xc-xistosidade de crenulação, ca- clivagem ardosiana, cf- clivagem de fratura, cc- clivagem de crenulação, b- bandamento composicional, mil- foliação milonítica (S2 // Sb).

SA- superfície axial de dobras (SA3).

A terminologia usada, incluindo classificações de dobras, foliações e lineações pode ser encontrada em Hobbs et al (1976) e Ramsay (1987b). Com relação às rochas miloníticas e cataclásticas utilizou-se a classificação proposta por Sibson (1977), excluindo o termo blastomilonito, e após o entendimento dos distintos mecanismos atuantes em zonas de cisalhamento dúcteis, tais como deformação da rede cristalina dos minerais, geminação mecânica, recuperação e recristalização dinâmica; que diferem substancialmente dos processos de fraturamento, quebra e rotação mecânica que predominam em zonas de cisalhamento rúpteis. Diversos trabalhos clássicos sobre este assunto podem ser citados, como por exemplo Means (1980); Lister e Willians (1979); Mc Clay (1980); Fleitout e Froidevaux (1980) e Boiller (1980). O termo blastomilonito não será aqui utilizado, para se evitar confusão entre recristalização dinâmica e recristalização estática ou blastese. A primeira conduz a uma diminuição no tamanho dos grãos, enquanto a segunda leva ao crescimento.

A notação estrutural adotada reflete a direção azimutal da reta de maior declive seguida pelo valor do ângulo de mergulho no caso de estruturas planares (S2 = 145/65), ou a direção azimutal seguida pelo caimento no caso de elementos lineares (lm = 110/15).

7.3- CLASSIFICAÇÃO DO METAMORFISMO

Utiliza-se a subdivisão de fácies metamórficas proposta por Eskola (1915), acrescida e modificada por Turner (1981), Yardley (1987) e Liou et al. (1987, in Frey 1987) especialmente para o campo de baixas temperaturas de metamorfismo.

O termo granulito é utilizado neste trabalho com conotação genética para indicar rochas recristalizadas na fácies granulito, que indica condições metamórficas de altas temperaturas (acima de 650 °C) e pressão de H₂O muito baixas (as condições de pressão litostática podem variar muito). Esta opção foi feita, seguindo a linha dos trabalhos mais recentes sobre o tema (Harley 1989), e levando-se em consideração que a discussão do termo granulito no sentido textural X genético já foi amplamente feita nas décadas de 60 e 70 (Winkler 1977; Turner e Verhoogen 1960; Winkler 1965, Behr et al. 1971, Menehrt 1972, Winkler e Sen 1973, dentre outros).

Uma síntese das condições, reações e parageneses metamórficas para a fácies granulito pode ser encontrada em Heilbron (1989b). Recentemente a tónica dos trabalhos relativos a rochas granulíticas se refere a discussões sobre modelos petrogenéticos de formação e ambientação tectônica. Diversos trabalhos abordam esta problemática, dentre eles: Martignole 1979 e Wendlant 1981 discutem a formação de granulitos associados a fusão parcial com uma alta pressão de CO₂; Condie & Allen (1984), Eggins & Hensen (1990), apresentam granulitos ígneos formados por processos de cristalização fracionada; Brown & Fyfe (1970, 1972), Nesbitt (1980) e Condie & Allen (op.cit.) admitem a formação de granulitos como restitos da fusão parcial generalizada na base da crosta; Harley (1989) apresenta uma síntese recente sobre o tema, com uma perspectiva metamórfica; Touret (1974, 1977), Newton et al. (1980), Friend (1981); Glassey (1983) e Newton (1983) advogam a ação do metamorfismo carbônico para gênese de granulitos; Autores como Miyashiro (1973) e Ishiwatari (1985) admitem a formação de granulitos de composição básica a ultrabásica durante o metamorfismo da crosta oceânica. Uma revisão crítica sobre o assunto pode ser encontrada em Heilbron (1989b). Trabalhos de síntese sobre granulitos foram apresentados por Harley (1989) e em um número especial do periódico "Journal of Metamorphic Geology" editado e comentado por Hensen & Vernon (1991).

Para o estudo do metamorfismo são utilizados diagramas triangulares de Thompson para rochas pelíticas (AFM), e os diagramas ACF e A'KF para metabasitos e gnaisses tonalíticos e graníticos, extraídos de Winkler (1973, 1976).

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA ADOTADA

COLUNA ESTRATIGRÁFICA	
K-T	DIQUES E STOCKS DE ROCHAS ALCALINAS ASSOCIADOS A BRECHAS TECTÔNICAS SILICIFICADAS
J-K	DIQUES DE DIABÁSIO E MICROGABRO
0,57 G0	DOMÍNIOS TECTÔNICOS ANDRELÂNDIA ALÓCTONE E JUIZ DE FORA (DTAND e DTJF)
1,0 G0	DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTFS)
1,3 G0	DISCORDÂNCIA
1,8 G0	AS SETAS INDICAM POSSÍVEIS VARIAÇÕES DE IDADE DAS UNIDADES

GRANITO LIBERDADE: Leucogranito com biotita, muscovita, granada e turmalina.	GRANITO SERRA DO PIRANGA: Leucogranito com biotita, muscovita.
GRANITO PORFÍRICO SERRA DO LAGARTO: Com megacrastos de K-feldspato (até 12 cm).	GRANITO SERRA DA CONCÓRDIA: Granito foliado com porfiroclastos de K-feldspato.
GRANITOÍDE RIO TURVO: Granito foliado com porfiroclastos de K-feldspato (até 2 cm).	SUITE INTRUSIVA QUIRINO/DO ANDARAÍ (SIOB): Biotita-granito e hornblenda-granito. Granitoides com composição tonalítica a granítica, com enclaves de gabbro e dioritos.
METABÁSICAS INTRUSIVAS (Orto-antibiotas).	UNIDADE SÃO JOÃO: Silimanito gnáissio-xisto com lentes de mármore dolomítico.
SEQUÊNCIA ESTRATIFICADA gnl-biot-gnóissios com intercalações métricas de quartzitos puros a feldspáticos.	UNIDADE TRES BARRAS: Biotita gnáissio com intercalações de qtz, (g), calcissilicático (cc), mármore (m), silimanito xisto.
UNIDADE QUARTZÍTICA: biot-gnóissio bandado com intercalações métricas de quartzitos puros a feldspáticos.	
GRANADA BIOTITA GNÁISSIO: Com silimanito subordinado e intercalações de gndolitas (g) e calcissilicáticas.	
BIOTITA GNÁISSIO BANDADO: Com intercalações de quartzito (q), calcissilicáticas (cc), silimanito (m) e gndolitas (g). Textura milonítica frequente no DTJF.	
LEUCOGNÁISSIO: Granito gnáissio leucocrático.	
COMPLEXO JUIZ DE FORA (CJF): Granito gnáissio ortoclitado com megacrastos de K-feldspato.	
COMP. MANTIQUEIRA (CM): Biotita hornblenda gnáissio com megacrastos de K-feldspato, com enclaves básicos e granitos subordinados.	

CONTATO GEOLÓGICO	SUPERFÍCIE DE EMPURRÃO COM MERGULHO ENTRE 60° e 90°	FALHA TRANSCORRENTE	ATTITUDE E MERGULHO DA FOLIAÇÃO
CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO	ZONA DE CISCALAMENTO D3 SUBVERTICAL	FALHA SUBVERTICAL COM MOVIMENTO INDETERMINADO	0°
TRAÇO DO PA DE ANTIFORMAL REVRADO (D1 + D2)	TRAÇO DO PA DE ANTIFORMAL NORMAL COM CEMENTO (D3)	TRAÇO DO PA DE SINFORMAL REVRADO (D3)	0° - 60°
TRAÇO DO PA DE SINFORMAL REVRADO (D1 + D2)	TRAÇO DO PA DE SINFORMAL NORMAL COM CEMENTO (D3)	TRAÇO DO PA DE ANTIFORMAL REVRADO (D3)	60° - 90°
PONTO COM LÂMINA DELGADA	PONTO COM ANÁLISE LITOQUÍMICA	PERFIS GEOLÓGICOS	90°
SUPERFÍCIE DE EMPURRÃO NO BLOCO ABATIDO	FALHA SUBVERTICAL TRAÇOS NO BLOCO ABATIDO

ANEXO I MAPA GEOLÓGICO

Monica Heilbron 1993

4466 M.2

DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA ALOCTONE
(DTAND)

DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA
(DTJF)

DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL
(DTPS)

ZONA DE INTENSA
MISTURA TECTÔNICA

NW

H

1500 m

1000

500

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

0

ANEXO III

MAPA DAS ESTRUTURAS
RELATIVAS A DEFORMAÇÃO
PRINCIPAL (D_1 + D_2)

INSTITUTO DE GEOLOGIA
1819
H466
me

MONICA HEIL BRON 1997

DOMÍNIO TECTÔNICO ANDRELÂNDIA (DTAND)

LEGENDA

A UNIDADES LITOLÓGICAS

ROCHAS GRANITÓIDES

- 1-LIBERDADE, 2-SERRA DO IPIRANGA: LEUCOGRANITOS
- 3-SERRA DO LAGARTO: GRANITO PORFIRÓIDE
- 4-TURVO, 5-SERRA DA CONCORDIA: GNAISSE PORFIRÓIDE
- 6-QUIRINO-DORÂNDIA: GRANITOIDES FOLIADOS
- Biotita (hornblenda) granitoides
- Hornblenda granitoides
- QUARTZITO DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

B NOTAÇÃO ESTRUTURAL

- TRAÇO DO PLANO AXIAL DE SINFORMAL D_4
- TRAÇO DO PLANO AXIAL DE ANTIFORMAL D_4
- ZONA DE CISALHAMENTO, DÚCTIL-RÚPTIL, SUBVERTICAL C/ REJEITO INDISCRIMINADO
- TRAÇO DO PA. DE SINFORMAL D_3 (MSPS=MEGASINFORMA DO PARAÍBA DO SUL)
- TRAÇO DO PA DE SINFORMAL REVIRADO D_3
- TRAÇO DO PA DE ANTIFORMAL D_3
- TRAÇO DO PA DE ANTIFORMAL REVIRADO D_3
- ZONA DE CISALHAMENTO D_3 , SUBVERTICAL, DÚCTIL, COM REJEITO DEXTRÓGIRO E INVERSO (ZCPS=ZONA DE CISALHAMENTO DO PARAÍBA DO SUL) EMPURRÕES D_2
- LIMITE ENTRE DTAND e DTJF
- LIMITE ENTRE DTJF e DTPS
- ZONA DE TRANSPRESSÃO
- ATITUDE DA FOLIAÇÃO PRÉ D_3
- FALHAS RÚPTIL MESO-CENOZÓICAS
- SUBVERTICAL TRANSCORRENTE
- SUBVERTICAL NORMAL

C ESTEREOGRAMAS

ANEXO IV

MAPA COM ELEMENTOS ESTRUTURAIS DAS DEFORMAÇÕES TARDIAS (D_3 e D_4) E COM O POSICIONAMENTO TEMPORAL RELATIVO DAS ROCHAS GRANITÓIDES

MONICA HEILBRON 1993

DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA (DTJF)

POLOS DE SUPERFÍCIES AXIAIS E ZONAS DE CISALHAMENTO

n = 42

M = (S_3) = 127/88 (19%)
CURVAS = 15; 10; 5; 1%
 S_4

EIXOS E LINEAÇÃO DE INTERSECÇÃO

n = 69

M = 058/10 (16%)
CURVAS = 10; 5; 2,5; 1%

DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL (DTPS)

N

PA n = 9
EIXO, LIN. INTERSECÇÃO n = 30

ESC. 1:250.000

0 5 10 15 20 25 km

CEDO M₁ - ZONA DA CIANITA/SILLIMANITA COM RELICTOS DE PARAGÊNESES DE ALTA PRESSÃO (IIA) - Dados de TROUW 1992, SILVA 1990, TROUW et al 1986 (As outras paragêneses observadas são idênticas a ZONA II)

M₁ - ZONA DO KFELDSPATO (IV)

1 EVENTOS METAMÓRFICOS E SUA RELAÇÃO TEMPORAL

A - METAMORFISMO M₂ ? (OU DIMINUIÇÃO DE PRESSÃO APÓS M₁) (SIN D₃ DE IDADE BRASILIANA)
 B - METAMORFISMO PRINCIPAL M₁ (SIN D₁ + D₂ DE IDADE URUAQUANA ? OU BRASILIANA ?)

2 LEGENDA E NOTAÇÃO ESTRUTURAL

ANEXO V
 MAPA METAMÓRFICO
 Monica Heilbron 1993