UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EXTRUSÃO TECTÔNICA OBLÍQUA EM REGIME
TRANSPRESSIVO NO CINTURÃO PARAIBIDES, RJ**

Nolan Maia Dehler

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2002

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EXTRUSÃO TECTÔNICA OBLÍQUA EM REGIME TRANSPRESSIVO
NO CINTURÃO PARAIBIDES, RJ

NOLAN MAIA DEHLER

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Rômulo Machado
Examinadores:	Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares
	Prof. Dr. Henrique Dayan
	Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva
	Profa. Dra. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

SÃO PAULO
2002

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**EXTRUSÃO TECTÔNICA OBLÍQUA EM REGIME TRANSPRESSIVO
NO CINTURÃO *PARAIBIDES*, RJ**

Tese de Doutorado

Nolan Maia Dehler

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DEDALUS - Acervo - IGC

30900011058

Junho de 2002

Para Lô e Nana

ÍNDICE

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract	v
Abreviações utilizadas	vii

CAPÍTULO I **INTRODUÇÃO, LOCALIZAÇÃO, MATERIAIS E MÉTODOS**

I

1.1) INTRODUÇÃO	1
1.2) OBJETIVOS	2
1.3) LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	3
1.4) MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.4.1) PARTE I (PROCEDIMENTO PARA A EXECUÇÃO DO PROJETO)	5
1.4.2) PARTE II (MATERIAIS E MÉTODOS ESPECÍFICOS)	6
1.5) ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA	8
1.5.1) ANÁLISE GEOMÉTRICA	8
1.5.2) ANÁLISE CINEMÁTICA	8
1.6) APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	10

CAPÍTULO II **SÍNTESE DOS MODELOS TECTÔNICOS REGIONAIS**

II

2.1) INTRODUÇÃO	11
2.2) EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS A SUL DO CSF	13
2.3) ESTRUTURA E MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA O CP NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO	17
2.3.1) MODELOS PIONEIROS	17
2.3.2) MODELOS DE EVOLUÇÃO ATUALÍSTICOS	20
2.4) MAGMATISMO GRANÍTICO E MODELOS TECTÔNICOS	24
2.5) CONSIDERAÇÕES FINAIS	26

3.1) INTRODUÇÃO E CONCEITUAÇÃO	28
3.2) MODELAGEM DA DEFORMAÇÃO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS	31
3.2.1) MODELO DE SANDERSON E MARCHINI (1984) (MSM)	31
3.2.1.1) <i>Boundary Conditions</i>	31
3.2.1.2) Deformação finita, eixos principais da deformação instantânea e orientação de foliações e lineações de estiramento mineral	32
3.2.1.3) Nucleação de dobras e reorientação passiva de feições planares e lineares em zonas transpressivas/transtrativas	36
3.2.1.4) Análise bidimensional da deformação transpressiva/transtrativa e expectativa teórica de orientações estruturais	40
3.2.2) TRANSPRESSÃO SEM DESLOCAMENTO NA BORDA DA ZONA (NO <i>BOUNDARY SLIP</i>) – ROBIN E CRUDEN (1994) E DUTTON (1997)	42
3.2.2.1) <i>Boundary conditions</i>	42
3.2.2.2) Transpressão transcorrente ($f=-1$ e $f=1$; $\beta=0^\circ$): comportamento da “foliação”, “lineação” e cinemática da zona.	43
3.2.2.3) Transpressão oblíqua (β diferente de 0°)	46
3.2.2.4) Deformação finita em zonas transpressivas do tipo MRC (Robin e Cruden 1994)	48
3.2.3) TRANSPRESSÃO COM ESCAPE LATERAL	50
3.2.3.1) <i>Boundary Conditions</i>	50
3.2.3.1) Deformação finita em zonas transpressivas com somente estiramento horizontal (escape lateral), apresentando ou não variação de volume	51
3.2.4) TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO COM ESTIRAMENTO VERTICAL E HORIZONTAL	52
3.3) PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM AMBIENTES TRANSPRESSIVOS E TRANSTRATIVOS	54
3.4) TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO: A IMPORTÂNCIA DAS <i>BOUNDARY CONDITIONS</i> , DEFORMAÇÃO FINITA <i>VERSUS</i> DEFORMAÇÃO INCREMENTAL E CINEMÁTICA EM GRANDE ESCALA	60

4.1) RESUMO	62
4.2) INTRODUÇÃO	63
4.3) TRABALHOS ANTERIORES	64
4.4) CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DOS GRANITÓIDES	65
4.5) GRANITÓIDES TIPO-S	67
4.5.1) DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL (DPS)	67
4.5.2) DOMÍNIO LITORÂNEO (DL)	69
4.6) DISCUSSÃO	70
4.7) CONCLUSÕES	75

CAPÍTULO V ANÁLISE CINEMÁTICA DA ABA SUL DA ESTRUTURA DIVERGENTE DO RIO PARAIBA DO SUL, NA PORÇÃO OCIDENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO	77
--	-----------

5.1) INTRODUÇÃO	77
5.2) CINEMÁTICA DO CP NO RIO DE JANEIRO	78
5.3) APRESENTAÇÃO DOS DADOS	81
5.3.1) GEOMETRIA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS NO FLANCO SUL DA DL	81
5.3.1.1) Geometria das Estruturas na SAT	82
5.3.1.2) Cinemática das estruturas na SAT	90
5.3.1.2.1) Domínio I (SAT)	90
5.3.1.2.2) Domínio II da SAT	91
5.4) DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	94

CAPÍTULO VI CINEMÁTICA DA SEÇÃO SERRA DAS ARARAS	97
---	-----------

6.1) INTRODUÇÃO	97
6.2) SEÇÃO DA SERRA DAS ARARAS (SSA)	97
6.2.1) GEOMETRIA DAS ESTRUTURAS NA SSA	97
6.2.2) CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS NA SSA	101
6.3) DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	105

CAPÍTULO VII METAMORFISMO E GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS	107
--	------------

7.1) INTRODUÇÃO	107
7.2) ASPECTOS DE CAMPO DO BATÓLITO SERRA DAS ARARAS (BSA)	108
7.3) PETROGRAFIA DO BATÓLITO SERRA DAS ARARAS (BSA) AO LONGO DA SEÇÃO AREAL/TRÊS RIOS (SAT)	112
7.4) APRESENTAÇÃO DOS DADOS TERMOBAROMÉTRICOS	116
7.5) DISCUSSÃO DOS DADOS	119
7.6) DEFORMAÇÃO E GRANITÓIDES SIN-TECTÔNICOS	122
7.7) CONSIDERAÇÕES FINAIS	125

CAPÍTULO VIII	
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES: ARTICULAÇÃO CINEMÁTICA E TECTÔNICA DE EXTRUSÃO	127

8.1) SUPERPOSIÇÃO GEOMÉTRICA E ARTICULAÇÃO CINEMÁTICA	127
8.2) CISALHAMENTO REVERSO E CINEMÁTICA DE EXTRUSÃO	131
8.3) CORRELAÇÃO E ARTICULAÇÃO COM A ESTRUTURA REGIONAL	137
8.4) CONCLUSÕES	143

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	146
-----------------------------------	------------

ANEXOS

Anexo I - Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (1:400.000)

Anexo II - Mapa da folha Volta Redonda (1:250.000)

Anexo III - Perfis Lito-estruturais

Anexo IV - Descrição Petrográfica das amostras analisadas para química-mineral

Anexo V - Pranchas de fotografias

Anexo VI - Tabelas de dados de química-mineral

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo I

Figura 1 - Localização e acessos aos perfis estudados no Estado do Rio de Janeiro.

4

Capítulo II

Figura 2.1 - Localização da área investigada no contexto da Placa Sanfranciscana.

14

Figura 2.2 - O Cinturão Paraibides, no sul do CSF (mod. de Endo 1997 apud Machado & Endo 1994).

18

Figura 2.3 - O Cinturão Paraibides no estado de Minas Gerais, leste de São Paulo e Rio de Janeiro (Ebert 1968).

19

Figura 2.4- Modelo em que é sugerida uma mudança progressiva na direção de convergência (1) com o progresso do encurtamento durante a evolução estrutural do Cinturão Paraibides.

21

Figura 2.5- Modelo cinemático de articulação entre três placas tectônicas durante o final do Neoproterozoico.

23

Capítulo III

Figura 3.1- Gráfico triangular com vértices situados nos três extremos das deformações planas crustais: Contração Pura, Transcorrência e Extensão Pura (Fossen *et al.* 1994).

29

Figura 3.2- Diagrama mostrando as boundary conditions examinadas por Sanderson & Marchini (1984).

32

Figura 3.3- Diagrama de Flinn construído para diferentes valores de encurtamento perpendicular a zona transpressiva no MSM.

33

Figura 3.4- Arranjo tridimensional do elipsóide de deformação em função dos componentes de cisalhamento puro e simples.

34

Figura 3.5- Orientação dos eixos instantâneos da deformação numa zona de cisalhamento.

35

Figura 3.6 - Tabela I - Principais expectativas teóricas de orientação da lineação, foliação, tipos de trama e deformação finita no MSM.

37

Figura 3.7- Estereogramas mostrando o padrão de rotação passiva de linhas durante fluxo por cisalhamento simples sinistral ($W_k=1$), cisalhamento puro ($W_k=0$) e para transpressão e transtração (valores de W_k entre 0 e 1).

39

Figura 3.8- Padrão de rotação passiva dos pólos de feições planares em cisalhamento simples, cisalhamento puro, transpressão e transtração.

40

Figura 3.9- Esquema em duas dimensões de estruturas formadas em ambientes transpressivos.

41

Figura 3.10- "Sketch" mostrando o modelo de transpressão examinado por Robin & Cruden (1994).

42

Figura 3.11- Bloco diagrama mostrando a variação de orientação da 'foliação', em transpressão transcorrente.	43
Figura 3.12- Elementos de fabric e simetria do fluxo previstos no modelo de Robin & Cruden 1994.	45
Figura 3.13- Seção vertical numa zona transpressiva oblíqua sinistral, mostrando a variação nos traços da 'foliação'. (Ext. de Robin e Cruden 1994).	46
Figura 3.14- Trajetória da 'foliação' (linhas cheias) e 'lineação' (linhas tracejadas) para diferentes níveis (valores de Z) em uma zona transpressiva oblíqua sinistral.	47
Figura 3.15- Padrão de orientação da foliação (a) e da lineação (b) em diferentes níveis numa zona transpressiva.	49
Figura 3.16- Em (a) é mostrado um bloco diagrama das boundary conditions examinadas por Dias & Ribeiro (1994).	50
Figura 3.17- Bloco Diagrama mostrando a transpressão com estiramento lateral, e o diagrama de Flinn para a deformação finita.	52
Figura 3.18- Bloco diagrama mostrando as boundary conditions para transpressão não confinada.	53
Figura 3.19- Visão em planta de zonas deformadas em regime transpressivo e transtrativo, mostrando o comportamento da elipse instantânea de deformação em ambientes com deformação partida.	55
Figura 3.20- Relação entre o ângulo alfa (ângulo entre a apófise contracional do fluxo ou direção de máxima velocidade de convergência entre placas em regime transpressional e a margem) e o ângulo beta (entre o eixo de estiramento máximo instantâneo e a margem).	55
Figura 3.21- Comportamento da lineação de estiramento em regimes de deformação por cisalhamento simples e transpressão, segundo o modelo de Sanderson & Marchini (1984)	57
Figura 3.22- Três casos possíveis de orientação de lineações de estiramento em transpressão.	58

Capítulo IV

Figura 4.1- Localização e distribuição das rochas granitóides no estado do Rio de Janeiro	66
Figura 4.2- Geração de granitos-S por fusão parcial de metassedimentos em ambiente colisional.	73

Capítulo V

Figura 5.1 - Localização da Seção lito-estrutural levantada no contexto tectônico regional do Estado do Rio de Janeiro	79
Figura 5.2- Seção Areal/Três-Rios na porção interna do CP.	83
Figura 5.3- Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos elementos estruturais do Domínio I da SAT.	85
Figura 5.4- Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos elementos estruturais do domínio II da SAT.	87
Figura 5.5- Pares de foliações S-C associadas à deformação dúctil-rúptil tardia e cinemática em afloramentos na SAT.	89
Figura 5.6- Estruturas indicadoras do sentido de cisalhamento	92

Capítulo VI

Figura 6.1- Seção lito-estrutural da Serra das Araras na localidade tipo do batólito homônimo (ver Barbosa & Sad 1983).	98
Figura 6.2- Projeções estereográficas (hemisfério inferior) da lineação de estiramento e mineral e foliação milonítica na SSA.	99
Figura 6.3- Desenhos feitos de fotos de afloramentos, com indicadores do sentido de cisalhamento em paragneisses migmatíticos intercalados aos granitos do BSA.	102

Capítulo VII

Figura 7.1 - Mapa regional das rochas granitóides na Faixa Serra das Araras (incluindo o BSA) no médio vale do rio Paraíba do Sul, porção central do estado do Rio de Janeiro.	110
Figura 7.2 - Tabela 2 - Tabela mostrando os dados geotermobarométricos obtidos para amostras selecionadas na SAT.	117
Figura 7.3 - Gráfico PT mostrando os resultados geotermobarométricos obtidos para o núcleo e borda dos minerais analisados.	118
Figura 7.4 - Variação das condições de P e T sugerida pelos resultados geotermobarométricos em função da distância do eixo da divergência em leque do rio Paraíba do Sul.	119
Figura 7.5 - Plotagem no gráfico PT dos dados geotermobarométricos disponíveis na literatura para a região estudada.	120
Figura 7.6 - Trajetória no espaço PT das condições metamórficas deduzidas a partir dos dados termbarmométricos em núcleo e borda dos minerais analisados.	122

Capítulo VIII

Figura 8.1- <i>Cartoon</i> ilustrando, simplificadaamente, a mudança entre os eixos principais da deformação (Y e Z), durante variação gradual em estilo tectônico das estruturas que acomodariam o cisalhamento dúctil paralelo ao CP, na porção superior da SAT.	130
Figura 8.2- <i>Boundary conditions</i> consideradas para a análise cinemática bidimensional de lascas crustais que se movem paralelamente à zona deformada (selecionadas a partir de dados disponíveis na literatura e de dados coletados neste trabalho).	133
Figura 8.3- <i>Cartoon</i> ilustrando a interpretação da evolução estrutural e tectônica da aba sul da divergência em leque do rio Paraíba no estado do Rio de Janeiro.	136
Figura 8.4- Seções lito-estruturais esquemáticas que englobam ambos os flancos da divergência do Rio Paraíba do Sul.	139
Figura 8.5- <i>Cartoon</i> ilustrando a orientação do eixo de rotação durante a deformação dúctil principal	142

AGRADECIMENTOS

Gostaria aqui de expressar meus sinceros agradecimentos a meu orientador e amigo, Prof. Dr. Rômulo Machado, pela disposição constante em orientar, ajudando-me e estimulando-me em todas as atividades necessárias à conclusão deste trabalho. Em muitos momentos sua alegria com a Geologia e o trabalho constituíram num adendo de estímulo fundamental para o fechamento desta tese.

À minha esposa Heloísa e à minha filhota Hannah, agradeço pela força, companheirismo e paciência em ter-me por tanto tempo ausente. Espero com muita ansiedade o retorno de nosso constante cineminha e das tardes de videogame. Agradeço também à Helô pela força com a edição deste trabalho.

Agradeço à professora Dr^a. Eliane Aparecida Delama, sem a ajuda e empenho da qual, não teria sido possível incorporar os dados e discussões sobre a geotermobarometria nesta tese.

Aos companheiros da USP e da CPRM, João (Joãozera), Gilberto (Giba), Silvia (Vartin), e Mauro (Lobomauro), agradeço pela força e pela companhia nesta e em outras empreitadas.

À CPRM- Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais, agradeço pela concessão do afastamento remunerado de dois anos, pela ajuda na plotagem dos mapas, e pela permissão em utilizar os mapas do estado do Rio de Janeiro e da folha Volta Redonda como encartes deste trabalho. Neste sentido gostaria de agradecer particularmente ao Dr. Luiz Carlos da Silva. Expresso meus agradecimentos especiais à Marina e Lauro (CPRM) pela força com as ilustrações e plotagens do trabalho. Agradeço também, é claro, a Sir. Roylane McCarrot.

Agradeço também aos professores Dr. Elvo Fassbinder, Dr^a. Maria de Fátima Bittencourt, Dr. Alexis Rosa Nummer (Véio), Dr. Romalino dos Santos Fragôso-César (Roma) e Dr. Fernando Ornellas, por valiosas discussões tanto no campo quanto na USP, que contribuíram sobremaneira para a construção das idéias expressas nesta tese. Gostaria também de expressar meus agradecimentos aos professores Dr. Ricardo Trindade e Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha pelas valiosas sugestões propostas ao trabalho.

Vários laboratoristas contribuíram para que esta tese fosse terminada, como o Samuel (Samuca e outros...), Marcos (o Mezenga), Verônica, e muitos outros. Desde já me desculpo por qualquer esquecimento, mas estou sinceramente grato a qualquer pessoa que, de qualquer forma, tenha contribuído para a realização desta tese.

RESUMO

Dados de campo e de compilação, recentemente levantados sobre a geologia do estado do Rio de Janeiro, revelaram que os granitóides do tipo-S são mais comuns do que o anteriormente suposto para esta região do Cinturão *Paraibides*. (Granada)-(sillimanita)-moscovita-biotita granitóides porfiríticos têm ampla ocorrência no eixo da divergência-em-leque do Rio Paraíba do Sul. Estas rochas foram afetadas por intensa deformação em alta temperatura, responsável pela impressão em estado sólido de uma trama planar bem desenvolvida. Dados geotermobarométricos obtidos em granitóides com granada, sugerem que o equilíbrio foi alcançado em temperaturas de pico compreendidas entre 880 e 700° C (núcleo), e a temperaturas mais baixas, entre 750 e 630° C para a borda da granada. A pressão foi estimada entre 8.0 e 5.0 Kb. Temperaturas e pressões mais elevadas, da ordem de 1000 e 900° C, e 9.7 Kb foram também obtidas para rochas localizadas no eixo da estrutura divergente, sugerindo o alçamento de rochas profundas nesta região. A anatexia crustal é interpretada como registro do pico termal do cinturão nesta região, sendo provavelmente mais jovem que o ápice de pressão experimentado pelas rochas. Assim, a deformação em estado sólido impressa nos granitóides, pode ser interpretada como resultado de regimes tectônicos vigentes durante a exumação e o resfriamento do cinturão.

A análise cinemática e dados microestruturais em duas seções regionais no flanco sul da estrutura divergente, sugerem uma evolução tectônica em dois estágios: um estágio precoce, no qual o fluxo deformacional em alta temperatura ocorreu em zonas de cisalhamento de baixo ângulo, coevas com extensiva anatexia de rochas metassedimentares, colocação do batólito granítico Serra das Araras, e intrusões tabulares de leucogranitos; num estágio tardio, zonas de cisalhamento subverticais dextrais, associadas à dobras com eixo subparalelo à lineação de estiramento e mineral, e zonas de cisalhamento de empurrão, deformam a trama anterior em condições metamórficas da fácies anfibolito, ainda na presença de fusões graníticas menos expressivas. A lineação de estiramento e indicadores cinemáticos sugerem cisalhamento dúctil de topo para SSW-SW no estágio precoce, oblíquo e paralelo ao cinturão respectivamente. No estágio tardio, as estruturas sugerem regime transpressivo dextral, com o movimento paralelo ao cinturão sendo acomodado por

planos de fluxo subverticais, e o componente de encurtamento ortogonal por dobras com superfície axial subparalela às paredes das zonas direcionais transpressivas, e zonas de empurrão com movimento de topo para ESE-SE.

O movimento em zonas de cisalhamento de baixo ângulo no estágio precoce, facilitado pela presença de *melt* granítico, teria acomodado a extrusão lateral e oblíqua de crosta parcialmente fundida, e gerado um componente sinistral em planos horizontais na base das seções investigadas, contrário à rotação dextral proposta para o cinturão *Paraibides*. Baseado em dados de campo e na expectativa teórica do desacoplamento dos componentes da velocidade de convergência em regimes transpressivos (em duas dimensões), concluiu-se que o sentido reverso do cisalhamento num contato entre fragmentos crustais que se movem lateralmente com relação a um referencial, seria somente possível se ocorresse um aumento na taxa de deformação longitudinal. Além disso, concluiu-se que isto geraria regimes tectônicos transitórios, instáveis com relação ao campo de velocidade externo aplicado, e não facilmente preservados. Nesta região do cinturão, o movimento para sudoeste da base das seções é superposto por cisalhamento dúctil extensional de topo para NNE, com componente dextral em planos horizontais, sem uma mudança aparente na atitude da lineação de estiramento. Interpretou-se esta mudança cinemática como resultado do *hardening* progressivo da pilha metassedimentar sobreposta devido ao resfriamento, ainda em regime de convergência em níveis estruturais profundos, e extrusão oblíqua do *footwall*. Sugere-se aqui que mudanças reológicas transitórias devido à fusões sintectônicas, poderiam induzir perturbações significativas no fluxo deformacional regional na crosta média e inferior.

ABSTRACT

Recent compilation and field data on the geology of the Rio de Janeiro State, revealed that crustal anatexis and S-type granites were more extensively developed than previously assigned in the *Paraibides* belt. (Garnet)-(sillimanite)-muscovite-biotite porphyritic granitoids have widespread occurrence in the region of the Rio Paraiba do Sul structural divergence. These rocks were overprinted by intense high-temperature solid state strain, generating a pervasive banded and laminated fabric. Geothermobarometric data on granitoids with garnet bearing assemblages, suggest that equilibrium was reached at temperatures between 880 and 700° C (cores), and 750 and 630° C using compositions on garnet rims. Pressure were estimated between 8.0 and 4.8 Kb. Higher values of temperatures (between 1000 and 900° C), and pressures (9.7 Kb) were obtained at the axis of the regional divergence. Widespread anatexis are interpreted to record thermal peak conditions in this region, probably younger than the maximum crustal thickening in the belt. Hence, solid state fabrics can be interpreted as due to tectonic regimes coeval with exhumation and cooling of the belt.

Kinematic analysis and microstructural data from the southern limb of a NE-trending regional fan-like structure in the *Paraibides* Belt, suggest a two-stage tectonic evolution. In the earlier stage, high-temperature ductile flow occurred in low-angle shear zones, coeval with widespread anatexis of the upper metasedimentary units, and emplacement of a S-type granite batholith and leucogranitic sheets. In the later stage, discrete thrusts, sub-vertical flattened directional shear zones and extension-parallel folds, deformed the earlier fabrics under amphibolite facies conditions as well as in the presence of a less extensive melt fraction.

Stretching lineation and kinematic indicators suggest top-to-SSW-SW ductile shearing in the earlier stage, oblique and parallel to the belt, respectively. In the later stage the stretching lineation and kinematic indicators show a dextral transpression regime with parallel motion accommodated by sub-vertical shear planes, as well as orthogonal shortening strain by folding with axial surfaces sub-parallel to the shear zone walls and SE-

directed thrusting. The melt-assisted motion in low-angle strike-slip and oblique-slip shear zones accommodated the lateral and vertical extrusion of partially molten crust, and generated a sinistral shear component in horizontal planes at the lower contact of the hot pile, contrary to the regional dextral regime proposed for the *Paraibídes* Belt. Based on field data and on a simple bi-dimensional velocity modeling of an oblique convergent tectonic setting, we conclude that reverse shearing between laterally moving slivers in transpressional belts is only possible when there occurs an increase in the strain rate. Furthermore, we conclude that this may generate transient strain regimes, unstable in relation to the applied external velocity field and not easily preserved. In the belt, the southwestward motion on a regional shear zone at the base of metasedimentary pile is reversed to the NNE-directed ductile extensional shear and horizontal dextral motion, with no obvious change in the trend of the stretching lineation. We tentatively interpret this change as resulting from the progressive hardening with cooling of the overlying granite and metasediments under convergence, and the oblique extrusion of the footwall. We suggest that transient local rheological changes due to syn-tectonic melts might have enhanced significant perturbation on a regional flow regime, and bring about a departure from the homogeneous flow patterns in the deforming deep crust.

ABREVIÇÕES MAIS COMUNS UTILIZADAS

CPRM – Cia. De Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)
DRM-RJ – Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro
CSF – Cráton do São Francisco
UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro
UFRRJ – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
UERJ – Universidade Estadual do Rio de Janeiro
CP – Cinturão *Paraibides*
DL – Divergência em leque do Rio Paraíba do Sul
SAT – Seção Areal/Três Rios
SSA – Seção da Serra das Araras
FSA – Faixa Serra das Araras
BSA – Batólito da Serra das Araras
DSO – Domínio Serra dos Órgãos
MSM – Microplaca Serra do Mar
Kb – kilobar

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO, LOCALIZAÇÃO, MATERIAIS E MÉTODOS

1.1) INTRODUÇÃO

O Cinturão *Paraibides* ou Paraíba do Sul (Ebert 1962, 1968, 1971), também conhecido na literatura como Cinturão de Dobramento Ribeira (*sensu* Hasui *et al.* 1975, ver também Almeida *et al.* 1973), tem sido há décadas objeto de estudos geológicos, constituindo-se assim numa das áreas de idade pré-cambriana, mais investigadas da geologia brasileira.

Desde a segunda metade do século passado, com os trabalhos sistemáticos desenvolvidos por Heinz Ebert no sul de Minas Gerais e adjacências, a evolução geológica deste segmento Pré-Cambriano do sudeste brasileiro tem sido interpretada sob diferentes perspectivas. Neste sentido, tem sido propostos vários modelos tectônicos e de articulação estrutural entre os diversos domínios do cinturão (ver Rosier 1957, 1965, Ebert 1968, Machado e Endo 1993 a e b, Heilbron 1993, Vauchez *et al.* 1994, Ebert e Hasui 1998, Almeida 2000, dentre outros), que serão descritos brevemente no decorrer deste trabalho. Deste modo, a evolução tectônica do cinturão, estudada nos seus diferentes segmentos, tem sido desde então motivo de discussão pela comunidade geológica que tem estudado a região, sobretudo no tocante à sua evolução estrutural e contexto cinemático da deformação.

Atualmente existe consenso de que a deformação Neoproterozóica do cinturão foi originada por colisão(ões) oblíqua(s) de placas tectônicas ou terrenos, o que se enquadra perfeitamente na definição de regimes transpressionais de Harland (1971). Contudo, os modelos estruturais disponíveis não contemplam ainda esta definição de forma satisfatória, pois são em geral modelos de evolução polifásicos, essencialmente bidimensionais, cuja movimentação da fase principal estaria contida num plano perpendicular ao orógeno, contrapondo-se desta maneira aos modelos em 3D de evolução tectônica de orógenos transpressivos, onde a importância dos movimentos longitudinais tem sido amplamente reconhecida pela maioria dos autores. Apenas, recentemente, com o desenvolvimento de um número ainda relativamente restrito de trabalhos

envolvendo análise cinemática, é que começa a ser discutido com mais propriedade o quadro cinemático do cinturão orogênico em pauta.

O presente trabalho originou-se a partir da participação do candidato na execução de projeto de compilação cartográfica envolvendo uma parte do Cinturão *Paraibides* (região do estado do Rio de Janeiro), com base em um projeto conduzido pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), que teve início em 1998 e término em 2000. Este projeto envolveu a integração cartográfica em escala 1: 250.000 das folhas que abrangem o estado do Rio de Janeiro (Folhas Volta Redonda, Ilha Grande, Rio de Janeiro, Campos, Macaé e Juiz de Fora), cuja integração final resultou no mapa geológico do estado em escala 1: 400.000 (Cunha *et al.* 2000), onde o autor teve participação efetiva em suas diferentes etapas de elaboração.

O presente trabalho trata especificamente da geologia estrutural de uma fração da área integrada, correspondente ao flanco sul da divergência em leque da calha do rio Paraíba do Sul, na porção sudoeste do Estado do Rio de Janeiro e divisa com Minas Gerais. A oportunidade de participação do autor neste projeto, assim como o interesse e experiência do Orientador na região, o Prof. Dr. Rômulo Machado, foram os fatores principais que nortearam a escolha da área para a realização do presente trabalho.

1.2) OBJETIVOS

Os objetivos principais deste trabalho são os seguintes:

- Contribuir para o entendimento da evolução tectônica do Cinturão *Paraibides* (CP) no segmento estudado, fornecendo novos dados estruturais e cinemáticos como lineações de estiramento e mineral e estruturas indicativas do sentido de rotação do fluxo;
- Elaboração de um modelo tectônico unificado que explique as principais feições tectônicas e geológicas/geotectônicas da área em questão, valendo-se para isso dos dados aqui apresentados e do acervo de dados geológicos disponíveis em diversas contribuições para o segmento abordado;

☞ Testar as interpretações individuais e conjuntas da área estudada, em diferentes escalas, verificando com isso a viabilidade das interpretações obtidas frente aos modelos tectônicos disponíveis na literatura.

1.3) LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área estudada localiza-se na porção sudoeste do estado do Rio de Janeiro, e engloba duas seções geológicas transversais à estrutura regional do Cinturão *Paraibides* (CP) na região: a Seção da Serra das Araras (SSA), localizada aproximadamente entre as cidades de Paracambi/Campo Grande e Pirai; e a Seção Areal/Três Rios (SAT), localizada mais a norte, entre as cidades de Areal e Três Rios (fig. 1.1). A figura 1.1 mostra também as principais cidades e vias de acesso à região. As seções estão contidas nas folhas Paracambi (SE-23-Q-III-2) e Pirai (SF-23-Q-III-1) (SSA), Itaipava (SF-23-Z-B-I-4) e Três Rios (SF-23-Q-II-2) (SAT), respectivamente, na escala 1:50.000.

Dentre os aspectos fisiográficos mais importantes da região estudada, destaca-se o domínio geomorfológico do vale do rio Paraíba do Sul, juntamente com o domínios geomorfológicos da Serra da Mantiqueira, como limite NW, e da Serra do Mar, como limite SE. As seções estudadas abrangem principalmente os domínios da Serra do Mar e grande parte do vale do rio Paraíba do Sul. A SAT situa-se no trecho da rodovia Washington Luís (BR-040), que liga a cidade do Rio de Janeiro a Belo Horizonte, mais especificamente entre Três Rios e Areal (fig. 1.1). A SSA situa-se no trecho na rodovia Presidente Dutra (BR-116), na região da Serra das Araras (fig. 1.1), entre as cidades de Pirai e Paracambi, porção sudoeste do estado do Rio de Janeiro.

O acesso à área é facilitado pela existência de uma excelente malha rodoviária e uma densa rede de rodovias secundárias com boas condições de tráfego durante quase todos os períodos do ano. A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso pode ser feito, diretamente, seguindo-se pela rodovia Washington Luís, na direção norte, passando pelas cidades de Duque de Caxias, Petrópolis e Areal, seguindo-se dali até Três Rios, no vale do rio Paraíba do Sul. A partir da cidade de São Paulo, o acesso é feito também pela rodovia Presidente Dutra até a cidade de Volta Redonda, onde as opções de acesso podem ser continuando nesta mesma rodovia na direção da cidade do Rio de Janeiro ou, seguindo-se, daí, pela rodovia BR-393, que passa pelas cidades de Vassouras e Paraíba do Sul (fig. 1.1).

Figura 1.1 - Localização e acessos aos perfis estudados no Estado do Rio de Janeiro: SSA - Seção Serra das Araras; SAT - Seção Areal/Três Rios. A localização e articulação das folhas em escala 1: 50 000 que contém as seções também é mostrada (Paracambi e Pirai- SSA; Itaipava e Três Rios-SAT).

1.4) MATERIAIS E MÉTODOS

Serão descritos a seguir os materiais e métodos utilizados para alcançar os objetivos propostos para este trabalho. Eles serão divididos em duas partes: a primeira delas descreve os procedimentos metodológicos adotados pela equipe que participou dos trabalhos, e que representam procedimentos padrões adotados pela CPRM na execução deste tipo de projeto; a segunda parte fornece os detalhes sobre os materiais e métodos complementares utilizados para atingir os objetivos mais precisos propostos neste trabalho.

1.4.1) Parte I (procedimento para a execução do projeto)

A elaboração da integração geológica do estado do Rio de Janeiro constou de três fases principais: uma primeira fase de aquisição de material básico necessário para a execução dos trabalhos de campo e elaboração do mapa de compilação inicial; uma segunda fase que correspondeu às atividades de campo propriamente ditas; e uma terceira fase que abrangeu a integração dos dados de campo, petrográficos e aerogeofísicos com os dados disponíveis, culminando com a elaboração do mapa de compilação final. Estas fases seguiram basicamente os procedimentos adotados pela CPRM, e que resultou como produto principal o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1: 400.000, disponível em Cunha *et al.* (2000), e que consta como anexo no final da tese (ANEXO I).

Cabe salientar que, durante a segunda fase de atividades do projeto, os trabalhos de campo foram executados pelos geólogos Nolan Maia Dehler e Paulo César Santarém da Silva (Superintendência Regional de São Paulo) nas folhas Volta Redonda e Ilha Grande, em escala 1:250.000, respectivamente, sob a supervisão do Geólogo Hélio Canejo Cunha (Escritório do Rio de Janeiro) e sob a Coordenação dos Geólogos Dr. Luis Carlos da Silva (Superintendência Regional de Belo Horizonte), Dr. Reginaldo Alves dos Santos e Dr. Ignácio de Medeiros Delgado (Superintendência Regional de Salvador).

➡ Compilação dos trabalhos de cartografia geológica existentes na área de abrangência do projeto, em diversas escalas, incluindo desde trabalhos prévios de instituições governamentais estaduais e federais, até teses e relatórios inéditos, que se encontram relacionados em mapas índices que acompanham os produtos do presente trabalho;

- ☛ Interpretação das tendências estruturais e estruturas regionais, utilizando-se como base Imagens de Radar e Satélite TM-Landsat (bandas 3, 4 e 5), em escalas 1:250.000, respectivamente, junto com mapas aerogeofísicos (aeromagnéticos e aeroradiométricos) na mesma escala. A integração destas informações com os dados cartográficos disponíveis permitiu a confecção do mapa geológico preliminar em escala 1:250.000;
- ☛ Realização de uma etapa inicial de 10 dias de campo com a equipe de geólogos da CPRM, citados anteriormente, com exceção do Dr. Luis Carlos da Silva, visando à identificação dos protólitos das unidades e das grandes associações litológicas regionais, assim como a identificação da geometria e cinemática das grandes estruturas e dos principais limites tectônicos presentes na referida seção. Nesta etapa foram coletadas amostras para petrografia, visando uma melhor caracterização das unidades estudadas;
- ☛ Atualização do mapa integrado a partir da consistência do mesmo frente aos novos dados geológico-estruturais coletados, petrográficos e de sensoriamento remoto. Nesta etapa foram realizados cerca de 50 dias de trabalhos de campo na folha de Volta Redonda, com a realização principalmente de perfis perpendiculares as estruturas. Foi dada ênfase na identificação dos protólitos, estrutura e cinemática da deformação, obtendo com isso subsídios para a atualização dos mapas de serviço. O material usado nesta fase foi aquele característico dos trabalhos de geologia de campo, como bússola de geólogo, lupa, martelo, bases cartográficas (topográficas e geológicas) em diferentes escalas, imagens de satélite, aerogeofísicas, e etc.

1.4.2) Parte II (Materiais e Métodos específicos)

Esta fase foi executada em conjunto com o Orientador, Prof. Dr. Rômulo Machado, e teve como finalidade a aquisição de dados estruturais (geométricos e cinemáticos) complementares, visando atingir os objetivos deste projeto. Para esta fase foram dedicados cerca de 25 dias de trabalhos de campo, ocasião em que foi efetuada uma análise cinemática pormenorizada das estruturas, como a coleta de novas amostras orientadas para a análise microtectônica, cujos detalhes serão abordados abaixo. Nesta etapa, foram realizadas observações em escalas de detalhe a semidetalhe, dependendo exclusivamente da densidade de

afloramentos. Foram também coletadas amostras para determinações geocronológicas pelos métodos U/Pb (convencional, em zircões), Pb/Pb em zircões (evaporação) e Sm/Nd em minerais (isócronas internas). As amostras analisadas pelos citados métodos forneceram resultados inconsistentes ou inconclusivos, razão pela qual não será apresentado neste trabalho.

Nesta etapa foram ainda coletadas amostras orientadas ou não, que geraram um total de 60 lâminas delgadas (foram efetuadas duas seções perpendiculares: uma paralela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, e a outra, ao plano YZ).

Foram também efetuadas determinações geotermobarométricas a partir da composição química de minerais determinada através da Microsonda Eletrônica. Detalhes sobre as associações mineralógicas e calibrações do equipamento serão fornecidos no item seguinte;

➤ *Análises de Química-Mineral*

As análises químicas em minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da USP. Trata-se de uma microsonda tipo *Jeol*, modelo JXA 8600 *Superprobe*, com cinco espectrômetros EDS (*Energy Dispersive System*) para análises qualitativas e WDS (*Wavelength Dispersive System*) para análises quantitativas, sendo acoplado a um sistema de análise automatizado marca *Tracor-Northern* (*Norran Instruments*, 1990). As condições analíticas de operação do equipamento foram as seguintes.

- Voltagem de aceleração: 15 KEV;
- Feixe de corrente: 20.10 +/- .10 nA;
- Espessura do feixe: Para os minerais Granada e Biotita: 5µ; para Plagioclásio: 10µ.

➤ A tese foi editada em microcomputador PC, com a utilização dos programas *Microsoft Word* e *Microsoft Excel* na versão 2000. As ilustrações foram obtidas por imageamento em equipamento *Scan* de vários modelos, com as imagens sendo obtidas e trabalhadas nos programas *Corel Draw* e *Corel-PHOTO PAINT*, versão 9.0. Os dados estruturais foram

trabalhados no programa *StereoNet for Windows* versão 2.06 da Universidade de Tromsø, na Noruega.

1.5) ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA

1.5.1) Análise Geométrica

Para fins de análise estrutural (geométrica e cinemática), seguiu-se a metodologia proposta por Turner e Weiss (1963), que consiste na delimitação de domínios homogêneos quanto à orientação de um determinado elemento estrutural. Após a delimitação destes domínios, procedeu-se individualmente a análise geométrica e cinemática dos mesmos. Em seguida, efetuou-se a comparação da geometria e cinemática das estruturas entre os diferentes domínios estudados.

A análise geométrica das estruturas constou da descrição da geometria e morfologia das estruturas em escalas de afloramento e de lâmina delgada, seguido do agrupamento das mesmas em grupos de estilo (Hobbs *et al.* 1976). Constou também de uma análise minuciosa da orientação das estruturas com base na construção de diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, utilizando-se do programa *Stereonet for Windows*. Nesta etapa, procurou-se definir a consistência dos dados estruturais nos diferentes domínios estudados e a cronologia relativa entre as diferentes estruturas (foliações, lineações, dobras etc.).

1.5.2) Análise Cinemática

Na análise cinemática procurou-se definir o sentido de rotação do componente não-coaxial do fluxo deformacional, com base na observação de estruturas assimétricas no plano de perfil de máxima vorticidade das rochas miloníticas. Para isto, foram utilizados indicadores cinemáticos confiáveis e que estão bem estabelecidos na literatura, cujas revisões e princípios gerais podem ser encontrados em Berthé *et al.* (1979), Simpson e Schmid (1983), Lister e Snoke (1984), Choukroune *et al.* (1987), Hanmer e Passchier (1991), Passchier e Trouw (1996), dentre outros.

A análise cinemática foi conduzida em escalas de afloramento e de lâmina delgada. Em ambos os casos tomou-se sempre o cuidado de analisar a cinemática no plano de maior vorticidade de fluxo, ou seja, no plano XZ do elipsóide de deformação finita. Este plano é perpendicular ao plano de foliação e contém a lineação de estiramento mineral. O estudo em lâminas delgadas foram efetuados sempre em cortes orientados (paralelos ao plano XZ do elipsóide de deformação finita e, quando necessário, paralelos também aos planos YZ e XY, deste mesmo elipsóide).

Cabe salientar que a metodologia acima é válida para modelos de fluxo em zonas de cisalhamento dúcteis com simetria monoclínica, onde o plano de maior vorticidade coincide com o plano XZ do elipsóide de deformação finita (Passchier 1998), ou contém a lineação de estiramento mineral. Procurou-se também estimar o componente coaxial do fluxo com base na observação das estruturas em diversas seções perpendiculares entre si (geralmente, os planos do elipsóide de deformação finita). Este procedimento é análogo àquele utilizado para estimar o plano de maior assimetria das estruturas.

A análise cinemática envolve algumas premissas, que serão expostas resumidamente a seguir. A primeira premissa, no modelo de deformação por cisalhamento simples, é que a lineação de estiramento marca a direção de transporte em condições de alta deformação finita (Escher e Watterson 1974). Neste caso, o vetor de rotação é perpendicular à lineação (paralelo ao eixo Y do elipsóide de deformação finita).

O modelo de deformação acima, embora particularizado, é semelhante ao de um amplo leque de deformações referidas como monoclínicas, que envolvem encurtamento e extrusão segundo às direções principais do elipsóide de deformação finita (Simpson e DePaor 1993, Passchier 1998). Em regimes transpressionais, são previstas exceções teóricas, dominados por cisalhamento puro e/ou sujeitos a intensa deformação finita. Nestas situações, a lineação de estiramento mineral pode marcar uma direção perpendicular àquela do movimento (Fossen *et al.* 1994, Robin e Cruden 1994). Outras exceções são observadas em deformações com simetria triclínica, onde o plano de perfil de máxima vorticidade não contém a lineação de estiramento mineral ou, ainda, o vetor de rotação não é paralelo a nenhum eixo de deformação finita (Robin e Cruden 1994, Lin *et al.* 1998).

Outra premissa assumida na análise cinemática é que a deformação deve ser homogênea (*steady state deformation*), com a orientação e magnitude dos eixos incrementais da deformação devendo permanecer constantes durante a deformação progressiva (Jiang e White 1995). Esta condição garante a constância do número de vorticidade cinemática durante toda a história deformacional considerada. Deste modo, a análise cinemática é válida somente para períodos da história deformacional em que estas condições são satisfeitas (Jiang 1994, Jiang e Williams 1999).

1.6) APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados dos trabalhos realizados para esta tese de doutorado são aqui apresentados na forma de artigos científicos, mapas geológicos em diferentes escalas (1: 400.000, de todo o estado do Rio de Janeiro; 1: 250.000, Folha Volta Redonda), cujos projetos foram desenvolvidos pela CPRM com participação do candidato. Paralelamente, foram levantadas seções geológica-estruturais em escalas 1:50.000 (SAT) e 1:100.000 (SSA). Estes produtos são apresentados como anexos ao final desta tese de doutorado.

Os artigos científicos são precedidos por uma síntese regional pertinente, dos dados disponíveis na literatura. É apresentada também uma revisão com uma perspectiva histórica dos conceitos de transpressão e transtração. Esta conceituação é retomada ao final da tese (Capítulo das conclusões, Cap. VIII), onde é feito um confronto do modelo tectônico concebido neste trabalho com os modelos tectônicos disponíveis na literatura.

Uma revisão de modelos térmicos sobre fusão crustal para geração de granitos tipo-S em orógenos tectonicamente duplicados é apresentada no interior de um dos artigos (Cap. IV), onde se discute os granitos tipo-S do estado do Rio de Janeiro no contexto de uma nova perspectiva tectônica para sua geração.

CAPÍTULO II

SÍNTESE DOS MODELOS TECTÔNICOS REGIONAIS

2.1) INTRODUÇÃO

A evolução dos conhecimentos geológico na região sul-sudeste do Brasil gerou nas últimas décadas um acervo muito expressivo de dados. Contudo, muitos destes dados foram obtidos a partir de trabalhos focados em determinados segmentos do cinturão ou a partir do uso de metodologias específicas. Como isso, foram gerados modelos tectônicos sem uma visão geológica integrada e com ausência de uma articulação regional. Nota-se também uma grande escassez de trabalhos com abordagem cinemática, o que torna discutível a confiabilidade de muitos dos trabalhos de integração regional. Adicionalmente, a grande maioria dos trabalhos disponíveis de tectônica regional não se vale dos conceitos básicos da moderna geologia estrutural, como o uso de indicadores cinemáticos, dos conceitos de transpressão e transtração, tão indispensáveis para o entendimento da evolução tectônica de cinturões dobrados colisionais, principalmente daqueles relacionados com colisões oblíquas, como parece ser caso do Cinturão *Paraibides* (CP) e de outros terrenos pré-cambrianos adjacentes.

Deste modo, esta síntese objetiva dar ao leitor uma visão geral dos modelos tectônicos regionais da parte central do CP e terrenos pré-cambrianos adjacentes que se aglutinaram a sul e sudeste do Cráton do São Francisco no final do Neoproterozóico, para constituição do Gondwana.

O presente texto objetiva ainda complementar a discussão contida nos diversos segmentos desta tese, pois aspectos específicos da geologia regional acham-se contemplados nos seus diferentes capítulos. Adicionalmente, serão confrontados as diferenças e os pontos comuns dos modelos tectônicos disponíveis sobre a região.

Sínteses recentes das informações estratigráficas e tectônicas do CP no estado do Rio de Janeiro e adjacências são encontradas em Fonseca (1998), Silva e Cunha (2000), Ebert e Hasui (1998) e Trouw *et al.* (2000). Mais para sul, nos estados do Paraná e sul de São Paulo, tais sínteses sobre a estrutura e a evolução tectônica do Grupo Açungui e seu embasamento podem ser encontradas em Fiori (1990), Fassbinder (1996), Siga Jr. (1995), Campanha (1991), Silva *et al.* (1998), Campanha e Sadowski (1999). Dados recentes sobre a porção sul do CP, especialmente com suporte geocronológico e geoquímico, têm sido gerados através de inúmeras dissertações de mestrado e teses (doutorado e livre-docência) apresentadas junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Basei 2000, Guimarães 2000, Passarelli 2001, Kaulfuss 2001). Na porção norte do Cinturão, na região denominada Faixa Araçuaí (Almeida 1977), a estrutura regional possui direção geral N, que é distinta da orientação francamente NE do CP, mais a sul. Sínteses recentes sobre a geologia da porção norte do Cinturão podem ser encontradas em Pedrosa Soares *et al.* (1999, 2001) e Pedrosa Soares e Wiedemann (2000).

Um avanço significativo sobre o conhecimento da evolução tectônica dos terrenos pré-cambrianos do estado do Rio de Janeiro e adjacências tem sido alcançado nos últimos anos, sobretudo a partir da década de 80. Este avanço se deve principalmente a partir dos resultados oriundos do Projeto de Cartografia Geológica em escala 1: 50.000 do Estado do Rio de Janeiro, Coordenado pelo Departamento de Recursos Minerais deste estado (DRM-RJ). Trabalho similar de mapeamento sistemático foi também desenvolvido no Estado de São Paulo, sob a Coordenação do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (Pró-Minério) deste estado. No entanto, mesmo com o conhecimento cartográfico atualmente disponível, nota-se uma ausência de trabalhos de integração regional com controle efetivo de campo, visando à uniformização da nomenclatura estratigráfica regional, a utilização de conceitos modernos de geologia estrutural, a aplicação das novas sistemáticas analíticas disponíveis na geologia isotópica, visando contribuir efetivamente na elaboração de novos modelos geodinâmicos integrados para a região.

Os modelos tectônicos disponíveis até o início da década de 80 eram de cunho mais genérico, alicerçados em concepções estratigráficas e tectônicas hoje questionáveis, cuja validade vem sendo testada e aprimorada com o impacto de novos dados geocronológicos gerados a partir de sistemáticas isotópicas de maior valor interpretativo. Neste período, os modelos tectônicos encontravam-se ainda bastante impregnados das idéias fixistas. A análise estrutural possuía ainda

uma abordagem mais geométrica e os modelos tectônicos concebidos envolviam propostas de deformações polifásicas e policíclicas. Remonta ainda a este período a compartimentação dos terrenos pré-cambrianos do sudeste brasileiro em blocos (ou compartimentos) tectônicos regionais e de maciços medianos e crátons, ou de propostas de estruturação e subdivisão baseadas em métodos geocronológicos de valor interpretativo atualmente muito questionável.

Somente a partir da segunda metade da década de 80, com o incremento de trabalhos de mapeamento sistemático e utilização de novos conceitos, e com o uso de novas sistemáticas analíticas, é que surgiram novas propostas e modelos, muitos deles incorporando a visão moderna da tectônica de placas. Estes modelos, muitas vezes fundamentados no conceito de associações petroectônicas, procuram explicar as relações entre as diversas unidades tectônicas, considerando a relação entre deformação, magmatismo e metamorfismo impressos nestas unidades.

Em resumo, este capítulo objetiva descrever de forma sintética as diferentes propostas e modelos de evolução tectônica disponíveis na literatura sobre os terrenos situados a sul e sudeste do Cráton do São Francisco (CSF), abrangendo sobretudo a região do estado do Rio de Janeiro e adjacências.

2.2) EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS A SUL DO CSF

O arcabouço geotectônico da região sudeste do Brasil é composto por um núcleo estável no Neoproterozóico conhecido como Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1977, 1981), circundado por orógenos instalados no Neoproterozóico, durante a orogênese Brasileira/Pan-africana. A estabilização desta porção crustal representa o final da aglutinação deste setor do Gondwana (Fuck *et al.* 1993). Na região considerada, estes orógenos são representados pela Faixa Brasília (FB), situada à oeste do CSF, o Cinturão *Paraibides* ou Paraíba do Sul (CP) (Ebert 1962, 1968, 1971 e 1984) ou Faixa Ribeira (Almeida *et al.* 1973), a sul-sudeste, e a Faixa Araçuaí (FA), a leste (fig. 2.1). Estes orógenos constituem os limites da placa Sanfranciscana (fig. 2.1) (Alkmin *et al.* 1993) no sudeste do Brasil, cujo interior é composto por rochas arqueanas e paleoproterozóicas do CSF e por sua cobertura metassedimentar mais jovem, representada genericamente pelo Grupo Bambuí.

Figura 2.1 - Localização da área investigada no contexto da Placa Sanfranciscana. Legenda: CSF -Cráton do São Francisco: 1 - Embasamento; 2 - Cobertura Neoproterozóica deformada pelo ciclo orogênico Brasileiro. As setas indicam sentido de transporte tectônico; 3 - Cobertura Neoproterozóica indeformada; 4 - Traços estruturais dos cinturões móveis marginais Neoproterozóicos, com setas indicando a vergência tectônica (extraído de Endo 1997 - mod. Alkmim *et al.*, 1993).

A FB estende-se por aproximadamente 1500 km na direção norte-sul e bordeja o CSF a oeste (fig. 2.1). A sua terminação para sul apresenta uma inflexão leste-oeste, que contorna o CSF na região da chamada Cunha de Guaxupé ou da Faixa Alto Rio Grande (FARG) (Hasui e Oliveira 1984). O limite sul do CSF com a FARG, inicialmente caracterizado como um limite por falhas de empurrão, verificou-se posteriormente que se trata de um limite de natureza transcorrente (Machado e Endo 1993 c).

A FB seria caracterizada por um tectônica de baixo ângulo, com *nappes* de empurrão transportadas para leste/sudeste (Simões e Valeriano 1990, Simões 1995), durante a colisão dos crátons Amazônico e São Francisco, ocorrida no Neoproterozóico (Brito Neves e Cordani 1991), num quadro de convergência regional aproximadamente E-W (Wernick *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1990). Esta deformação gerou tramas miloníticas assimétricas, lineações de estiramento e mineral em foliação de baixo ângulo, superposta a uma trama milonítica mais antiga, associada a cisalhamento não-coaxial com movimento de topo para N (Valeriano *et al.* 1995). A trama mais jovem foi acompanhada de metamorfismo, cujo pico data de aproximadamente 0.63 a 0.61 Ga (Pimentel *et al.* 1998).

Na extremidade sul do CSF, este movimento mais jovem estaria associado ao deslocamento para leste/nordeste de lascas de rochas granulíticas de alta pressão e eclogitos, decorrentes de superespessamento e extrusão crustal durante a colisão continental (Trouw *et al.* 1998, Campos Neto e Caby 1999). A identificação de associações de fundo oceânico neste segmento (Strieder e Nilson 1992, Roig e Schrank 1992) sugere que a colisão teria sido o ápice do processo de convergência experimentado pelas citadas massas cratônicas, envolvendo o consumo de litosfera oceânica numa zona de subducção com mergulho para oeste (Fuck *et al.* 1993).

A FA (Almeida 1977), também com orientação norte-sul, estende-se pelo limite oriental do CSF (fig. 2.1). É limitada a norte pelo próprio CSF e pelo fragmento antigo denominado Paramirim (Almeida 1981), e a sul por uma inflexão regional com a direção nordeste-sudoeste controlada pela geometria da terminação sul do CSF (Vauchez *et al.* 1994). Nesta região, a estrutura N-S virga para NE-SW, que constitui o próprio *trend* regional do CP. Segundo diversos autores, o padrão tectônico da FA sugere inversão da bacia por empurrões com vergência para oeste em direção ao CSF (Cunningham *et al.* 1996, Costa *et al.* 1998), num período entre 0.65 a 0.55 Ga (Siga Jr. 1986).

Segundo Ulhein *et al.* (1999), na direção norte, mais para a borda com a massa rígida do Paramirim, o encurtamento crustal teria sido acomodado por uma zona de divergência transpressiva dextral.

Martins-Neto *et al.* (2001) consideram a bacia Macaúbas-Salinas como depósitos marinhos de águas profundas, com idade no intervalo de 0.95 a 0.70 Ga, depositados numa margem continental passiva na porção norte do oceano Adamastor. São descritos diamictitos marinhos, conglomerados, arenitos, grauvas, pelitos e depósitos vulcano-exalativos, associados com rochas ultramáficas (na região de Ribeirão da Folha). Os autores consideram o Grupo Bambuí (0.8 a 0.65 Ga) como uma bacia do tipo *foreland*, desenvolvida durante a convergência e colisão continental relacionada ao fechamento do Oceano *Brazilide*.

As rochas ultramáficas da região de Ribeirão da Folha são consideradas como remanescentes de uma crosta oceânica, com idades Sm/Nd ao redor de 0.80 Ga (Pedrosa Soares *et al.* 1992). Estas rochas ultramáficas, intercaladas na Formação Salinas, estão associadas como rochas vulcano-sedimentares metamorfisadas, constituídas de metapelitos, meta-*chert*, sulfetos maciços, formação ferrífera bandada (BIF) e basaltos de fundo oceânico (Pedrosa Soares *et al.* 2001). Para os autores, estas rochas representam o registro de uma crosta oceânica Neoproterozóica relacionada ao Oceano *Brazilide*-Adamastor, que foi gerado durante a quebra do Supercontinente Rodínia, dando origem à bacia Araçuaí-oeste do Congo, confinada entre os Crátons do São Francisco (a oeste) e do Congo (a leste).

Pedrosa-Soares *et al.* (1992) e Pedrosa-Soares e Wiedemann (2000) sugerem subducção de crosta oceânica para leste a 0.625 - 0.595 Ga, colisão a 0.595 - 0.575 Ga (ver também Nalini 1997), encerrando nos estágios tardios a 0.560 Ga. Atividades tectono-magmáticas tardias ocorreram entre 0.535 - 0.490 Ga, em regime extensional (Pedrosa-Soares e Wiedemann *op. cit.*).

O Cinturão *Paraibides* ou Paraíba do Sul (CP) (Ebert 1962, 1968, 1971 e 1984), também denominado Faixa de Dobramentos Ribeira (Almeida *et al.* 1973, Hasui *et al.* 1975), ou Cinturão Atlântico (Fyfe e Leonards 1974), constitui uma entidade geotectônica do Neoproterozóico ativa na borda sul-sudeste do CSF (fig. 2.2). Almeida *et al.* (1973) restringiram a denominação Faixa Paraíba do Sul a uma estrutura mais antiga de idade Paleoproterozóica. Esta distinção, embora provavelmente apropriada, já que ocorrem diversas unidades ortoderivadas Paleoproterozóicas

deformadas e metamorizadas na fácies anfibolito e granulito (Machado *et al.* 1996, Heilbron *et al.* 1997), está em desacordo com a proposição original de Ebert (1968, 1971), que vinculou uma idade mais nova para estrutura do CP, com relação à estrutura da então denominada Faixa Araxá (*Araxaides*) (ver estrutura da FB), o que foi confirmado posteriormente por outros autores (ver também Trouw *et al.* 1994).

A área do presente trabalho, localizada na porção ocidental do estado do Rio de Janeiro, encontra-se inserida na porção interna do CP. Portanto, a compartimentação tectônica dos terrenos que compõem a geologia deste estado está vinculada à evolução tectono-metamórfica deste cinturão. A sua evolução orogênica, considerada por Heilbron *et al.* (1998) como sendo a mais nova no cenário das colagens brasileiras/pan-africanas do segmento crustal considerado, teria sido responsável pela deformação, metamorfismo, magmatismo e articulação dos diversos terrenos. A seguir, serão descritos os diversos modelos tectônicos disponíveis na literatura que abordam as feições geológicas da região objeto deste estudo.

2.3) ESTRUTURA E MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA O CP NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

2.3.1) Modelos Pioneiros

O primeiro modelo de evolução tectônica proposto para a região do estado do Rio de Janeiro se deve a Rosier (1957 e 1965). Este autor, ao estudar o domínio da Serra dos Órgãos e calha do rio Paraíba do Sul, propôs um modelo tectônico tipo alpino para explicar o padrão estrutural, estratigráfico e metamórfico observado na região. Segundo Rosier (1957), as dobras recumbentes, o padrão estrutural regional e o padrão metamórfico inverso eram evidências de uma tectônica de grandes *nappes* transportadas de sudeste para noroeste. Esta estruturação, considerada de idade Assíntica, seria também responsável pela colocação de rochas supostamente arqueanas sobre rochas mais jovens. Neste modelo, a zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul seria o *front* das grandes *nappes*, caracterizada por intenso encurtamento oriundo do movimento de grandes massas rochosas. Neste sentido, foi o primeiro autor a reconhecer o forte encurtamento e achatamento perpendicular às zonas de cisalhamento na região.

Figura 2.2 - O Cinturão *Paraibides*, no sul do CSF (mod. de Endo 1997 *apud* Machado & Endo 1994). Legenda: 1 - Cobertura Neoproterozóica; 2 - Limite do Cráton São Francisco; 3 - Zonas de cisalhamento; 4 - Sentido de transporte tectônico da deformação dúctil principal; 5 - Vetor tectônico transpressional da fase dextral (D); 6 - Zona axial (interna) do cinturão orogênico do Ciclo Brasileiro (Cinturão *Paraibides*/Faixa Araçuaí).

Coube a Ebert (1968, 1971, 1984), sintetizando estudos sistemáticos efetuados no sul do estado de Minas Gerais e divisas com o Rio de Janeiro, a proposição do primeiro modelo tectônico abrangente, envolvendo a geologia de ambos os estados. Estes estudos levaram o autor a interpretar a geologia do estado do Rio de Janeiro como representante das porções internas de um geossinclinal de idade assintica (fig. 2.3). Para Ebert (1955 e 1956 a e b), os metassedimentos da Série Andrelândia, na região sul de Minas Gerais, seriam os correspondentes menos metamórficos dos gnaisses da então denominada Série Paraíba. O autor considerou que, pelo menos parte das coberturas metassedimentares estudadas no sul do estado de Minas Gerais, eram correlacionáveis aos gnaisses aflorantes no vale do rio Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro. Ebert (1968, 1971) denominou de *Paraibídes* esta unidade geotectônica, e considerou-a mais jovem do que o então denominado *Araxaídes* (atual FB).

Figura 2.3 - O Cinturão *Paraibídes* no estado de Minas Gerais, leste de São Paulo e Rio de Janeiro (Ebert 1968). (A)- Distribuição das unidades litoestratigráficas do Cinturão Assíntico, e (B)- Divisão metamórfica e tectônica do Cinturão Assíntico. Ver discussão no texto.

Para Ebert (1968), a vergência dos movimentos tectônicos é para noroeste até o rio Paraíba do Sul, onde a estrutura descrita como “divergência em forma de leque” interrompia esta homogeneidade estrutural (fig. 2.3). O mesmo autor reconheceu também a grande estrutura antiformal observada na Serra dos Órgãos. A estrutura divergente do rio Paraíba do Sul foi descrita posteriormente por vários autores (Lamêgo 1936, Machado 1983 e 1984, Barbosa e Sad 1983 b, Heilbron *et al.* 1991, Machado e Endo 1993 a, Corrêa Neto *et al.* 1993 e Dayan *et al.* 1993), e sua interpretação tectônica constitui-se ainda numa questão muito debatida da geologia do estado do Rio de Janeiro.

2.3.2) Modelos de evolução atualísticos

Somente a partir do início da década de 80 é que foram propostos modelos envolvendo colisões continentais para explicar as feições geológicas observadas no estado do Rio de Janeiro. Dentre as proposições de modelos de evolução tectônica disponíveis para o estado, relaciona-se os trabalhos de Machado (1984, 1997), Sad e Dutra (1988), Heilbron (1993, 1995), Heilbron *et al.* (1999), Campos Neto e Figueiredo (1995), Ebert *et al.* (1993 a e b), Machado e Endo (1993 a e b), Ebert e Hasui (1998) e Tupinambá (1999). Estes trabalhos versam sobre diferentes aspectos da geologia do Rio de Janeiro, incluindo estrutura, geoquímica, natureza do magmatismo granítico, propondo, no contexto do assunto enfatizado, modelos tectônicos regionais mais abrangentes.

Machado (1984), estudando o segmento central do CP no estado do Rio de Janeiro, sugeriu que a colisão entre massas cratônicas a noroeste e sudeste deste estado seria responsável pelo complexo padrão tectono-metamórfico encontrado nesta região. Segundo este autor, a estrutura divergente do rio Paraíba do Sul seria também explicada pela colisão entre estas massas cratônicas.

Sad e Dutra (1988), utilizando-se de análises litogeoquímica em unidades deformadas e metamorfizadas do Grupo Paraíba do Sul no Rio de Janeiro, sugeriram para este grupo deposição em num ambiente colisional tipo arco-continente. Cabe salientar que neste trabalho os autores se valeram da integração dos mapeamentos geológicos em escala 1: 50.000, disponíveis à época sobre grande parte do estado do Rio de Janeiro.

Estes trabalhos marcam o início de uma abordagem atualística na interpretação da articulação e evolução tectônica dos diferentes terrenos que compõem a geologia do estado do Rio de Janeiro. É somente a partir do início da década de 90, com o desenvolvimento de novos trabalhos de campo, e a geração de dados cinemáticos, litogeoquímicos e geocronológicos, é que começam a surgir interpretações tectônicas regionais mais fundamentadas.

Após os trabalhos sistemáticos e pioneiros de Ebert (1955, 1956 a e b, 1968, 1971 e 1984), Cordani *et al.* (1973), Machado (1984), Batista (1983) e Sad e Dutra (1988), que culminaram com a elaboração do modelo tectônico regional anteriormente descrito, coube a Heilbron (1993) propôr, com base em estudos estruturais e metamórficos resultantes de mapeamento sistemático, uma proposta de evolução tectônica para o segmento central do CP no estado do Rio de Janeiro. Para a autora, a estruturação principal deste segmento é dada por importantes zonas de cisalhamento de empurrão com vergência de topo para noroeste, num esquema de grandes *duplexes* crustais. Estes movimentos seriam associados às fases de deformações contínuas D_1+D_2 , concomitantes ao metamorfismo regional M_1 e sincrônicos com a colisão continental. Esta cinemática teria evoluído no tempo para uma tectônica oblíqua, com componente direcional dextral e de empurrão para noroeste, seguindo-se, já numa fase tardia da evolução tectônica do cinturão, uma movimentação direcional dextral (fig.2.4) (Heilbron *et al.* 1995).

Figura 2.4- Modelo em que é sugerida uma mudança progressiva na direção de convergência (1) com o progresso do encurtamento durante a evolução estrutural do Cinturão *Paraibides*. (2)- dobras em bainha; (3)- granitóides. (ext. de Heilbron *et al.* 1995). Discussão no texto.

Esta fase tardia, denominada de fase D₃ por Heilbron (1993) e Heilbron *et al.* (1995), teria sido responsável pela implantação de zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo e pela “Estrutura Tectônica Divergente ou Estrutura Sinclinorial” (Machado 1983 e 1984) ou “Megassinforma do Rio Paraíba do Sul” (Heilbron *et al.* 1991), e que corresponde à interpretação dada pelos autores para a divergência do rio Paraíba do Sul. Para os últimos autores, fase D₃ foi acompanhada de metamorfismo M₂.

Este processo evolutivo seria resultado de convergência e colisão entre massas continentais no Neoproterozóico (aprox. a .580 Ga) (Machado *et al.* 1996), com subducção tipo-A mergulhando para sudeste (Heilbron 1993). A sutura, segundo Heilbron (*op.cit.*), estaria localizada provavelmente no domínio tectônico Juiz de Fora, caracterizado por intensa intercalação tectônica de rochas metassedimentares da cobertura e rochas granulíticas e ortognáissicas do embasamento. Este processo seria o resultado de encurtamento crustal inicialmente noroeste-sudeste, seguido de giro progressivo dos vetores regionais para a direção leste-oeste (Heilbron *et al.* 1995) (fig. 2.4).

Com base nos dados regionais de lineações de estiramento mineral e geofísicos disponíveis, assim como no caráter transpressivo das zonas de cisalhamento direcionais características da estruturação regional do CP (Dayan e Keller 1989, Ebert *et al.* 1991, Corrêa Neto *et al.* 1993, Egydio Silva e Mainprice 2000), diversos autores têm proposto interpretações alternativas para estruturação do CP neste segmento (Machado e Endo 1993 a e b; Ebert *et al.* 1993 a e b; Ebert e Hasui 1998). Os dados regionais disponíveis sobre lineações de estiramento mineral no CP nesta região sugerem uma distribuição bipolar, com concentrações subperpendiculares e subparalelas ao cinturão, e orientações intermediárias entre ambas (Almeida 2000). As interpretações deste padrão são refletidas nos modelos tectônicos, ou por empurrões dúcteis seguidos de estiramento longitudinal tardio e menos importante (Heilbron *et al.* 1998, Almeida 2000), ou devido à tectônica transpressiva (Machado e Endo 1993, Ebert *et al.* 1993b) em um regime transpressional dextral, cuja deformação seria articulada e partida durante a convergência oblíqua (Ebert e Hasui 1998).

Para Machado e Endo (1993 a e b), a estrutura divergente do rio Paraíba do Sul representaria uma mega estrutura-em-flôr positiva com importante papel na estruturação de todo o CP que, conjuntamente com o Cinturão Dom Feliciano (Fragôso César 1980), foi oportunamente denominado pelos autores de Cinturão de Cisalhamento Atlântico. Segundo os mesmos autores, as

feições contracionais encontradas nas partes externas do orógeno teriam sido desenvolvidas concomitantes aos movimentos transpressivos das porções internas do mesmo.

Ebert *et al.* (1993 a e b) e Ebert e Hasui (1998) sugerem que o arcabouço tectônico de toda a região sudeste do Brasil seria o resultado da colisão e articulação final de três blocos crustais no Neoproterozóico. No caso particular do CP, a deformação transpressiva seria consequência da colisão entre os blocos Brasília e São Paulo, a partir de uma zona de subducção mergulhando para sudeste, com o Bloco Vitória. A figura 2.5 mostra a articulação destes blocos ou placas e a localização dos cinturões deformados nos limites entre estas placas.

Figura 2.5- Modelo cinemático de articulação entre três placas tectônicas durante o final do Neoproterozóico, e instalação do regime transpressivo dextral no Cinturão Paraíba (CP). PB- Placa Brasília; PSP- Placa São Paulo; PV- Placa Vitória. (mod. de Ebert & Hasui 1998).

Os dois modelos cinemáticos regionais descritos acima demonstram a visão antagônica dos processos geodinâmicos responsáveis pela estruturação final dos terrenos no estado do Rio de Janeiro. No modelo proposto por Heilbron (1993), a convergência e direção da colagem Neoproterozóica seria sudeste-noroeste, com movimentos tardios pouco expressivos, representando a mudança regional dos vetores para leste-oeste e a instalação de zonas de cisalhamento direcionais dextrais (Heilbron *et al.* 1995). No modelo transpressivo (Machado e Endo 1993 b, Ebert *et al.* 1993, Ebert e Hasui 1998), a colagem Neoproterozóica teria ocorrido na direção leste-oeste, num modelo de colisão oblíqua. Neste modelo, o vetor de encurtamento regional seria o mesmo para o período orogênico considerado, sendo desenvolvido nesta ocasião estruturas regionais envolvendo

tanto zonas de cisalhamento contracionais de baixo ângulo quanto zonas direcionais dextrais de caráter transpressivo.

2.4) MAGMATISMO GRANÍTICO E MODELOS TECTÔNICOS

A região do estado do Rio de Janeiro é caracterizada por intensa granitogênese Neoproterozóica. Ocorrem em todo o estado batólitos de rochas granitóides foliadas, de composição expandida ou não e granitos peraluminosos. Os granitóides cálcio-alcálinos são mais expressivos no domínio Serra dos Órgãos, onde exposições de metassedimentos são subordinadas. Os batólitos peraluminosos, intensamente deformados e estirados segundo o *trend* regional do CP, ocorrem em duas faixas principais bordejando o domínio Serra dos Órgãos, respectivamente, a NW e SE, em íntima associação com os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul (Cunha *et al.* 2000). Adicionalmente, ocorrem inúmeros corpos de granitóides cálcio-alcálinos deformados controlados pelas zonas de cisalhamento direcionais, bem como corpos não deformados, cuja distribuição independe aparentemente da estruturação principal do orógeno, ou seja, não se acham controlados pelas estruturas NE-SW (Machado 1997).

Dentre os trabalhos de síntese regional sobre estas rochas no estado do Rio de Janeiro, incluem-se os de Machado e Pellogia (1987), Machado e Demange (1994 a e 1998), Heilbron (1995), Machado (1997) e Junho (1998). Outros trabalhos de síntese, versando principalmente sobre os granitóides tardios do Rio de Janeiro são os de Pires *et al.* (1982), Penha e Wiedemann (1984), Machado Filho *et al.* (1983), Junho e Wiedemann (1987), Junho (1991, 1993), Wiedemann (1993). Outros trabalhos são ainda disponíveis, porém discutem aspectos petrográficos e litogeoquímicos de maciços isolados, principalmente no domínio Serra dos Órgãos.

Várias propostas de agrupamento das rochas granitóides têm sido discutidas por diversos autores, envolvendo tanto características petrográficas e estruturais, quanto geoquímicas e geocronológicas (Machado e Demange 1992, 1994 b e 1998; Figueiredo e Campos Neto 1993; Campos Neto e Figueiredo 1995; Heilbron 1995; Machado *et al.* 1996; Machado 1997; Junho 1998, Tupinambá 1999). Os dados geocronológicos existentes sobre o magmatismo granítico do Rio de Janeiro sugerem um intervalo de 640 a 490 Ma (Cordani *et al.* 1973; Figueiredo e Campos Neto

1993; Heilbron *et al.* 1995, Machado N. *et al.*, 1996; Machado R. *et al.* 1996, Machado 1997; Tupinambá 1999). Este intervalo do magmatismo foi subdividido, levando-se em conta as características e idades dos granitóides nos seus diferentes estágios orogênicos: pré-, sin-, tardi e pós-colisional. Os intervalos propostos para estes estágios são: 570 a 590 Ma (pré-colisional), 530 a 560 Ma (sincolisional) e 450/480 a 520 Ma (pós-colisional) (Figueiredo e Campos Neto 1993; Wiedemann 1993). Intervalos mais antigos são ainda propostos por Machado (1997): 650 a 620 Ma, 600 a 590/570 Ma, 560 a 530 Ma e 520 a 480 Ma, respectivamente, para os estágios pré-, sin-, tardi e pós-colisional.

Este magmatismo granítico no estado do Rio de Janeiro tem sido atribuído, geotectonicamente, à implantação de dois arcos magmáticos. Um mais jovem, denominado arco magmático Rio Doce, implantado entre 590 e 480/450 Ma, e outro mais antigo, denominado de arco magmático Rio Paraíba do Sul, implantado no intervalo de 580/590 a 620/650 Ma (Figueiredo e Campos Neto 1993; Wiedemann 1993; Machado 1997; Machado e Demange 1998). Recentemente, Tupinambá (1999) propôs a denominação de arco magmático Rio Negro para os ortognaisses homônimos aflorantes no domínio Serra dos Órgãos. Este arco, apresenta intervalo semelhante ao proposto para o arco Rio Paraíba do Sul.

A granitogênese do estado do Rio de Janeiro, com o agrupamento dos granitóides em arcos magmáticos, é interpretada à luz da tectônica de placas. Rêgo (1989), Demange *et al.* (1991), Machado *et al.* (1992), Figueiredo e Campos Neto (1993), Wiedemann (1993), Machado e Demange (1994 e 1998) e Machado (1997) advogam subducção de crosta oceânica para noroeste para explicar as características litogeoquímica desta granitogênese. Tupinambá (1999) sugere uma subducção para sudeste, que culminaria com colisão arco-continente por volta de 600 Ma, e seria responsável pela geração do arco magmático Rio Negro, de características pré-colisionais. O mesmo autor recorre ainda a uma subducção intracontinental em estágio posterior, com mergulho para noroeste, para explicar a colocação do batólito Serra dos Órgãos a 580-570 Ma.

Pedrosa Soares *et al.* (1999), ao discutirem o significado geotectônico dos granitóides neoproterozóicos da Faixa Araçuaí, dividem o magmatismo da região em cinco suítes (G1 a G5), da seguinte maneira: G1- suíte sintectônica, constituindo o núcleo anatético do orógeno, com batólitos ortognássicos do tipo-S; G2- suíte sintectônica, cálcio-alcalina, com granitóides tipo-S; G3- suíte

tardi-tectônica, com granitos peraluminosos tipo-S; G4- suíte tardi- a pós-tectônica, cálcio-alcálica alto-K, com granitos tipo-I, incluindo aqui os maciços com associação charnockítica (Aimorés, Padre do Paraíso, dentre outros); G5- suíte pós-tectônica, com predomínio de granitos peraluminosos tipo-S, em maciços zonados, contendo biotita-granitos no centro e granitos a duas micas ou moscovita-granada granitos nas bordas. Recentemente, Pedrosa Soares e Wiedemann (2000) e Pedrosa Soares *et al.* (2001) propuseram a seguinte divisão tectônica para estas suítes: G1 e G2, pré- a sincolisional (entre 0.62 e 0.59 Ga); G3, tardi-colisional (entre 0.58 e 0.56 Ga); G4 e G5, pós-colisional (0.52 e 0.50 Ga).

2.5) CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar das controvérsias aparentes entre os modelos de evolução tectônica para a geologia do CP em seus mais distintos segmentos, grandes avanços foram alcançados principalmente nesta última década. Ainda são escassos os dados geocronológicos de alta precisão, mas, com o incremento de metodologias modernas de pesquisa acopladas a trabalhos de campo sistemáticos, a tendência é um diagnóstico cada vez mais claro do complexo quadro tectônico dos terrenos do CP. A evolução deste segmento vincula-se a um contexto geodinâmico mais amplo, relacionado com a aglutinação de terrenos ao redor do CSF, durante os estágios finais de formação do Gondwana.

Os modelos de evolução tectônica acima apresentados, embora reflitam a pluralidade de pensamento dos pesquisadores que têm trabalhado na região, mostram algumas características e particularidades que merecem ser destacadas. Nota-se, por exemplo, uma tendência geral em explicar o CP como um orógeno colisional obliquo no Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, cuja evolução teria passado por um estágio de subducção de crosta oceânica, com sentido de consumo de litosfera oceânica ainda discutido, sendo seguido de uma ou mais colisões entre fragmentos continentais. Assim, são postuladas subducções com sentidos opostos, em vários segmentos do CP, tanto para SE quanto para NW, ou ambas, abrangendo para sul os estados do Paraná e sul de São Paulo. O sentido dos movimentos é também polêmico, mesmo quando considerados como referenciais a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão, na porção sul do CP, e a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, a norte. No estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais (parte sul) são descritos movimentos de topo para noroeste, com a divergência estrutural ocorrendo no eixo da própria estrutura. No estado

do Paraná, a vergência sugerida para as estruturas a norte da zona da Lancinha é com movimento de topo para sudeste, e a divergência estrutural ocorreria mais a norte (Fassbinder 1996).

No cenário de subducção e colisão continental proposto para o CP, entretanto, ainda faltam evidências de paragêneses metamórficas equilibradas em condições de alta pressão, ao contrário do que ocorre na região sob influência da evolução da FB (Trouw *et al.* 1998). Isto, de certa forma, constitui-se ainda num fator complicador para os modelos de colisão continental que envolveriam espessamento/duplicação crustal significativo para esta região.

Por outro lado, a caracterização de rochas consideradas como ofiolíticas na parte norte do CP, na Faixa Araçuaí (região de Ribeirão da Folha), com idade Sm/Nd ao redor de 0.80 Ga, tem sido interpretada como o registro de rochas de fundo oceânico (Pedrosa Soares *et al.* 1992, 1998, 1999 e 2001). Os autores propõem um modelo de subducção de litosfera oceânica para leste, com geração de um arco vulcânico continental de natureza cálcio-alcalina desenvolvido na borda oeste do paleocontinente do Congo.

CAPÍTULO III

TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO

3.1) INTRODUÇÃO E CONCEITUAÇÃO

Os termos transpressão e transtração foram introduzidos por Harland (1971) para descrever regimes tectônicos originados respectivamente pela convergência e divergência oblíquas entre placas tectônicas. O autor definiu transpressão como um regime tectônico intermediário entre os regimes de convergência frontal e transcorrente (fig.3.1). De forma análoga, a transtração foi definida como um regime intermediário entre divergência pura e transcorrência. Assim, os regimes transpressivo e transtrativo podem ser visualizados como regimes transcorrentes (caracterizados por cisalhamento simples subhorizontal, ou *wrenching*), submetidos também ao encurtamento ou extensão perpendicular à zona (componente de cisalhamento puro - transcorrências convergentes e divergentes, respectivamente) (Sanderson e Marchini 1984, Fossen *et al.* 1994).

Robin e Cruden (1994) salientam que as definições acima ensejam dois significados distintos, mas inter-relacionados e incorporados na definição destes regimes: o significado tectônico, onde zonas de cisalhamento de baixo ângulo são contemporâneas a zonas de cisalhamento de alto ângulo numa zona transpressiva/transtrativa; e o significado estrutural e cinemático, onde uma zona planar e geralmente de alto ângulo - domínio de cisalhamento simples paralelo à zona - é submetida simultaneamente ao encurtamento ou extensão perpendicular à mesma. Este componente de cisalhamento puro é acomodado por extrusão das rochas na zona deformada, em caso de transpressão, ou por afinamento perpendicular à direção de extensão, em caso de transtração (Sanderson e Marchini 1984). Desta forma, se a deformação ocorre com volume constante, a transpressão é caracterizada em duas dimensões (num plano perpendicular à direção de extrusão) por uma diminuição em área ou afinamento da zona transpressiva, enquanto a transtração é caracterizada por um aumento em área ou expansão da zona (seção perpendicular à direção de afinamento) (Krantz 1995).

Como proposto por Harland (1971), e corroborado por medidas de movimentos relativos entre as placas tectônicas atuais (DeMetz *et al.* 1990), os movimentos relativos oblíquos entre as placas são mais comuns do que se pensava, sendo responsáveis por cerca de dois terços dos tipos de convergências atuais (Woodcock 1986). Em consonância com isto, é crescente a constatação em todo mundo da importância dos regimes tectônicos oblíquos (transpressionais e transtrativos) na evolução tectônica de cinturões orogênicos modernos e antigos (Holdsworth *et al.* 1998, Dewey *et al.* 1998), como por exemplo na América do Norte (Hudleston *et al.* 1988, Borradaile *et al.* 1988, Brown e Talbot 1989, Jones *et al.* 1994, Robin e Cruden 1994, Teyssier e Tikoff 1998), na Europa e Groelândia (Holdsworth e Strachan 1991, Strachan *et al.* 1992, Dias e Ribeiro 1994, LeBlanc *et al.* 1996), no Chipre (Swarbrick 1993), na Antártida (Curtis 1998), na África (Lagarde e Michard 1986), na Argentina (Cobbold *et al.* 1991), no Cinturão *Paraibides* ou *Paraíba do Sul*, sudeste do Brasil (Dayan e Keller 1989, Machado e Endo 1993 a e b, Ebert *et al.* 1993 a e b, Fassbinder 1996, Ebert e Hasui 1998), na Província Borborema (Jardim de Sá 1994, Jardim de Sá *et al.* 1993, 1999, Neves 1999) e no Cinturão Mineiro de idade paleoproterozóica (Endo 1997), ou em muitos outros exemplos documentados na literatura geológica, nacional e internacional.

O desenvolvimento do conceito de transpressão propiciou a elaboração de diversos modelos estruturais e cinemáticos capazes de explicar a geração de diferentes tipos de estruturas como dobras, foliações e lineações em zonas transpressivas, bem como os mecanismos de partição da deformação e a geometria da deformação finita e incremental nestas zonas. Alguns modelos prevêem a formação de tramas deformacionais complexas, de simetria triclinica, onde nem sempre são válidos os procedimentos da análise cinemática convencional, baseados na simetria monoclinica.

Na primeira parte desta revisão serão descritos, brevemente, os principais modelos existentes sobre transpressão e os principais resultados relativos à deformação finita em zonas transpressivas/transtrativas, bem como a expectativa teórica de orientação e cinemática de formação de diversas estruturas nestas zonas. Os modelos são agrupados de acordo com as similaridades de condições em que foram realizadas as modelagens. No caso de modelagem de zonas transpressivas/transtrativas, estas condições (*boundary conditions*) determinam de forma significativa às previsões teóricas alcançadas, de tal modo que é praticamente impossível a obtenção de um modelo deformacional geral para zonas de convergência ou divergência obliquas, pois os resultados dependem fundamentalmente das condições limites adotados (Dias e Ribeiro 1994). Como exemplo destas condições, relaciona-se o ângulo entre o vetor de movimento relativo e a borda da zona, a direção adotada de extrusão, a distribuição da deformação na zona, e etc. (ver Dewey *et al.* 1998).

Ao contrário da premissa assumida na maioria dos modelos existentes na literatura, onde a deformação é considerada homogeneamente distribuída na zona transpressiva/transtrativa, os exemplos naturais destas estruturas mostram evidências consistentes de que a deformação é dividida (ou particionada) em domínios relativamente homogêneos (Pinet e Cobbold 1992, Tikoff e Teyssier 1994). Em grande escala, por exemplo, orógenos transpressionais frequentemente mostram partição do componente não-coaxial na região do arco magmático, devido ao relativo amolecimento desta região pelo magma ascendente (Fitch 1972, Saint Blanquat *et al.* 1998). Neste sentido, tem sido amplamente reconhecida a associação entre processos anatéticos e magmáticos, e a deformação transpressiva (Druget e Hutton 1998).

A segunda parte desta revisão discute os aspectos básicos e os mecanismos estruturais envolvidos na partição (no espaço e no tempo) da deformação transpressiva, em diversas escalas.

A última parte da mesma discute aspectos envolvidos no modelo deformacional transpressivo em 3D, que é efetivamente o modelo de evolução estrutural de cinturões dobrados.

A crescente caracterização destes regimes tectônicos em cinturões dobrados tem promovido o surgimento de novas idéias que se contrapõem ao modelo bidimensional, outrora vigente, de evolução estrutural destes cinturões (modelo de deformação essencialmente plana). Recentemente, tem sido assinalado em inúmeros trabalhos (Holdsworth *et al.* 1998) o importante papel desempenhado pelos movimentos longitudinais na evolução tectônica dos orógenos (Peterson e Robinson 1993). Tais movimentos, tangenciais ou de alto ângulo, são concomitantes com o das estruturas contracionais - zonas de cisalhamento de empurrão, por exemplo -, que promovem o movimento de massa transversal nos orógenos (Vauchez *et al.* 1993, Northrup e Burchfiel 1996). Nesta parte, descreve-se a geometria e cinemática das estruturas responsáveis pela partição da deformação em bordas de placa antigas e atuais.

3.2) MODELAGEM DA DEFORMAÇÃO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS

3.2.1) Modelo de Sanderson e Marchini (1984) (MSM)

3.2.1.1) *Boundary Conditions*

A primeira modelagem numérica de transpressão foi efetuada por Sanderson e Marchini (1984). Os autores visualizaram uma zona de cisalhamento transpressiva perfeitamente planar, limitada por blocos rígidos nas suas bordas (fig.3.2). O material interno a esta zona é deformado de forma homogênea, com volume constante, por um componente de cisalhamento simples paralelo aos limites da zona e por outro de cisalhamento puro, ortogonal a estes limites. Os autores consideram ainda que o encurtamento perpendicular ao plano de fluxo é compensado pela livre extrusão do material deformado para cima (por ex., em direção à superfície da Terra), havendo, entretanto, um impedimento do seu fluxo na direção lateral e para baixo da zona deformada (fig.3.2). No caso da transtração, o componente de cisalhamento puro seria compensado somente por afinamento vertical. No modelo de Sanderson e Marchini (1984)

(MSM), a deformação transpressiva foi estudada através de sua fatorização por cisalhamento simples e cisalhamento puro.

Figura 3.2- Diagrama mostrando as *boundary conditions* examinadas por Sanderson & Marchini (1984). xyz- eixos de referência; α - medida do estiramento vertical; α^{-1} - medida do encurtamento transversal, γ - medida do componente não-coaxial. Ver discussão no texto.

Estas *boundary conditions* foram também consideradas nas modelagens de deformação realizadas por outros autores (Fossen e Tikoff 1993 e 1998, Fossen *et al.* 1994, James e Watkinson 1994), sendo seus resultados descritos conjuntamente. Fossen e Tikoff (1993), ao abordarem este tipo de transpressão, utilizaram-se de uma modelagem numérica mais geral e levaram em conta a simultaneidade de atuação dos componentes de cisalhamento simples e cisalhamento puro, com mudança de volume. Para os autores, a fatorização da deformação utilizada no MSM, embora adequada para o estudo da deformação finita, não descreve adequadamente a deformação progressiva numa zona transpressiva.

Outros modelos bidimensionais de análise da deformação em zonas transpressivas encontram-se disponíveis na literatura e foram resultantes do modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984), a exemplo dos modelos de McCoss (1986) e Krantz (1995), que serão descritos dentro do MSM.

3.2.1.2) Deformação finita, eixos principais da deformação instantânea e orientação de foliações e lineações de estiramento mineral

Segundo o MSM, a zona transpressiva é submetida a uma deformação cisalhante γ ao longo da zona, devido à ação do componente de cisalhamento simples, e a um encurtamento perpendicular à zona, devido ao componente de cisalhamento puro, medido pelo parâmetro α^{-1} (razão entre a espessura inicial e final da zona de cisalhamento). As *boundary conditions* específicas deste modelo sugerem que este encurtamento seja compensado somente por

alongamento na vertical (extrusão). Se $\alpha^{-1} < 1$, a deformação é transpressional; se $\alpha^{-1} = 1$, a deformação é por cisalhamento simples ou por deformação plana e, quando $\alpha^{-1} > 1$, a deformação é transtrativa (Sanderson e Marchini 1984). Os autores colocaram os resultados da deformação finita num gráfico de Flinn (fig.3.3), expressos pelos valores de α^{-1} e γ , e concluíram que, para as condições do experimento utilizado, a transpressão produz elipsóides de deformação finita oblatos ($k < 1$), a transtração, elipsóides prolatos ($k > 1$), e o cisalhamento simples, deformação plana ($k = 1$), onde $k = (X/Y)/(Y/Z)$ e $X > Y > Z$. Esta conclusão foi corroborada por Fossen e Tikoff (1993, 1998) e Fossen *et al.* (1994).

Sanderson e Marchini (*op. cit.*) identificaram ainda que, enquanto a geometria do elipsóide de deformação finita é relativamente simples, o mesmo não acontece com sua orientação. No modelo estudado, o eixo principal de deformação finita é sempre vertical (X), enquanto os dois outros eixos (Y e Z) estão contidos num plano horizontal perpendicular à zona e oblíquos às bordas. No caso da transpressão, o eixo vertical do elipsóide pode ser X ou Y, com a foliação sendo sempre vertical e oblíqua à zona, enquanto a lineação de estiramento pode ser vertical ou horizontal. Na transtração, o eixo vertical pode ser Y ou Z, enquanto o eixo X é sempre horizontal. Desta forma, em zonas transtrativas, a foliação pode ser vertical ou horizontal, enquanto a lineação de estiramento mineral é sempre horizontal. Conclusão similar foi também obtida por Fossen e Tikoff (1993) e Fossen *et al.* (1994).

Na modelagem de deformação transpressional, realizada por Fossen e Tikoff (1993) e Fossen *et al.* (1994), a deformação finita foi estudada partindo-se do princípio de que ela foi originada por caminho de *strain (strain path)* homogêneo (*steady flow*). Neste tipo de fluxo, os eixos principais da deformação incremental permanecem paralelos e o número de vorticidade cinemática (W_k – *kinematic vorticity number*) se mantém constante por toda a história deformacional modelada (Fossen e Tikoff *op. cit.*). O W_k é uma medida instantânea do grau de

não-coaxialidade do fluxo, refletindo em média o efeito relativo da rotação das linhas materiais e do estiramento com relação a um referencial apropriado (Means *et al.* 1980).

Os autores ilustram estas relações em um gráfico em 3-D do elipsóide de deformação, levando em consideração os componentes do cisalhamento simples e cisalhamento puro envolvidos na deformação transpressiva/transtrativa (fig.3.4). Neste gráfico, $W_k = 1$, para cisalhamento simples; $W_k = 0$, para cisalhamento puro e $0 < W_k < 1$, para deformações que combinam estes dois mecanismos e com volume constante (transpressão e transtração – Fossen e Tikoff 1993). Neste mesmo gráfico, são mostrados os caminhos deformacionais com valores de W_k constantes. Para caminhos deformacionais com valores constantes de $W_k \leq 0.81$, o eixo vertical na transpressão é λ_1 , e na transtração é λ_3 por toda a deformação progressiva, onde $1 > W_k > 0.81$, enquanto λ_2 passa a ser o eixo vertical principal em ambos os casos, mas troca de posição com λ_1 na transpressão e λ_3 na transtração, com a deformação progressiva (Fossen e Tikoff 1993).

Figura 3.4- Arranjo tri-dimensional do elipsóide de deformação em função dos componentes de cisalhamento puro e simples. Caminhos deformacionais com W_k constante são mostrados. Notar que para $0.81 < W_k < 1$, o eixo intermediário de deformação inicia na vertical e muda com o eixo maior no caso da transpressão, e com o menor no caso da transtração (mod. de Fossen & Tikoff 1993).

O comportamento dos eixos de deformação instantânea durante a deformação transpressional/transtrativa é semelhante ao dos eixos finitos de deformação, e foi utilizado por Fossen *et al.* (1994) numa proposta de classificação de ambientes transpressivos e transtrativos. No modelo proposto pelos autores, um eixo instantâneo é sempre vertical e paralelo ao eixo Z (fig. 3.2), enquanto os dois outros eixos são horizontais, e contidos num plano perpendicular à zona e oblíquos à borda da zona deformada. Neste caso, a orientação dos eixos instantâneos do elipsóide de deformação também está relacionada ao W_k . A figura 3.5 mostra a orientação das direções instantâneas de estiramento em função deste parâmetro.

Quando a deformação é por cisalhamento simples, não ocorre estiramento na vertical, com as direções de estiramento máximo e mínimo instantâneas estando contidas no plano horizontal a 45° da borda da zona de cisalhamento. Quando o componente de cisalhamento simples é acompanhado de componente de cisalhamento puro, com $W_k > 0.81$, o eixo de deformação incremental intermediário continua sendo vertical e os eixos de estiramento (máximo e mínimo) são horizontais. Contudo, o ângulo entre o eixo de máxima taxa de deformação e a borda da zona é menor do que 45° , no caso da transpressão, e maior, na transtração. Assim, o diagrama mostra campos que predominam o cisalhamento puro em relação ao cisalhamento simples e campos onde ocorre o inverso, tanto para transpressão quanto para transtração.

Figura 3.5- Orientação dos eixos instantâneos da deformação numa zona de cisalhamento (A), e sua variação em orientação em função do número de vorticidade cinemática, para o caso de um caminho deformacional constante (*steady state*) (B). Notar a mudança dos eixos instantâneos da deformação para transpressão e transtração com $W_k \leq 0.81$. Ver discussão no texto (Extraído de Fossen & Tikoff 1993).

A Fig. 3.5, proposta por Fossen e Tikoff (1993), ilustra a orientação dos eixos instantâneos da deformação finita numa zona de cisalhamento (A) e as variações destes eixos, em função do número de vorticidade cinemático (W_k) constante, para um caminho deformacional. Observa-se no outro diagrama (B) que, para valores de $W_k > 0.81$, o eixo vertical na transpressão é o eixo de estiramento instantâneo máximo (ϵ_1), enquanto na transtração é o eixo de estiramento mínimo (ϵ_3). Se o componente de cisalhamento puro é com $W_k < 0.81$, o eixo de estiramento instantâneo máximo na transpressão é vertical, enquanto na transtração este eixo passa a ser o de estiramento instantâneo mínimo.

Com base nas características de orientação acima, Fossen *et al.* (1994) propuseram uma classificação de ambientes convergentes e divergentes oblíquos, da seguinte maneira:

- ☉ Transpressão dominada por cisalhamento simples (*Wrench-dominated transpression*), quando $-1 > W_k > 0.81$);
- ☉ Transtração dominada por cisalhamento simples (*Wrench-dominated transtension*), quando $-1 > W_k > 0.81$);
- ☉ Transpressão dominada por cisalhamento puro (*Pure shear-dominated transpression*), quando $W_k < 0.81$);
- ☉ Transtração dominada por cisalhamento puro (*Pure shear-dominated transtension*), quando $W_k < 0.81$).

A tabela abaixo (fig. 3.6) (extraída de Fossen *et al.* 1994) mostra as principais expectativas teóricas da deformação finita e incremental, assim como as orientações da foliação e lineação de estiramento mineral esperadas para os tipos de transpressão e transtração descritos acima.

3.2.1.3) Nucleação de dobras e reorientação passiva de feições planares e lineares em zonas transpressivas/transtrativas

A nucleação de estruturas em zonas de cisalhamento transcorrentes oblíquas, como dobras, por exemplo, depende da orientação dos eixos instantâneos da deformação na zona com relação à superfície dobrada (James e Watkinson 1994). Estes autores modelaram a orientação de máxima taxa de amplificação deste tipo de estrutura para condições transpressivas compatíveis com o MSM, envolvendo camadas orientadas inicialmente perpendiculares à direção de extensão (plano horizontal na fig.3.2). Esta condição representaria, por exemplo, a deformação de uma bacia sedimentar por uma zona transpressiva (MSM), subvertical. De maneira geral, os autores confirmaram a previsão de Sanderson e Marchini (1984), segundo a qual o ângulo de nucleação das dobras, em relação à direção de cisalhamento, é menor em regime transpressivo do que em regime de transcorrência pura (45° para o *wrenching*), devido à presença do componente de cisalhamento puro perpendicular à zona.

	TRANSPRESSÃO					TRANSTRAÇÃO			
	Cisalhamento Puro (Contração)	Dominada por cisalhamento puro		Dominada por cisalhamento simples	Cisalhamento Simples	Dominada por cisalhamento puro		Dominada por cisalhamento Simples	Cisalhamento Puro (Extensional)
	$W_k=0$	$0 < W_k < 0.81$	$W_k=0.81$	$0.81 < W_k < 1$	$W_k=1$	$0.81 < W_k < 1$	$W_k=0.81$	$0 < W_k < 0.81$	$W_k=0$
Trama	LS	(L)S	S	(L)S	LS	L(S)	L	L(S)	LS
Lineação de Estiramento	Vertical	Vertical	Inexistente a fraca vertical	Horizontal, Obliqua, a vertical	Horizontal, obliqua à zona	Horizontal, obliqua à zona	Horizontal, obliqua à zona	Horizontal, obliqua à zona	Horizontal, perpendicular à zona
Foliação	Vertical, paralela às paredes da zona	Vertical, obliqua à zona De cisalhamento	Vertical, obliqua à zona	Vertical, obliqua à zona	Vertical, obliqua à zona	Vertical, obliqua a horizontal	Fracamente desenvolvida, horizontal	Horizontal	Horizontal
Deformação	Plana	Achatamento geral	ideal a achatamento geral	Geral a ideal, achatamento geral	Plana	Geral a ideal, constrictão geral	Ideal a constrictão geral	Constrictão geral	Plana
Eixo instantâneo máximo	Vertical	Vertical	Variável num plano vertical inclinado 35° com relação à zona de cisalhamento	Horizontal, 35-45° com relação à zona de cisalhamento	Horizontal, 45° com relação à zona de cisalhamento	Horizontal, 45-55° com relação à zona de cisalhamento	Horizontal, 55° da zona de cisalhamento	Horizontal, 55-90° da zona de cisalhamento	Horizontal, 90° da zona de cisalhamento

Figura 3.6 – Tabela 1: Principais expectativas teóricas para o tipo de trama, orientação da lineação e foliação, tipo de deformação, e orientação do eixo de estiramento máximo instantâneo, para transpressão e transtração segundo o MSM, cisalhamento simples, e cisalhamento puro. Estas expectativas são apresentadas em função do W_k considerado constante para os caminhos deformacionais considerados (extraído de Fossen *et al.* 1994).

Estes resultados estariam de acordo com as observações de campo (Mount e Suppe 1987) e com os trabalhos teóricos propostos por Krantz (1995). Além disso, a taxa de crescimento deste tipo de estrutura é maior em regimes transpressivos do que em regimes puramente transcorrentes, devido à amplificação cinemática gerada por estiramento na direção vertical (James e Watkinson 1994).

A presença de estruturas planares e lineares anteriores em uma zona deformada, juntamente com estruturas geradas nos primeiros incrementos da deformação progressiva, podem ser rotacionadas para direções preferenciais, em função do regime de fluxo. Este comportamento é bem conhecido em deformação por cisalhamento simples, onde os eixos das dobras tendem a rotacionar para a direção de cisalhamento com o progresso da deformação (Escher e Waterson 1974).

A rotação de planos e linhas de uma direção para outra é regida pelas apófises do fluxo (Fossen e Tikoff 1993). Estas apófises de fluxo são direções das taxas máxima, mínima e intermediária de movimento das partículas durante o fluxo (Fossen e Tikoff 1998), e que determinam as posições estáveis de linhas rotacionadas passivamente (Fossen *et al.* 1994). Para o modelo de transpressão considerado, uma apófise é sempre vertical (paralela ao eixo z da figura 3.2), e as outras duas são horizontais, com uma paralela ao eixo X da mesma figura e outra oblíqua ao mesmo.

A reorientação passiva de linhas neste regime de fluxo foi estudada por Fossen e Tikoff (1993). No caso da transtração, os elementos lineares tendem a rotacionar para a apófise de fluxo máximo horizontal, oblíqua à direção de cisalhamento (Fossen e Tikoff *op. cit.*) (fig.3.7).

Figura 3.7- Estereogramas mostrando o padrão de rotação passiva de linhas durante fluxo por cisalhamento simples sinistral ($W_k=1$), cisalhamento puro ($W_k=0$) e para transpressão e transtração (valores de W_k entre 0 e 1). Notar que para ambientes transstrativos, as linhas rotacionam passivamente para a apófise subhorizontal. No caso da transpressão, as linhas tendem a rotacionar para a posição vertical, divergindo da apófise do fluxo oblíquo horizontal (mod. de Fossen et al. 1994)

No caso da transpressão, o comportamento das linhas depende da deformação finita (Fossen *et al.* 1994). Mesmo no caso de transpressão dominada por cisalhamento simples, as linhas tendem, com o aumento da deformação, a alcançar a apófise vertical (Fossen *et al. op. cit.*). Somente quando as linhas são originalmente horizontais, ou quando o estiramento na vertical é baixo (com deformação finita relativamente baixa e/ou número de vorticidade cinemática próximo de 1), as linhas paralelizam-se à direção de cisalhamento subhorizontal (Fossen e Tikoff 1993, 1998).

Os planos que rotacionam passivamente em ambientes tectônicos, divergem obliquamente e tendem a alcançar a posição horizontal (Fossen *et al.* 1994). Na transpressão, o comportamento é distinto, com os planos tendendo à verticalização e, eventualmente, sendo subparalelos à borda da zona (Fossen e Tikoff 1998). A figura 3.8 mostra exemplos de projeções estereográficas com a expectativa teórica do padrão de rotação de elementos planares. Observa-se nesta figura que, com a deformação, os planos tendem em assumir uma posição vertical, na transpressão e, horizontal, na transtração.

Figura 3.8- Padrão de rotação passiva dos pólos de feições planares em cisalhamento simples, cisalhamento puro, transpressão e transtração. Notar que, no caso da transpressão, os planos tendem a assumir uma posição vertical com a deformação progressiva, e na transtração uma posição estável horizontal. Ver também a fig. 3.7. (Extraído de Fossen *et al.* 1994).

3.2.1.4) Análise bidimensional da deformação transpressiva/transtrativa e expectativa teórica de orientações estruturais

Sanderson e Marchini (1984) assinalaram que o modelo de transpressão permite a previsão das orientações dos eixos instantâneos da deformação (que, sob certas condições, representam os *stresses*) na zona transpressiva, o que possibilitaria a determinação das orientações favoráveis para a nucleação de fraturas, falhas e dobras. Os autores propuseram então um modelo mais geral, alternativo ao modelo de tectônica transcorrente (*wrench tectonics* - ver Sylvester 1988 e Park 1988). Este modelo prevê que a orientação em mapa de estruturas como falhas de empurrão, falhas normais e dobras têm a orientação controlada essencialmente pelo fluxo por cisalhamento simples numa zona transcorrente subvertical. Neste modelo, as dobras e falhas de empurrão são formadas com ângulo de 45° do plano de cisalhamento (fig.3.9). No modelo transpressivo/transtrativo, estruturas similares seriam formada com ângulos menores e maiores, respectivamente (fig.3.9).

Figura 3.9- Esquema em duas dimensões de estruturas formadas em ambientes transpressivos, por cisalhamento simples e transstrativos. α^{-1} - razão entre a espessura inicial e final da zona. Discussão no texto. (Ext. de Sanderson & Marchini 1984).

Alguns métodos têm sido propostos na literatura para determinar parâmetros deformacionais em zonas de cisalhamento transpressivas/transstrativas com *boundary conditions* do MSM. Nesta revisão, a discussão será focalizada nos métodos propostos por McCoss (1986) e Krantz (1995).

McCoss (1986) propôs uma construção geométrica simples, que possibilita a obtenção da orientação dos eixos mínimo e máximo da seção horizontal do elipsóide instantâneo de deformação. Neste método, devem ser conhecidas as bordas da zona e a direção do vetor de deslocamento relativo entre elas. O caminho inverso também pode ser feito, ou seja, partindo-se de informações sobre a orientação dos eixos incrementais máximo ou mínimo, para depois obter a orientação do vetor deslocamento. O método fornece também informações sobre a magnitude relativa dos eixos principais e a forma dos elipsóides de deformação incremental e finita.

Krantz (1995) propôs um modelo prático para calcular a razão de convergência ou divergência com relação ao componente de transcorrência, a variação de espessura da zona de cisalhamento (parâmetro α^{-1} do MSM) e a deformação cisalhante (γ) em domínios transpressivos/transstrativos. Para tanto, é suficiente obter a orientação em mapa da elipse de deformação com relação à direção da zona (estruturas como eixos de dobras, empurrões, falhas normais e transcorrentes), e uma das magnitudes do estiramento horizontal (máximo, mínimo, ou uma grandeza denominada pelo autor de *transverse stretch* – magnitude de deformação horizontal perpendicular à zona). De acordo com o autor, apesar do enfoque do modelo ser

bidimensional, com o cálculo dos parâmetros acima é possível uma caracterização tridimensional da deformação em zonas que divergem ou convergem, obliquamente.

3.2.2) Transpressão sem deslocamento na borda da zona (*no boundary slip*)

Robin e (1994) e Dutton (1997)

3.2.2.1) *Boundary conditions*

Este modelo de transpressão foi discutido primeiramente por Robin e Cruden (1994) (MRC). Sua principal diferença em relação ao MSM é ausência de livre deslizamento do material em nenhuma direção da zona (Fig. 3.10), enquanto naquele o material é extrudido livremente para cima, sendo impedido de se deslocar lateralmente na horizontal (Fig.3.2). A principal vantagem do modelo de Robin e Cruden (*op. cit.*) é o surgimento de um gradiente de deformação horizontal (deformação heterogênea), que pode ser modelado numericamente. Outra inovação introduzida pelos autores é a previsão teórica de elementos cinemáticos e de *fabric* em função do nível vertical situado na zona transpressiva. Além disso, introduzem o ângulo β , que é o ângulo entre a direção de cisalhamento e a horizontal (a transpressão resultante é então denominada transpressão oblíqua). No caso do MSM, a direção de cisalhamento é paralela ao eixo x na figura 3.2 ($\beta=0^\circ$).

Na análise de transpressão, Robin e Cruden (1994) consideram apenas as direções de taxas de deformação máxima e mínima, sendo fornecidas soluções instantâneas para cada uma delas. Cabe salientar que os autores utilizam o termo "lineação" para a direção principal de máxima taxa de deformação, e o termo "foliação" para o plano perpendicular à direção principal

de máximo encurtamento instantâneo. O mesmo é feito pelos autores que lhes sucedem. Outros parâmetros do MRC são ϕ (taxa média de achatamento através da zona) e γ (taxa de cisalhamento simples ao longo da zona). Os autores introduzem também a razão $f=\phi/\gamma$ (oportunamente denominada de razão da componente de “*press*” pela componente de “*trans*”). A geometria e cinemática da deformação finita neste tipo de transpressão é explorada no artigo de Dutton (1997).

3.2.2.2) Transpressão transcorrente ($f=1$ e $\beta=0$): comportamento da “foliação”, “lineação” e cinemática da zona.

Com os parâmetros especificados acima, a transpressão segundo o MRC prevê um padrão simétrico segundo um plano perpendicular à zona de cisalhamento (eixo y na fig.3.10), independente do nível vertical na zona. A “foliação” em perfil mostra um aumento de mergulho para o centro da zona (fig.3.11), onde se torna vertical. Em planta (fig.3.11), a “foliação” mostra uma variação de *strike* com relação às bordas da zona, sendo relativamente mais oblíqua no centro da mesma do que nas bordas. Com o aumento do componente de “*press*”, ocorre um decréscimo na diferença do *strike*.

O caimento da “lineação” também se mostra diretamente ligado à variação da razão f . Para valores de $f < 0.236$, a “lineação” se apresenta subhorizontal no plano de simetria da zona em qualquer nível no interior da estrutura, mas se torna subvertical junto às suas bordas. Quando $f > 0.236$, a lineação se mostra vertical por toda a estrutura modelada (tanto na horizontal quanto na vertical).

Para valores de $f = 0.236$, o parâmetro K se iguala a zero no plano de simetria e não apresenta “lineação” para a deformação incremental [$K = (S_1 - S_2) / (S_2 - S_3)$], onde S_i corresponde a magnitude dos eixos principais da taxa de deformação; quando $K < 0.4$, a “lineação” não se mostra visível (Robin e Cruden 1994). Estes autores apresentam soluções para a deformação instantânea, destacando parâmetros como a intensidade da deformação e caimento do vetor vorticidade ao longo da zona.

Os resultados da cinemática ao longo de uma zona transpressiva, segundo o MRC, podem ser vistos na figura.3.12. Para $f = 0.1$ (Fig. 3.12 a), o modelo prevê uma simetria monoclinica ao longo da zona (ou seja, o plano de perfil do vetor vorticidade sempre contém a “lineação”). Deste modo, ocorre uma rotação sistemática do caimento do vetor vorticidade de subvertical, no plano de simetria (“lineação” subhorizontal), para subhorizontal nas bordas da mesma (“lineação” subvertical).

Quando $f = 1$ (mais precisamente para $f > 0.236$) (Fig. 3.12 b), o vetor vorticidade é também vertical no centro da zona, local onde se torna paralelo à “lineação”. Em direção às bordas da zona, o *fabric* se torna triclinico, passando novamente a monoclinico nas suas bordas, onde o vetor vorticidade é subhorizontal. Para os autores, este padrão cinemático é independente do nível na zona de cisalhamento, sendo modificado somente em níveis muito rasos ou próximos à sua porção confinada, sendo portanto reflexo principalmente da extrusão do material nas bordas da zona transpressiva.

Figura 3.12- Elementos de *fabric* e simetria do fluxo previstos no modelo de Robin & Cruden (1994), para zonas transpressivas que há resistência ao deslizamento nas bordas da zona deformada. Y varia de 0 a 1 (metade da espessura da zona modelada); $Z=8$ (nível ilustrado); a) e b) referindo-se a diferentes valores da razão press/trans (ver texto para discussão).

3.2.2.3) Transpressão oblíqua ($\beta \neq 0^\circ$)

No exemplo estudado por Robin e Cruden (1994), $f=0.15$ e $\beta=75^\circ$. Como $\beta \neq 0^\circ$, há um componente de movimento vertical, com o bloco junto à parede da zona de cisalhamento se movendo para cima em relação à outra borda. Mesmo em se tratando de uma zona de cisalhamento vertical, os autores denominaram *footwall* ao bloco que se move para baixo e *hanging-wall* ao bloco que se move para cima. Neste caso, o padrão da “foliação”, “lineação” e outros elementos do *fabric* são marcadamente assimétricos e relativamente mais dependentes do nível no interior da zona transpressiva modelada. A “foliação”, abaixo de um nível crítico (fig.3.13), mergulha em direção ao *footwall* por toda a espessura da zona de cisalhamento. Acima deste nível ocorre uma mudança de mergulho, exibindo para o topo mergulhos em direção às duas paredes da zona, porém com a simetria deslocada para o lado do *hanging-wall*.

A “lineação” apresenta uma variação sistemática de obliquidade numa seção da zona de cisalhamento transpressiva. A obliquidade é elevada nas proximidades do *footwall* e decresce sistematicamente em direção ao *hanging-wall*, onde se torna subparalela à direção da “foliação” no interior da zona. Em ambas as extremidades, a direção da “lineação” se mostra oblíqua às bordas da zona. A figura 3.14 mostra, em planta, a variação da trajetória da “foliação” e da “lineação” para um nível no interior da zona e a relação geométrica entre os diversos elementos cinemáticos.

A cinemática da zona se mostra também fortemente dependente da profundidade no interior da zona. Para profundidades maiores ou iguais as da figura.3.14, o vetor vorticidade rotaciona de subhorizontal, no *footwall*, com indicação de movimento inverso do lado da zona deformada (fig.3.14), para subvertical, no *hanging-wall*, com indicação de movimento direcional. Nota-se que este padrão coincide com o giro das "lineações" no interior da zona, gerando uma variação do padrão cinemático neste nível da mesma. Aqui, a simetria da trama milonítica é monoclínica ou muito próxima à ela por toda a zona transpressiva (Robin e Cruden 1994), ou seja, o plano perpendicular ao vetor vorticidade contém a "lineação". Em níveis mais rasos da estrutura, a extrusão tem forte influência na cinemática da zona, ocorrendo um padrão simétrico idêntico ao padrão descrito para a transpressão transcorrente.

3.2.2.4) Deformação finita em zonas transpressivas do tipo MRC (Robin e Cruden 1994)

Dutton (1997) expande o modelo proposto por Robin e Cruden (1994), fornecendo soluções para a deformação finita em zonas transpressivas com *boundary conditions* semelhantes ao MRC. O autor também modelou o que denominou *steady-state transpression*, situação em que a zona transpressional mantém espessura constante por toda a deformação progressiva. Nos modelos propostos, o material é extrudido do interior da zona transpressiva até que as paredes rígidas se encontrem, ocasião em que a deformação transpressiva não pode ser mais acomodada pela zona. Esta situação, modelada por Dutton (1997), envolve a incorporação de material à zona transpressiva, em uma borda ou em ambas, de tal forma que grandes deformações possam ser acomodadas sem variação de espessura da zona de cisalhamento. O autor modelou também zonas transpressivas com componentes de movimento vertical nas paredes da zona, acrescentando neste caso uma inclinação das bordas da zona. Os resultados desta modelagem são relacionados ao comportamento de estruturas resultantes de deformação finita (como foliação, lineação e outros parâmetros da trama), em resposta às variações nas *boundary conditions*, não sendo entretanto discutido a cinemática interna da estrutura.

Para o autor, o padrão obtido para a deformação finita é semelhante ao resultado obtido para a deformação instantânea. Contudo, como também previsto por Robin e Cruden (1994), o padrão proposto para este elemento estrutural na deformação acumulada tende a um maior paralelismo com às bordas da zona. Para Dutton (1997), a foliação é vertical e relativamente mais oblíqua nas bordas da zona de cisalhamento do que no centro da mesma. Na borda da estrutura, a foliação é subparalela aos limites da zona e mergulha com ângulo menos pronunciado. Esta distribuição seria o resultado do comportamento heterogêneo dos componentes de cisalhamento simples e cisalhamento puro no interior da zona deformada, sendo este último componente relativamente maior do que àquele nas bordas da zona e vice-versa (Dutton *op. cit.*). Para o autor, este padrão somente sofre mudanças quando o encurtamento perpendicular à zona é aumentado, ocasião em que há uma distribuição complexa do componente de cisalhamento puro na mesma (fig.3.15).

Neste caso, os componentes do fluxo são maiores nas bordas e no centro, com estes máximos sendo separados por zonas de maior importância relativa do cisalhamento simples. Isto ocasionaria a geração de faixas simétricas, com presença de maior obliquidade da foliação com relação às paredes da zona.

A lineação, no modelo de Dutton (1997), é quase sempre subvertical, exceto no centro das zonas transpressivas, quando $\alpha > 55\%$ e $\beta < 13.28^\circ$ (α é a razão entre a metade da espessura da zona, num determinado tempo t , após uma quantidade de deformação por encurtamento, expressa em percentagem); β corresponde ao ângulo do vetor de convergência com a direção do componente de cisalhamento simples). Neste caso, a lineação é subhorizontal na porção central da estrutura e o valor de k previsto pelo modelo é menor que 0.3, o que torna a lineação imperceptível no campo (Robin e Cruden 1994) ($k = (S_1/S_2 - 1)/(S_2/S_3 - 1)$).

A modelagem da *steady-state transpression* foi realizada mantendo-se constante a espessura da zona transpressional. De acordo com Dutton (1997), na natureza isto poderia ocorrer por uma diminuição progressiva do componente de cisalhamento puro, em detrimento da incorporação do componente de cisalhamento simples, ou, alternativamente, pela adição de material à zona transpressiva numa taxa igual ou maior a taxa de extrusão, de tal forma que a zona se mantenha com espessura constante ou então passa a se tornar mais espessa.

Nesta situação, a foliação da zona transpressiva passa a ter obliquidade máxima e mergulhos mínimos nas bordas da zona, pois o material é adicionado progressivamente nas bordas e, portanto, sofre aqui menor deformação do que no interior da mesma. Esta variação é, entretanto, fortemente dependente da profundidade considerada na zona. A lineação, pela mesma razão, tem comportamento similar. Ela tem caimento menor e é mais oblíqua nas bordas da

estrutura (exceto quando $\beta < 13.28^\circ$ e $\alpha > 55\%$), com o aumento de caimento para o centro da mesma, tornando-se relativamente mais paralela à borda da zona. Quando o material é adicionado em taxas iguais, em ambas as paredes da zona, o *fabric* resultante passa a ter um padrão simétrico.

3.2.3) Transpressão com escape lateral

3.2.3.1) Boundary Conditions

Ao se considerar um segmento planar da crosta continental, que será o local da convergência oblíqua com *boundary conditions* definidas, a extrusão será permitida somente na direção horizontal, paralela ao eixo X da figura 3.2 (MSM), sendo esta a principal diferença entre o modelo transpressional que envolve somente escape lateral e o MSM (fig.3.16).

Verifica-se que a extrusão lateral será importante na evolução do padrão deformacional desta porção da crosta, sendo então acompanhada por expressivo estiramento horizontal paralelo à zona (Dias e Ribeiro 1994). Adicionalmente, pode-se considerar que a extrusão seja permitida em todas as direções, tanto na vertical quanto na horizontal, originando assim a denominada transpressão não-confinada (Jones *et al.* 1997). A principal diferença deste modelo para o MSM (Sanderson e Marchini 1984) é a ausência de restrições de confinamento. Fossen e Tikoff (1998) também fornecem análise numérica da deformação para este tipo de transpressão.

Figura 3.16- Em (a) é mostrado um bloco diagrama das *boundary conditions* examinadas por Dias & Ribeiro (1994) para transpressão associada somente com escape lateral de massa. Em (b) é mostrado o diagrama de Flinn para esta condição. Ver texto para discussão mais detalhada.

3.2.3.1) Deformação finita em zonas transpressivas com somente estiramento horizontal (escape lateral), apresentando ou não variação de volume

Dias e Ribeiro (1994) foram os primeiros autores a modelar a deformação finita em zonas transpressionais com escape lateral, a partir do modelo transpressional de Sanderson e Marchini (1984) (MSM). Consideraram, com base na área por eles estudada, a importância no modelo de outras variáveis como componentes adicionais de cisalhamento e mudanças de volume da zona de cisalhamento. Além disso, afirmam que “...mesmo com o conhecimento da deformação finita nestas zonas, torna-se impossível fazer qualquer fatorização da deformação, pois a mesma deformação finita pode ser originada por uma ampla superposição de deformações...”. Neste sentido, consideram que as alternativas por eles apontadas ao MSM representam apenas soluções possíveis, porém acentuam que isto não exclui outros modelos que poderiam fornecer resultados de deformação finita similares.

A primeira variação do MSM examinada por Dias e Ribeiro (1994) no modelo de transpressão é que o encurtamento perpendicular à zona não ocasiona espessamento crustal, mas somente o escape lateral de massas rochosas (fig.3.16). Para eles, o padrão da deformação finita é de deformação plana (fig.3.16) - como deveria ser esperado -, pois a deformação total é originada pela superposição de duas deformações planas num mesmo plano.

A segunda variação examinada pelos autores inclui uma variação de volume antes da deformação transpressiva com escape lateral (atribuída à compactação diagenética), e outra concomitante com a deformação transpressional, denominada de deformação com perda de volume, devido à tectônica. No primeiro caso, para perda de volume de 20%, a deformação finita é sempre constriccional, quando o regime tectônico envolve somente estiramento horizontal (fig.3.17). No segundo caso, também com perda de volume de 20%, a deformação finita também será do tipo constriccional.

3.2.4) Transpressão e transtração com estiramento vertical e horizontal

Jones *et al.* (1997) modelaram zonas transpressivas e transtrativas, considerando num primeiro caso movimento de material para fora da zona e, num segundo, para o interior da zona, em duas direções perpendiculares (fig.3.18). Estes movimentos tendem ao estiramento das estruturas paralelo à zona de cisalhamento, em caso de transpressão e, ao encurtamento, em caso de transtração (Jones *et al. op.cit.*). Os autores denominaram transpressão ou transtração não-confinada a deformações planares nestas zonas, considerando para isto a combinação com diferentes proporções de três deformações planas (cisalhamento simples em plano vertical (*wrenching*), cisalhamento puro no plano xy (estiramento lateral), e cisalhamento puro no plano yz (estiramento vertical) (ver fig.3.18).

Os componentes do cisalhamento puro triaxial, segundo os eixos de referência X, Y e Z, ilustrados na figura.3.18, correspondem respectivamente α_x , α_y e α_z , onde α_x é o estiramento lateral. Para deformações com volume constante, $\alpha_y = (\alpha_x \alpha_z)^{-1}$, onde $\alpha_i = L/L_0 = 1 + e = \sqrt{\lambda}$, com L sendo o comprimento de um marcador passivo após a deformação, L_0 o comprimento original do marcador, correspondendo também a elongação, e λ a elongação quadrática. De acordo com os autores, quando o encurtamento perpendicular à zona é compensado por estiramento nas direções X e Y (no caso da transpressão), ou por contração nestas mesmas direções (no caso da transtração), os componentes de cisalhamento puro fatorizados descrevem, respectivamente, deformações oblata e prolata. Entretanto, neste caso, a deformação finita é função do componente α_y da deformação cisalhante ao longo da zona (γ) e da razão e_x/e_z .

Uma importante conclusão dos mesmos autores, relaciona-se ao encurtamento perpendicular à zona transpressiva. Neste caso, quando o deslocamento lateral é acomodado por estiramento na mesma direção (pelo menos parte), há necessidade cinemática de que ocorra no interior da estrutura algum deslocamento de material em sentido contrário ao movimento geral da mesma (fig.3.16). De forma análoga, na presença de um estiramento vertical (para cima ou para baixo), deve haver também um deslocamento de material para baixo na zona transpressiva (Jones *et al.* 1997). O mesmo raciocínio pode ser estendido para ambientes transtrativos. Entretanto, estes deslocamentos podem ser acomodados de diferentes formas, em função de heterogeneidades das deformações naturais (Jones *et al. op. cit.*).

Fossen e Tikoff (1998) modelaram um amplo espectro de deformações transpressivas e transtrativas homogêneas com volume constante, incluindo àquelas com componente de estiramento lateral. Segundo os autores, quando o estiramento lateral é acrescido ao MSM, ocorre mudança de posição dos eixos incrementais de estiramento (máximo e intermediário) para a deformação transpressiva, com W_k constante, porém com valores menores deste parâmetro, quando comparados aos valores do MSM (ver transpressão segundo Sanderson e Marchini 1984,

no início desta revisão). Ainda segundo autores, quando o estiramento lateral se iguala ou supera o estiramento vertical, o eixo incremental vertical é sempre o intermediário. Este cenário também tem implicações na orientação e forma do elipsóide de deformação finita, pois dependendo da magnitude do estiramento lateral, o eixo maior do elipsóide de deformação será sempre horizontal, com a deformação produzida sendo constriccional (Fossen e Tikoff 1998).

3.3) PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM AMBIENTES TRANSPRESSIVOS E TRANSTRATIVOS

Nos modelos de deformação em zonas transpressivas e transtrativas discutidos acima, com exceção do modelo de Robin e Cruden (1994), os componentes de cisalhamento simples e cisalhamento puro se acham distribuídos homogeneamente na zona transpressiva. Este tipo de modelagem, embora fortemente dependente da escala considerada (Lister e Williams 1983), está em desacordo com as observações destas zonas na natureza, onde a deformação transpressional é freqüentemente fatorizada ou particionada em domínios amplos, dominados por cisalhamento puro, ao lado de zonas estreitas, dominadas por cisalhamento simples (Fossen *et al.* 1994, Tikoff e Teyssier 1994). Na definição original de transpressão e transtração, proposta por Harland (1971), estruturas transcorrentes associam-se no tempo e no espaço com estruturas contracionais e extensionais, em ambientes de convergência ou divergência oblíquas.

O fenômeno de partição da deformação é independente da escala, ocorrendo desde a escala microscópica até a escala de cinturão orogênico (Oldow *et al.* 1990, Jones e Tanner 1995). Outro aspecto importante neste caso é que a partição pode ocorrer tanto no espaço quanto no tempo. No primeiro caso, há a delimitação de domínios caracterizados por fluxos distintos, enquanto no segundo, ocorrem mudanças das características do fluxo durante a deformação progressiva, como por exemplo em deformações referidas como *non-steady* ou *spinning deformation* (Lister e Williams 1983, Jiang e White 1995). O fenômeno da partição da deformação é muito amplo e geral e, nesta breve revisão, serão abordados apenas os aspectos considerados mais relevantes nos modelos de partição em zonas transpressivas/transtrativas (ou seja, para deformações descritas com relação a eixos de referência previamente estabelecidos e também com *boundary conditions* bem estabelecidas – Jones e Tanner 1995).

Tikoff e Teyssier (1994) e Teyssier *et al.* (1995) propuseram um modelo de partição da deformação em ambientes transpressivos e transtrativos em grande escala, onde o componente de

cisalhamento simples é particionado em planos discretos na crosta superior, e o componente de cisalhamento puro é concentrado em domínios intermediários, mais amplos (fig.3.19).

Figura 3.19- Visão em planta de zonas deformadas em regime transpressivo e transtrativo, mostrando o comportamento da elipse instantânea de deformação em ambientes com deformação partida (B e D) ou não (A e C). Notar que, quando o componente de cisalhamento simples é partido em zonas discretas, a direção de encurtamento máximo instantâneo, no caso da transpressão, gira para próximo da normal no domínio intermediário. No caso da transtração, direção é a de máxima elongação instantânea. (Mod. de Teyssier *et al.* 1995).

Para Tikoff e Teyssier (*op. cit.*), quando a deformação em zonas transpressivas é considerada como resultante de convergência oblíqua, esta condição seria uma situação intermediária entre limites de placas transformantes e de convergência frontal, e deste modo a relação pode ser deduzida entre o vetor de movimento relativo entre duas placas e os eixos principais da deformação incremental (fig.3.20).

Figura 3.20- Relação entre o ângulo α (ângulo entre a apófise contracional do fluxo ou direção de máxima velocidade de convergência entre placas em regime transpressional e a margem) e o ângulo θ (entre o eixo de estiramento máximo instantâneo e a margem). A transição entre regimes transpressionais dominados por cisalhamento puro ou simples ocorre com ângulo de convergência de 20° . (Modificado de Tikoff & Teyssier 1994)

Somente em colisões frontais (regime de cisalhamento puro), que o estiramento incremental mínimo é paralelo ao vetor de convergência entre as placas. Para regimes puramente transformantes (regime de cisalhamento simples), o eixo de estiramento incremental mínimo situa-se a 45° da borda da placa. Para regimes intermediários, há uma refração dos eixos da deformação incremental em relação à borda da zona (Fig. 3.19) (Tikoff e Teyssier 1994). Para os autores, a transição entre a transpressão dominada por cisalhamento simples e transpressão dominada por cisalhamento puro ocorre quando o ângulo de convergência é aproximadamente de 20° .

Outro ponto enfatizado pelos autores em seu modelo é que as *boundary conditions* controlam também a cinemática da deformação incremental e finita, diminuindo assim o papel do *stress* na nucleação de grandes estruturas. Além disso, a orientação de estruturas precoces seria controlada principalmente pela orientação dos eixos de estiramento incrementais (para material deformado homogeneamente), e as estruturas tardias seriam formadas para acomodar a deformação finita, que também é função das *boundary conditions* (Tikoff e Teyssier 1994). Deste modo, em ambientes transpressivos e transtrativos, e dependendo do W_k vigente durante a deformação progressiva (no caso de deformações *steady-state*), espera-se a formação simultânea no mesmo evento tectônico de estruturas com movimentação *strike-slip* e *dip-slip* e que elas permaneçam ativas durante toda a história deformacional (Teyssier *et al.* 1995). Neste caso, as estruturas formadas teriam orientações favoráveis para acomodar os componentes do campo de velocidade imposto pela convergência ou divergência oblíquas de placas (Tikoff e Teyssier 1994).

No modelo de partição de deformação discutido pelos autores, os componentes de cisalhamento simples e cisalhamento puro representam frações de um campo de velocidade maior, imposto pelo movimento das bordas da zona (McKenzie e Jackson 1983). Deste modo, quando o movimento transcorrente é particionado em planos discretos, deve diminuir o W_k da zona, e aumentar em importância o componente de cisalhamento puro nos domínios intermediários. Esta diminuição é função da eficiência da partição, que pode ser entendida como uma razão entre o componente de cisalhamento simples concentrado em planos discretos e o componente que permanece distribuído na zona deformada. Portanto, há uma relação entre o W_k induzido pelo movimento relativo das placas e o W_k interno na zona transpressiva e a percentagem do componente de cisalhamento simples acomodado em zonas de cisalhamento ou em falhas discretas (Tikoff e Teyssier 1994). Esta relação é mostrada graficamente na figura 3.20, e pode ser expressa também em função da orientação dos eixos de estiramento instantâneos com relação à borda da placa e a percentagem de movimento acomodada em zonas transcorrentes (Tikoff e Teyssier *op. cit.*, Teyssier *et al.* 1995).

Jones e Tanner (1995) concluíram também que a fatorização da deformação transpressiva em componentes de cisalhamento puro e simples é um fenômeno comum, podendo ocorrer em diversas escalas. Entretanto, os autores enfatizam a importância de anisotropias pretéritas ou de anisotropias produzidas durante os estágios tardios da deformação progressiva, no condicionamento geométrico e intensidade da partição da deformação. Como resultado, a

quantidade de partição do componente de cisalhamento simples dependeria de fatores como geometria, anisotropia, descontinuidades estruturais, diferenças reológicas etc. Salientam ainda que, mesmo em condições perfeitas de partição do componente de cisalhamento simples, as *boundary conditions* da deformação transpressiva (notadamente o espessamento vertical) registram componente de deslocamento segundo o mergulho discreto neste plano. Finalmente, consideram que as zonas transpressivas com razões “press”/“trans” elevadas podem mostrar variações de movimentos numa seção vertical, de tal modo que podem predominar movimentos transcorrentes em profundidade e, oblíquos, em níveis mais rasos, podendo aqui predominar componentes de mergulho.

A partição da deformação transpressional em domínios amplos, dominados por cisalhamento puro, e, em planos discretos, dominados por cisalhamento simples, e sua influência na orientação da lineação de estiramento no interior das zonas transpressivas, foi inicialmente investigada por Tikoff e Greene (1997). A discussão efetuada pelos autores se baseia na possibilidade teórica da presença de lineações verticais e horizontais em zonas transpressivas MSM (fig. 3.21), como discutido nos itens iniciais desta síntese.

Os autores descrevem uma zona de cisalhamento com lineação de estiramento subvertical e subhorizontal (presente em rochas mais jovens) ao longo da direção da estrutura. Como os dados geocronológicos e estruturais disponíveis sugerem um único evento tectônico, os autores interpretaram este fenômeno como o resultado de um acúmulo diferenciado na deformação finita

pelas rochas ou como resultado da partição da deformação. A figura 3.22 mostra a possibilidade de explicar este padrão com base na orientação da lineação de estiramento. O componente de cisalhamento puro ficaria concentrado nas regiões intermediárias entre as bandas de cisalhamento (nos *microlithons* -lineação vertical), enquanto o componente de cisalhamento simples se concentraria nas bandas de cisalhamento (lineação horizontal) (Tikoff e Greene 1997).

A partição da deformação transpressiva, da forma como foi discutida anteriormente, foi descrita também em ambientes de deformação dúctil (Goodwin e Williams 1996). Os autores identificaram amplos domínios caracterizados por lineações com alta obliquidade, bandas de cisalhamento conjugadas e fluxo com simetria ortorrômbica a monoclínica, indicando movimento oblíquo com componente inverso. Estas regiões foram interpretadas como domínios, onde o cisalhamento puro foi dominante. Estes domínios mostram transições abruptas para porções intensamente deformadas, caracterizadas por lineações de estiramento mineral com baixa obliquidade (movimentação transcorrente – domínio onde predomina o cisalhamento simples).

A exemplo do padrão descrito por Tikoff e Greene (1997), na área em questão, esta transição está associada também a uma mudança litológica. A distribuição restrita (em área) de regiões com predomínio de cisalhamento simples dificulta a caracterização de movimentos paralelos ao *trend* dos cinturões orogênicos (Goodwin e Williams 1996). Deste modo, os

trabalhos desenvolvidos nestes cinturões tendem a caracterizar preferencialmente movimentos contracionais, frontais a oblíquos (Goodwin e Williams *op. cit.*).

Além da partição da deformação ocorrer no espaço orogênico, ela pode ocorrer também no tempo durante a evolução de um evento de deformação progressiva, como já assinalado por Tikoff e Teyssier (1994). Alguns padrões regionais de deformação têm sido interpretados como originados por transpressão, em vez de considerá-los como modelos de evolução estrutural polifásicos. Nos Alpes, por exemplo, Ratschbacher (1986) interpreta a mudança na direção de movimento de *nappes* como devida a transpressão. O estudo de estruturas que fornecem informações sobre a deformação instantânea é particularmente importante nestes casos. Kirkwood (1995) realizou nos Apalaches estudos de deformação incremental em sombras de pressão em piritas framboidais associadas a metassedimentos de baixo grau. Concluiu que os dados são compatíveis com uma evolução cinemática em quatro estágios, porém dentro de um único evento deformacional, pois as fibras mudam de orientação continuamente, sem qualquer quebra aparente. Durante os três estágios iniciais, a deformação regional foi acomodada principalmente por cisalhamento puro, gerando dobras e estruturas associadas, e empurrões (estágio vinculado ao estiramento vertical). Posteriormente, teria ocorrido uma mudança gradual da deformação para um regime transcorrente associado também a um forte achatamento (estágio vinculado ao estiramento horizontal). O padrão evolutivo geral foi interpretado como resultado de deformação em regime transpressional.

Em deformações naturais, envolvendo ambientes com convergência ou divergência oblíquas das bordas da zona de cisalhamento, notadamente em deformações na escala orogênica, a partição da deformação pode apresentar geometria e cinemática mais complexas do que as previstas nos trabalhos de modelagem envolvendo *boundary conditions*. Nos *Caledonides*, dos países nórdicos, têm sido descritos movimentos paralelos ao *trend* regional do orógeno, que foram acomodados tanto nos planos de alto quanto de baixo ângulo (Guilotti e Hull 1993, Northrup e Burchfiel 1996). Um modelo semelhante, baseado em dados geofísicos, foi proposto recentemente para deformações profundas na zona de falha de *San Andreas* (Teyssier e Tikoff 1998) e nos Apalaches (Vauchez *et al.* 1993). Em todos os casos, os autores associam estes movimentos a ambientes transpressionais, com um marcante controle reológico exercido por camadas da litosfera continental. Estes limites reológicos seriam responsáveis pela partição da deformação oblíqua em diferentes níveis crustais, gerando simultaneamente movimentos normais, oblíquos e paralelos ao orógeno em seus diferentes níveis estruturais.

3.4) TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO: A IMPORTÂNCIA DAS *BOUNDARY CONDITIONS*, DEFORMAÇÃO FINITA *VERSUS* DEFORMAÇÃO INCREMENTAL E CINEMÁTICA EM GRANDE ESCALA

Pelo exposto no decorrer deste capítulo, fica evidente a importância das *boundary conditions* como principal parâmetro controlador em regimes transpressionais e transtrativos, em termos de geometria, cinemática, partição da deformação, orientação da deformação finita e incremental, simetria do fluxo e ordem de nucleação de grandes estruturas. A variação destas condições conduz a resultados diferentes dos modelos deformacionais desenvolvidos nestes dois regimes, podendo inclusive ser impossível a elaboração de um modelo unificado para explicar a deformação em zonas oblíquas (Dias e Ribeiro 1994).

Um dos exemplos de estruturas características desenvolvidas neste tipo de regime é o de estruturas em flor (Sanderson e Marchini 1984). O comportamento da lineação neste tipo de estrutura é provavelmente função da razão 'press'/'trans'. Zonas com razões suficientemente elevadas favorecem a extrusão tectônica em níveis mais rasos (Jones e Tanner 1995). Alternativamente, para regiões dominadas francamente por regimes de cisalhamento simples, o resultado esperado é que a lineação marque os movimentos predominantemente direcionais em qualquer nível da estrutura. Da mesma forma, a simetria do fluxo pode variar de monoclinica a triclinica com a mudança da razão 'press'/'trans' (Robin e Cruden 1994), ou mesmo pela adição de um componente vertical de movimento nas bordas rígidas da zona (Jones e Holdsworth 1998). Como mostrado anteriormente, a forma e orientação dos elipsóides de deformação finita e incremental são também dependentes das *boundary conditions* adotadas para regimes que se enquadram na definição original de transpressão e transtração, segundo Harland (1971).

Outro aspecto importante observado em regimes transpressivos é o não paralelismo entre os eixos dos elipsóides de deformação finita e incremental, podendo, sob certas condições, ser inclusive perpendiculares entre si, gerando uma geometria complexa entre estruturas que registram estes dois tipos de deformação (Sanderson e Marchini 1984). Esta complexidade poderia ser também estendida à simetria do fluxo. Zonas transpressivas podem apresentar simetrias triclinicas, desenvolvendo-se juntamente com porções na estrutura onde a simetria é monoclinica (Robin e Cruden 1994, Lin *et al.* 1998). Este fato sugere que, pelo menos em parte,

modelos baseados em cisalhamento simples podem ainda ser aplicados para o entendimento da cinemática destas porções. Outras regiões, entretanto, mostram um desvio significativo de uma simetria monoclinica, necessitando portanto de modelos alternativos para a abordagem da questão cinemática destas zonas. Adicionalmente, trabalhos recentes sugerem muita cautela no uso da lineação de estiramento mineral como marcador cinemático de zonas de cisalhamento com movimentação oblíqua. A escala é outro ponto importante na observação e abordagem da complexa história cinemática da deformação tridimensional. Neste sentido, padrões de deformações triclinicas são descritos e caracterizados por domínios homogêneos monoclinicos (Lin *et al.* 1998).

Finalmente, em zonas transpressivas e transtrativas, os eixos principais de deformação finita e os eixos de deformação incremental e as apófises do fluxo são oblíquos entre si (Dewey *et al.* 1998). Para Fossen e Tikoff (1993) e Fossen *et al.* (1994), a complexidade para estabelecer estas relações cinemáticas pode ser ilustrada por uma apófise de fluxo horizontal oblíquo à borda da zona deformada paralela ao vetor de movimento relativo entre as placas envolvidas. Outro fator complicador no estabelecimento de correlações cinemáticas deste tipo é a partição e repartição da deformação (Lister e Williams 1983), muito comum em deformações naturais.

CAPÍTULO IV

REAValiaÇÃO E SIGNIFICADO TECTÔNICO DOS GRANITÓIDES TIPO-S NEOPROTEROZÓICOS NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO.

Machado e Dehler (2002) – subm. à *Revista Brasileira de Geociências*

4.1) RESUMO

Os granitóides Neoproterozóicos do estado do Rio de Janeiro têm sido divididos em três grupos principais: (i) pré- a sincolisionais; (ii) tardi-colisionais e (iii) pós-colisionais. Os granitóides tipo-S, descritos até então como sincolisionais, são aqui discutidos sob uma nova perspectiva de um magmatismo tardi-colisional. Neste sentido, considera-se que este magmatismo foi gerado logo após a colisão continental, tendo sido colocado em condições tectônicas sob influência de deformação convergente. A geração deste magmatismo é relacionada à fusão parcial (anatexia) de rochas predominantemente metassedimentares, com sua colocação tendo sido controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de baixo e alto ângulo. São leucogranitos peraluminosos (granada, moscovita, sillimanita e turmalina), foliados e gnaissificados, de composição granítica a granodiorítica, ricos em enclaves metassedimentares (calciossilicáticas, quartzitos, granada-biotita gnaisses). São discutidos dois modelos de evolução térmica para geração destes granitos: um modelo envolvendo forte espessamento crustal e outro sem espessamento crustal significativo. O primeiro modelo se mostra mais coerente com as interpretações geológicas disponíveis sobre estas rochas no Rio de Janeiro e se ajusta melhor aos cenários tectônicos propostos para orógenos do tipo Alpino-Himalaiano. Neste modelo, o ápice térmico é geralmente alcançado após a tectônica compressiva e o espessamento crustal, com o metamorfismo regional sendo compatível com condições metamórficas de fácies anfibolito a granulito, condições estas que se mostram extremamente favoráveis para o desenvolvimento extensivo de anatexia crustal. Na ausência de espessamento crustal significativo, o que também poderia ser o caso, pois até o momento não foram ainda descritas rochas de alta pressão neste segmento do Cinturão Paraíba do Sul, a transferência de calor para níveis superiores da crosta se daria principalmente pelo fenômeno de advecção, sendo isto vinculado sobretudo com a

ascensão dos magmas graníticos. A deformação no estado sólido destas rochas pode ser explicada tanto pela reativação das zonas de cisalhamento regionais quanto pela superposição de um regime tectônico associado com a exumação do orógeno ao final do Ciclo Brasileiro.

4.2) INTRODUÇÃO

A cartografia geológica do estado do Rio de Janeiro na escala de semidetalhe (1:50.000) foi empreendida na final da década de 70 e início da década de 80, sob a coordenação do DRM-RJ (Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro), onde participaram diversas empresas privadas (GEOSOL, TRISERVICE e GEOMITEC) e do governo (CPRM- O Serviço Geológico do Brasil), incluindo as universidades federais (UFRJ, UFRRJ). Neste período, foram definidas as principais unidades geológicas pré-cambrianas do estado do Rio de Janeiro e suas respectivas nomenclaturas, cujos resultados encontram-se disponíveis principalmente como relatórios internos, juntamente com mapas e anexos diversos.

É desta época a edição do primeiro mapa geológico do estado pelo DRM em escala 1: 400.000, o qual em linhas gerais reproduz as unidades geológicas maiores do mapa geológico de Rosier (1957/65). Posteriormente, Fonseca (1998) publicou um segundo mapa geológico do estado nesta mesma escala, incorporando nele as informações cartográficas derivadas dos trabalhos anteriores. Recentemente, a CPRM, após realizar a integração cartográfica da região na escala 1: 250.000 (Folhas Volta Redonda, Ilha Grande, Rio de Janeiro, Juiz de Fora, Campos e Macaé), apresentou um terceiro mapa do estado do Rio de Janeiro, na mesma escala dos anteriores, onde destaca a presença de extensos corpos batolíticos de granitóides tipo-S, anteriormente considerados como unidades de gnaisses diversos. A região de ocorrência destas rochas era restrita até então à porção sudoeste do estado do Rio de Janeiro, onde os trabalhos de cartografia geológica realizados pela GEOSOL e CPRM haviam definidos respectivamente os maciços graníticos Serra das Araras e Rio Turvo (Barbosa e Sad 1983 a, Ruiz *et al.* 1983).

Posteriormente, Machado e Demange (1994), em um trabalho de síntese regional sobre os granitóides do estado do Rio de Janeiro, denominaram estas rochas de granitos tipo-S e consideram-nas como sincolisionais.

A partir do início da década de 90 foram iniciados pela UERJ (Universidade Estadual do Rio de Janeiro) trabalhos de levantamento geológico nas regiões do vale do rio Paraíba do Sul e

na região da Serra dos Órgãos, cujos resultados encontram-se publicados na forma de artigos e teses.

Este trabalho apresenta uma avaliação dos granitóides tipo-S do estado do Rio de Janeiro, juntamente com uma discussão sobre os modelos tectono/metamórficos disponíveis na literatura, que discutem a origem destas rochas. Incluiu-se também uma síntese dos granitóides neoproterozóicos do estado e uma revisão dos trabalhos de cartografia geológica até então realizados.

4.3) TRABALHOS ANTERIORES

Sínteses regionais disponíveis sobre as rochas granitóides neoproterozóicas do cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro são encontradas em Machado e Peloggia (1987), Machado e Demange (1994 e 1998), Machado (1997) e Junho (1998). Assinalam-se ainda sínteses parciais sobre os granitos tardi- a pós-tectônicos (Machado Filho *et al.* 1983, Junho e Wiedemann 1987, Junho *et al.* 1987, Junho 1991 e 1993, Leonardos Jr. 1973, Penha 1984, Penha e Wiedemann 1984, Pires *et al.* 1982, Wiedemann *et al.* 1987 b, Wiedemann 1993) ou ainda trabalhos incorporando também granitóides foliados (Heilbron 1995). Um grande volume de trabalhos é encontrado sobre maciços isolados, principalmente nos arredores da cidade do Rio de Janeiro e na região serrana de Petrópolis e Teresópolis (Puget e Penha 1980, Junho e Penha 1985, Chaves e Pires 1986, Caddah *et al.* 1987, Rêgo 1989, Valente *et al.* 1991, Porto *et al.* 1992 e 1996, Machado e Demange 1994 a e b, Hippertt 1990, Heilbron *et al.* 1992, Barbosa e Sad 1985, Sanchez *et al.* 1995, Valladares 1996, Tupinambá 1999). Estes trabalhos abordam sobretudo os aspectos petrográficos, litogeoquímicos, e, mais raramente, geocronológicos, estruturais e de química mineral.

Almeida *et al.* (1993), ao realizarem mapeamento geológico na região de Barra Mansa, na divisa do Rio de Janeiro com São Paulo, assinalaram a existência de maciços graníticos foliados, contemporâneos com a fase principal de deformação (sin-Dn), sendo por eles denominados de Resgate, Campinho e Taquaral. Cabe mencionar, entretanto, que esta última denominação foi empregada para englobar o já então definido maciço Floriano, de Machado e Peloggia (1987), e uma parte do granitóide Rio Turvo, definido por Ruiz *et al.* (1983).

Os dados geocronológicos disponíveis sobre estas rochas são ainda escassos. As idades pelos métodos Rb/Sr, U/Pb e Pb/Pb existentes sobre o magmatismo granítico apontam idades no

intervalo de 490 a 634 Ma (Figueiredo e Campos Neto 1993, Cordani *et al.* 1973, Machado N *et al.* 1996, Machado R *et al.* 1996, Machado 1997, Tupinambá 1999). Estes dados têm permitido dividir os granitos em pré-, sin e pós-colisionais, com intervalos entre 570 a 590 Ma, 530 a 560 Ma e 480 Ma (ou 450 Ma) a 520 Ma (Figueiredo e Campos Neto 1993, Wiedemann 1993). São ainda propostos intervalos mais antigos: 650 a 620 Ma (pré-colisional), 600 a 590/560 Ma (sincolisional) e 560 a 530 Ma (tardi-colisional) (Machado 1997).

Dois arcos magmáticos têm sido descritos regionalmente: um arco magmático mais novo, denominado Arco Magmático Rio Doce, desenvolvido entre 590 a 480/450 Ma, e outro mais antigo, denominado Arco Magmático Rio Paraíba do Sul, desenvolvido no intervalo de 580/590 Ma a 620 ou 650 Ma (Figueiredo e Campos Neto 1993, Wiedemann 1993, Machado 1997, Machado e Demange 1998).

4.4) CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DOS GRANITÓIDES

O mapa da Figura 4.1 mostra a distribuição das rochas granitóides neoproterozóicas do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Estes granitóides são divididos em três grupos principais: (i) pré- a sincolisionais, (ii) tardi-colisionais e (iii) pós-colisionais.

Os granitóides descritos como pré- a sincolisionais caracterizam-se por extensos batólitos lineares, foliados, concordantes com as estruturas regionais, sendo possível distinguir dois grupos de granitóides: um do tipo-I e outro do tipo-S. O primeiro grupo corresponde a um magmatismo de composição expandida (granito/granodiorito/tonalito), com características petrográficas e geoquímicas comparáveis ao dos batólitos tipo-I Cordilherano (Machado e Demange 1994 a, 1998, Machado 1997). Este grupo, no domínio Litorâneo, encontra-se associado com charnockitos ou rochas da associação charnockítica. O segundo grupo ocupa uma faixa expressiva na porção sul do domínio Paraíba do Sul e outra, na porção norte do domínio Litorâneo. No primeiro caso acha-se representado pelos granitóides das Suítes e Serra das Araras e Rio Turvo; no segundo, pelas Suítes Desengano e Rio de Janeiro (fig. 4.1) (Silva e Cunha 2000). São maciços foliados, com aspecto heterogêneo (migmatíticos), dominados por leucogranitos de composição granítica a granodiorítica, ricos em enclaves submicáceos, contendo em sua mineralogia biotita, moscovita, granada, turmalina e sillimanita.

Figura 4.1- Localização e distribuição das rochas granitoides no estado do Rio de Janeiro (mod. de Machado & Demange 1998 e Cunha et al. 2000). Maciços: pt- Parati; mg- Mangaratiba; ig- Ilha Grande; mb- Mambucaba; imb- Marambaia; imd- Ilha da Madeira; cp- Campinho; re- Resgate; rt- Rio Turvo; SA- Serra das Araras; SO- Serra dos Órgãos; ab- Serra das Abóboras; at- Anta; ni- Niterói; rj- Suíte Rio de Janeiro; bj- Bela Joana; ag- Angelim; ds- Suíte Desengano. DARG- Domínio Alto Rio Grande; DJF- Domínio Juiz de Fora; DPS- Domínio Paraíba do Sul; DL- Domínio Litorâneo. Ver texto para discussão.

Os granitos tardi-colisionais ocupam sobretudo o domínio Paraíba (Norte e Sul) e acham-se ligados estreitamente às zonas de cisalhamento de alto ângulo do vale do rio Paraíba do Sul (fig. 4.1). É a este grupo de granitos que se associa o maciço Arrozal. Destacam-se ainda os maciços Getulândia, Resende, Vassouras, Varre-Sai, Parati, dentre outros. Caracterizam-se por maciços alongados, foliados (foliação de fluxo magmático de alto ângulo), concordantes com as estruturas das rochas encaixantes. São inequigranulares e porfíricos, rosados e esbranquiçados, de composição monzogranítica dominante. Contêm enclaves microgranulares dioríticos a quartzo-dioritos, que podem atingir extensão Km, a exemplo do que ocorre no maciço Getulândia (Machado e Demange 1994 a). A biotita é o máfico dominante nesses granitos, ocorrendo também anfibólio (Parati e Varre-Sai). Descrevem-se, também, na região de Passa Três, leucogranitos com moscovita, granada e turmalina (Machado e Demange 1994 a). São disponíveis apenas duas idades U/Pb em monazitas para o maciço Getulândia, com valores de 528 e 535 Ma (Valladares 1996).

Os granitos pós-colisionais ocorrem principalmente na parte sul dos domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos (fig. 4.1). A distribuição E-W dos maciços sugere uma desvinculação das estruturas NE do cinturão durante sua colocação. Alguns autores têm relacionado esta colocação a uma tectônica extensional (Machado 1997). Estes granitos são textural e composicionalmente semelhantes aos anteriores. Diferem, entretanto, pela forma subarredondada em mapa, nível mais raso de colocação e contatos bruscos com as encaixantes. Estruturas de fluxo são restritas às bordas dos maciços. Ocorrem minerais de alteração como moscovita, clorita, carbonatos e minerais do grupo do epídoto. A fluorita aparece como mineral acessório em alguns maciços (São José do Ribeirão e Suruí). Os dados isotópicos U/Pb e Rb/Sr disponíveis são coerentes e apontam idades de 492 Ma (U/Pb, em titanita) e 488 Ma (Rb/Sr) respectivamente para os maciços Mangaratiba e Sana (Valladares 1996, Machado 1997). Uma idade Rb/Sr de 501 Ma foi obtida para o maciço Nova Friburgo (Tupinambá 1999).

4.5) GRANITÓIDES TIPO-S

4.5.1) Domínio Paraíba do Sul (DPS)

Neste domínio, os granitóides tipo-S foram reunidos nos trabalhos de cartografia geológica realizados pela GEOSOL e CPRM, em escala 1: 50.000, nas unidades Santo Eduardo e Itaocara. Estas unidades são descritas como biotita gnaisses com estrutura bandada ou laminada, geralmente migmatizados, contendo intercalações de quartzitos, anfíbolitos, rochas

calciossilicáticas e mármore dolomíticos, associadas com gnaisses diversos, incluindo anfibólio-biotita gnaisses, gnaisses com granada, gnaisses porfiroblásticos, gnaisses tonalíticos, migmatitos e biotita-moscovita xistos. São descritas ainda associações frequentes com rochas em zonas de alta deformação, incluindo milonitos, milonito gnaisses, milonito xistos e blastomilonitos.

Como resultado destes trabalhos de cartografia geológica, foram definidos os Batólitos Serra das Araras e Rio Turvo (Barbosa e Sad 1983 a, Ruiz *et al.* 1983), este último no domínio Juiz de Fora. Estes granitóides foram descritos como rochas foliadas, de aspecto gnaissóide, porfiróide, com foliação cataclástica conspícua, sendo comum a presença de protomilonitos, milonito gnaisses e blastomilonitos. Posteriormente, foram denominados de leucogranitos aluminosos e classificados como granitos tipo-S, cuja origem foi atribuída à fusão parcial de metassedimentos e relacionada a uma tectônica colisional (Machado *et al.* 1989, Machado e Demange 1991). Foram ainda designados por Machado e Demange (1994 a e b) de granitos tipo-C (ou subtipo-CS), da classificação de Didier *et al.* (1982), e granitos tipo Hercínico, segundo a classificação de Pitcher (1979).

Recentemente, no projeto carta geológica do estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000 efetuado pela CPRM (Silva e Cunha 2000), o Batólito Serra das Araras foi estendido para nordeste até o limite com o estado do Espírito Santo, sendo dividido em dois extensos batólitos: um contínuo com extensão de cerca de 200 Km e outro descontínuo com extensão superior a 230 Km (fig. 4.1). Estes batólitos ocupam tanto a aba sul da estrutura divergente do vale do rio Paraíba do Sul quanto sua parte central.

No projeto da CPRM, os granitos tipo-S do Domínio Paraíba do Sul foram designados Suíte Serra das Araras (SSA) e correlacionados aos granitos Quebra Cangalha, Lagoinha, Serra das Abóboras, Serra da Concórdia, Serra das Frecheira e Parati-Mirim. A SSA é descrita como (granada) granito a duas micas, tipo-S, com granulação grossa, equigranular a porfirítico, com foliação transcorrente, rico em enclaves de paragneisses. Incluem ainda fácies leucogranítica com sillimanita, granada, moscovita, biotita e turmalina preta como minerais acessórios. Esta suíte foi considerada tardi-colisional e relacionada à movimentação das estruturas transcorrentes regionais. Neste mesmo contexto, foram também englobados granitos tipo-I pertencentes às Suítes Pedra Selada, Varre-Sai e Santo Antônio de Pádua, com esta última apresentando rochas da associação charnockítica (Silva e Cunha 2000).

Estes autores descrevem ao longo do flanco sul da estrutura divergente, notadamente entre as regiões da Serra das Araras e Areal, uma faixa de rochas miloníticas e protomiloníticas, com associação litológica heterogênea, constituída por granada-sillimanita granitos porfiríticos com enclaves de rochas metassedimentares e anfibolíticas, em associação com rochas paraderivadas migmatizadas e anfibólio-biotita ortognaisses cinzentos subordinados. Estes granitos são considerados correlatos litológica e estruturalmente ao batólito Serra das Araras, definido por Barbosa e Sad (1983 a).

4.5.2) Domínio Litorâneo (DL)

Neste domínio, os granitóides tipo-S foram definidos recentemente nos trabalhos de compilação geológica realizados pela CPRM em escala 1: 400.000 (Silva e Cunha 2000). Trabalhos anteriores já assinalavam que muitas das unidades cartografadas como gnaisses kinzigíticos deveriam corresponder na realidade a granitos tipo-S gnaissificados (Machado 1997).

Nos trabalhos de cartografia geológica, em escala 1:50.000, desenvolvidos por diversas empresas no âmbito do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (TRISERVICE, CPRM, GEOMITEC), tais granitóides foram englobados em unidades de gnaisses diversos, tais como Santo Eduardo, São Fidélis, Desengano, Catalunha, Crubixais, Ernesto Machado, Cassorotiba e Imbé (Ferrari *et al.* 1982). Estas unidades são descritas em geral como migmatitos homogêneos e heterogêneos ou diatexíticos e metatexíticos, não havendo nos trabalhos muitas vezes a preocupação em caracterizar a natureza do protólito. Ressalte-se, entretanto, que em vários destes trabalhos os granitos tipo-S correspondem a rochas caracterizadas como gnaisses porfiroblásticos, gnaisses granitóides, granitóides gnáissicos, leucogranitóides, gnaisses aluminosos, gnaisses kinzigíticos, leptinitos e gnaisses facoidais, cujos contatos são descritos como transicionais, difusos ou interdigitado (ver Ferrari *et al.* 1982, Reis *et al.* 1982).

No mapa geológico da CPRM, em escala 1:400.000, foram discriminados no DL inúmeros maciços graníticos tipo-S alongados e subconcordantes com a estruturação regional do cinturão. Estes maciços apresentam no segmento setentrional do Rio de Janeiro uma faixa mais expressiva com largura de cerca de 50 Km e extensão que atinge 140 Km. Para sul, esta faixa se torna mais estreita e mostra uma forte inflexão para W na altura da cidade do Rio de Janeiro. Individualmente, os corpos graníticos possuem extensão entre 50 e 110 Km e largura entre 3 e 6

Km. Na região de Niterói, a largura pode atingir 8 Km. Estas rochas foram designadas de Suítes Desengano e Rio de Janeiro e apresentam-se associadas com rochas charnockíticas. A primeira suíte é descrita como granito tipo-S com granada, moscovita e biotita, de granulação grossa, texturas granoblástica e porfírica (*augen*), com forte foliação tangencial no estado sólido, contendo abundantes xenólitos e restitos de paragneisses, e apresentando como plútons correlatos os Granitos Santa Terezinha, Carapebus e Serra da Concórdia (Silva e Cunha. 2000). A segunda suíte, descrita como granito tipo-S contendo granada, moscovita e biotita de granulação grossa, texturas granoblástica e porfírica (*augen*), com forte foliação transcorrente no estado sólido, engloba os Granitos Corcovado, Pão de Açúcar e o Leucogranito gnáissico Cosme Velho (fig. 4.1).

Os autores consideram estas suítes de granitos tipo-S como relacionadas tectonicamente aos maciços charnockíticos ou de associação charnockítica (Bela Joana, Ilha da Madeira e Ilha da Marambaia) e vinculam os mesmos a um contexto tectônico tardi-colisional, e colocação relacionada à movimentação das transcorrências regionais.

4.6) DISCUSSÃO

Trabalhos recentes de integração regional sobre a geologia do Estado do Rio de Janeiro têm mostrado que o magmatismo peraluminoso neoproterozóico é muito mais importante do que se supunha anteriormente. Conforme já exposto neste trabalho, são registradas no Rio de Janeiro duas faixas expressivas de granitóides tipo-S: uma no domínio Paraíba do Sul, que ocupa o segmento sul da estrutura divergente homônima, e outro no domínio Litorâneo, circundando o contato sudeste com o domínio Serra dos Órgãos.

Estes granitos tipo-S contêm granada, sillimanita e, localmente, cordierita (Cunha *et al.* 2000). Muitos deles foram descritos anteriormente como gnaisses kinzigíticos, pois ao lado da presença freqüente de enclaves de rochas foliadas fortemente estirados, sobretudo de origem metassedimentar (calcissilicáticas, quartzitos, biotita gnaisses, anfíbolitos), que lhes conferem uma estrutura gnáissica, sobretudo na escala de afloramento, apresentam também uma intensa deformação no estado sólido, resultando muitas vezes rochas com textura protomilonítica a milonítica.

A interpretação destas rochas como de origem ígnea é compatível tanto pela sua associação de campo com os gnaisses regionais quanto pelos dados geotermobarométricos existentes na literatura para o metamorfismo regional (Rêgo 1989, Porcher 1997). Deste modo, os dados geológicos e geocronológicos disponíveis até então sugerem a presença regional de intensa fusão parcial de metassedimentos como outrora descrita por Ebert (1968), associada à geração de granitos tipo-S no Neoproterozóico, com as idades devendo se situar ao redor de .59 e .58 Ga, ou até com valores mais novos (Cordani *et al.* 1973, Figueiredo e Campos Neto 1993, Machado N *et al.* 1996, Machado R *et al.* 1996, Machado 1997, Tupinambá 1999).

Os modelos tectônicos disponíveis para a região consideram estas rochas como vinculadas à fase de colisão continental brasileira, com geração do magma granítico sendo relacionada à fusão parcial de metassedimentos. Sendo assim, as idades destes granitos (pico térmico), segundo estes modelos, marcariam então a(s) fase(s) de colisão. Contudo, os dados discutidos neste trabalho, juntamente com as informações disponíveis na literatura, apontam para uma interpretação tectônica alternativa para geração destes granitos, conforme já sugerido por Silva e Cunha (2000), e que será discutido a seguir.

Vários trabalhos na literatura têm discutido a possibilidade de fusões crustais expressivas em períodos tardios ao de espessamento crustal, ou seja, após o período da colisão continental. (Harris e Massey 1994). Estes trabalhos utilizam como referência o modelo tectônico colisional Alpino-Himalaio, o qual de forma geral tem sido utilizado para explicar as feições tectônicas do Cinturão Paraíba do Sul, nesta região. Um dos aspectos importantes nesta discussão é a condição de pressão e temperatura esperada para promover uma extensiva fusão parcial (anatexia) de rochas metapelíticas. Estas condições são compatíveis com as condições metamórficas em grau alto atingidas pelas rochas regionais.

Os trabalhos de petrologia experimental mostram que a temperatura de fusão do mínimo granítico para ambientes saturados em água é de cerca de 600° C, com pressão de 10kb (profundidades ao redor de 35km) (Wyllie 1977). Contudo, sob condições anidras e com o mesmo valor de pressão, são necessárias temperaturas mais elevadas para promover uma fusão parcial extensiva, com as temperaturas devendo atingir de 700-730° C, que são os valores considerados para quebra da moscovita. Para a biotita, sob as mesmas condições de pressão, estes valores são ao redor de 800° C (Wyllie *op.cit.*) (fig. 4.2).

Estes valores passam a ser mais elevados para sistemas anidros. Estas reações são consideradas como marcadores do início da fusão parcial extensiva (Brown e Fyfe 1970, Grant 1985) e ocorrem em ambientes com quantidades não adequadas de disponibilidade de água, o que parece ser a situação mais comum na maioria dos ambientes crustais, principalmente nas condições de pressão e temperatura consideradas (Stevens e Clemens 1993). Esta afirmação se contrapõe à interpretação de LeFort (1986) e LeFort *et al.* (1987), que consideram a presença abundante de fluidos aquosos nas rochas do bloco inferior “footwall” de empurrões, os quais seriam capazes de promover a fusão generalizada de rochas relativamente mais quentes do bloco superior “hangingwall” destas falhas, usando o modelo de metamorfismo invertido “ferro-de-engomar” em ambientes de crosta média (Harris e Massey 1994).

Em um modelo mais elaborado, apresentado por England e Thompson (1984, 1986) como modelo de evolução térmica, que envolve a existência de uma crosta continental duplicada, onde o calor é transportado principalmente por condução, o fluxo térmico é proveniente de duas fontes: do manto, com um valor constante, e da crosta como produto do decaimento de isótopos radioativos. Considera-se, nesta situação tectônica, e com os diversos parâmetros físicos com significado geológico relevante para a litosfera continental, que as condições térmicas imediatamente após a tectônica compressiva (duplicação) não favoreceriam a geração de fusões parciais expressivas (fig. 4.2), pois o efeito desta tectônica (encurtamento por tectônica de empurrão) levaria à depressão das geotermas (Glazner e Bartley 1985).

Deste modo, a presença de fusões em quantidades significativas deve ser esperada durante a instalação de regimes térmicos transitórios (England e Richardson 1977), ou seja, após o pico de pressão inicial, quando ocorreria efetivamente o aquecimento da pilha orogênica. Neste período, as rochas metassedimentares alcançam mais facilmente temperaturas em condições compatíveis com a fácies anfibolito alto a granulito, sendo aí então o momento em que seriam geradas fusões graníticas expressivas.

Figura 4.2- Geração de granitos-S por fusão parcial de metassedimentos em ambiente colisional. (A)- Regimes térmicos transitórios impostos pelo relaxamento de uma perturbação térmica inicial gerada por empurrão em escala crustal. (B)- Caminho Ptt teórico para rochas soterradas a 40, 50, 60 e 70 km relativamente à perturbação imposta em (A). Intervalos de 10M.a. Encontram-se marcados (círculos). Para (A) e (B) o espessamento é modelado como instantâneo e dado por um único empurrão de 35 km de espessura. Valores médios crustais de parâmetros como condutividade térmica, produção interna de calor por decaimento radioativo e fluxo térmico proveniente do manto. Erosão de 35 km de crosta em 100 M.a., Iniciando-se 20 M.a. Após a duplicação crustal (mod. de England & Thompson 1984). C e D- caminhos Ptt para rochas soterradas a 8.75, 17.5, 26.25 e 35 km que neste caso ocorre por deformação homogênea da crosta no intervalo de 30 M.a. A exumação das rochas ocorre num período de 30 M.a. por tectónica extensional, após um período de 30 M.a. De aquecimento isobárico. Geoterma 0 (antes do espessamento), que para C e D corresponde ao gradiente geotermal médios para áreas que sofreram eventos tectónicos em épocas inferiores a 250 M.a. O regime termal em C e D diferem nos valores de produção interna de calor e da contribuição do manto ao fluxo térmico crustal (mod. de England & Thompson 1986). 1 - curva para fusão parcial de rochas crustais com água em excesso. 2 - fusão parcial pela quebra de micas em metapelitos. 3 - quebra de biotita e hornblenda em granodioritos e tonalitos. 4 - quebra da hornblenda em anfibolitos. Notar que, para o experimento retratado em B e C, o início da fusão parcial pela quebra de micas em metapelitos ocorre de 30 a 60 M.a após o espessamento.

Em modelos envolvendo simulações matemáticas, como o apresentado por England e Thompson (1986), a geração de fusões crustais sincolisionais é fortemente dependente da presença de água no sistema e/ou de um fluxo térmico prévio relativamente elevado, o que poderia resultar, em vários casos examinados pelos autores, temperaturas na Moho superiores a 1000° C. Em alguns casos, dependendo dos parâmetros utilizados, esta temperatura é alcançada em profundidades ao redor de 40 km (Sandiford e Powell 1991). Nestes casos, a presença de fusões crustais expressivas, no momento e no modelo tectônico examinado, dependeria também da estrutura térmica assumida para crosta pré-colisional.

Assim, um parâmetro importante para a discussão do modelo proposto é a estrutura termal da litosfera antes do estágio colisional. Para valores de temperatura na Moho em torno de 500° C (England e Thompson 1984), ou próximos do valor requerido para gerar o líquido granítico saturado em água, em torno de 600°C, com pressão de 10kb (Harris *et al.* 1986), a geração extensiva de fusão crustal neste momento é fortemente dependente dos parâmetros discutidos acima, como a presença de água em saturação no sistema. Se a estrutura termal da crosta é inicialmente já característica de regiões ativas tectonicamente, (England e Thompson 1986), ou seja, relativamente mais quentes, as fusões podem ser relativamente precoces.

Embora a origem destas rochas (granitóides do tipo-S) deva estar vinculada ao espessamento crustal e perturbações térmicas impostas por uma tectônica compressiva num modelo colisional, como proposto por vários autores, é possível também que elas tenham sido geradas após o ápice de pressão experimentado pelos seus protólitos. Por outro lado, mesmo assumindo o modelo de formação de granitos peraluminosos (tipo-S) no 'momento' da colisão, o modelo prevê também a geração de granitos posteriores, constituindo-se assim em um fenômeno essencialmente anacrônico e transitório (England e Thompson 1984), cujo intervalo depende de vários fatores, dos quais incluem-se as incertezas dos próprios métodos geocronológicos utilizados (DeYoreo *et al.* 1989). Como consequência, as idades obtidas nestas rochas devem ser consideradas então, mais seguramente, como idades mínimas de um evento de espessamento crustal (colisão).

Uma outra alternativa, não discutida suficientemente em trabalhos anteriores que tratam de interpretações tectônicas assumidas para estes granitos, é a possibilidade da geração dessa extensa anatexia num modelo tectônico sem envolvimento de um espessamento crustal extremo. Este tipo de modelo poderia explicar a inexistência, até o momento, de descrições de terrenos de

alta pressão neste segmento do cinturão estudado. Neste caso, considera-se que a ascensão de magmas é o mecanismo que promove a transferência de calor (por advecção) para níveis superiores da crosta (DeYoreo *et al.* 1989, Sandiford e Powell 1991). Neste sentido, a interpretação temporal/tectônica dos granitos tipo-S dependeria fortemente do entendimento do significado de seus magmas.

Deve ser ainda considerado nesta discussão que, no modelo proposto por England e Thompson (1984, 1986), o relaxamento térmico é posterior à deformação compressiva. Segundo este modelo, o fenômeno do crescimento prógrado de minerais metamórficos (no sentido de aumento da temperatura) - considerado o modelo conductivo - deve ser mais novo do que o processo de deformação, com os granitos sendo formados amplamente nas fases tardi a pós-cinemáticas.

Este modelo encontra dificuldades para ser aplicado nos granitóides estudados, pois os mesmos apresentam tramas freqüentemente foliadas e/ou gnassificadas. Para as rochas do Batólito Serra das Araras são descritas feições de deformação superpostas, juntamente com uma fase de crescimento-mineral e migmatização. Isto provavelmente também ocorre com os demais corpos de granitóides no domínio Litorâneo. Um outro aspecto ainda não suficientemente explorado nos modelos tectônicos aplicados para granitóides similares aos aqui estudados, e que poderiam explicar a deformação no estado sólido presente nestas rochas, é a superposição de um regime tectônico associado com a exumação do orógeno ou até mesmo resultantes de deformações mais jovens. Neste caso, a deformação em regime transpressivo poderia estar presente durante estes estágios de evolução tectônica do Cinturão Paraíba do Sul.

4.7) CONCLUSÕES

Pelo exposto na discussão acima, baseada fundamentalmente em dados da literatura, conclui-se que pode ser perigoso o uso de granitos tipo-S como marcadores de idade da tectônica sincolisional em orógenos cujo modelo de encurtamento e duplicação crustal envolve principalmente tectônica de empurrões. Informações adicionais sobre a quantidade de água no sistema e sobre a estrutura térmica da crosta pré-colisional são também necessárias.

Os dados geológicos disponíveis sobre os granitos tipo-S do Rio de Janeiro são compatíveis também com um modelo tectônico com características mais do tipo tardi-colisional,

embora estes plútons sejam claramente sintectônicos. Neste modelo, a geração do magma granítico teria ocorrido num ambiente tectônico logo após a fase de colisão brasileira principal nesta região, e sob regime tectônico ainda convergente. Um forte argumento para isto é a estreita vinculação entre estes granitóides e as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo da região, principalmente àquelas do médio vale do rio Paraíba do Sul. A existência de granitos tipo-S no segmento norte do Cinturão Paraíba do Sul (Granito Urucum, MG, e Granito Colatina, ES), com características geológicas similares àquelas descritas no presente trabalho, e que foram interpretados como granitos sincolisionais, e cujas idades foram consideradas como relacionadas à fase sincolisional, podem ser interpretados da mesma maneira que os granitos do tipo-S do Rio de Janeiro. Em ambos os casos a deformação compressiva impressa nestas rochas poderia estar associada à fração da convergência ativa ainda durante ao período de exumação, anatexia de rochas predominantemente metassedimentares, e resfriamento progressivo da faixa, com sua colocação sendo controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de alto e baixo ângulo. A deformação presente nestas rochas pode ser então atribuída em parte à reativação destas estruturas e em parte ao regime tectônico responsável pela exumação da faixa ocorrida no Brasileiro.

CAPÍTULO V

ANÁLISE CINEMÁTICA DA ABA SUL DA ESTRUTURA DIVERGENTE DO RIO PARAÍBA DO SUL, NA PORÇÃO OCIDENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Dehler & Machado (2002) - Subm. à *Revista Brasileira de Geociências*.

5.1) INTRODUÇÃO

O Cinturão Paraíba do Sul ou *Paraibides* (CP) (Ebert 1962, 1968), no Estado do Rio de Janeiro, compreende uma faixa de orientação NE deformada e metamorfizada no Neoproterozóico, composta por rochas ígneas e metamórficas de alto-grau, que bordeja a extremidade S-SE do Cráton do São Francisco (CSF) (Machado *et al.* 1996) (fig. 5.1). Sua feição estrutural mais expressiva na escala regional, marcante em mapas ou imagens de satélite, é a presença de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo e alto ângulo, subparalelas ao *trend* geral do cinturão (Braun 1972, Machado & Endo 1993 a e b, Ebert *et al.* 1993 a e b). Estas estruturas encontram-se associadas com rochas miloníticas, que foram responsáveis em algum momento da orogênese brasileira pela acomodação de movimentos compressivos e de encurtamento crustal na região. O principal aspecto que difere dos modelos cinemáticos propostos para a implantação e evolução destas estruturas é a interpretação do *timing* de atuação do componente de movimento paralelo ao orógeno, tanto nas estruturas de alto ângulo (transcorrentes/transpressivas) quanto nas de baixo ângulo a intermediário.

Os dados de lineações de estiramento disponíveis neste trecho do cinturão são ainda escassos e recentes, assim como trabalhos específicos envolvendo essencialmente análise cinemática (Ebert & Hasui 1998, Almeida 2000). Estes autores descrevem lineações de estiramento e mineral subperpendiculares ou oblíquas ao cinturão, assim como lineações subparalelas ao *trend* do mesmo. A interpretação deste padrão é distinta, sendo considerada ou como fruto da tectônica transpressional durante uma colisão oblíqua, num modelo tridimensional de deformação de orógeno, envolvendo colagem lateral de terrenos (Machado & Endo 1993 a e b, Machado 1997, Ebert *et al.* 1993 a e b, Ebert & Hasui 1998), ou como resultado de empurrões dúcteis com movimento de topo para o Cráton do São Francisco (lineações oblíquas e

perpendiculares), associados a um incipiente e/ou posterior estiramento paralelo ao orógeno (Heilbron *et al.* 1995, Almeida 2000). Neste último modelo, a deformação principal seria essencialmente bidimensional, com o desenvolvimento num estágio tardio de um componente paralelo ao cinturão.

O presente trabalho descreve pormenorizadamente a geometria e cinemática das estruturas ao longo de uma seção transversal ao CP na porção ocidental estado do Rio de Janeiro, entre os municípios de Areal e Três Rios (SAT) (fig. 5.1). Esta seção corta o flanco sul da divergência em leque do vale do rio Paraíba do Sul (DL) (Ebert 1968), onde o flanco norte apresenta foliações que mergulham para SE e o flanco sul, para NW. Este trabalho objetiva, com base em estudos de detalhes da lineação de estiramento e mineral e indicadores do sentido de cisalhamento na seção escolhida, discutir os possíveis mecanismos e regimes tectônicos envolvidos no desenvolvimento de movimentos paralelos e transversais ao cinturão, contribuindo assim para o entendimento da evolução tectônica do CP neste segmento.

5.2) CINEMÁTICA DO CP NO RIO DE JANEIRO

Embora o reconhecimento e expressão das zonas de cisalhamento regionais de direção NE, presentes na estrutura do CP, tenham sido efetuados já nas décadas de 70 e 80 (Braun 1972, Brenner *et al.* 1980), são ainda relativamente limitados os estudos cinemáticos regionais nesta região. Destacam-se entretanto alguns estudos de detalhe, abrangendo sobretudo segmentos do lineamento de Além-Paraíba (Almeida *et al.* 1975, Campanha 1981) ou zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller 1989).

Os primeiros trabalhos caracterizaram esta importante estrutura como uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com movimentação transcorrente dextral, ocorrida sob condições metamórficas de fácies anfibolito alto. Embora vários trabalhos caracterizem a direção horizontal como sendo a direção de máximo estiramento nesta zona de cisalhamento, estudos em diferentes escalas fornecem evidências sugestivas de um estiramento secundário na vertical. Este estiramento se acha refletido pela presença de elipsóides finitos oblatos, interpretados como resultantes da atuação simultânea de um componente coaxial perpendicular à zona, em resposta à instalação de um regime transpressional dextral (Dayan & Keller 1989, Ebert *et al.* 1991).

Figura 5.1 - Localização da Seção lito-estrutural levantada no contexto tectônico regional do Estado do Rio de Janeiro: Faixa Serra das Araras (FSA); batólito da Serra dos Órgãos (SO); ZCPS- Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul; DARG- Domínio Alto Rio Grande; DJF- Domínio Juiz de Fora; DPS- Domínio Paraíba do Sul; DL- Domínio Litorâneo Norte (N) e Sul (S); MSM- Microplaca Serra do Mar (modificado de Machado & Demange 1998).

Esta interpretação é consistente com a observação de dobras horizontais-normais, com superfícies axiais subparalelas às zonas de cisalhamento (Rosier 1957, Campanha 1981), e com os dados microestruturais em cristais de plagioclásio (Egydio Silva & Mainprice 2000), que sugerem encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento. Este regime teria sido responsável ainda pelo alçamento de rochas profundas (Corrêa Neto *et al.* 1993), associado ao desenvolvimento de estruturas-em-flôr positivas (Dayan *et al.* 1993). Paralelamente, Machado & Endo (1993 b) interpretaram a divergência em leque na região como uma estrutura-em-flôr positiva de extensão regional, sugerindo ainda um regime tectônico transpressional dextral para a articulação das estruturas de alto e baixo ângulo no CP nesta região (ver também Machado & Endo 1993 a e c, Ebert *et al.* 1993 a e b).

Trabalhos regionais envolvendo análise cinemática identificaram genericamente dois padrões de lineações de estiramento e mineral, cuja articulação é interpretada de forma diferente na literatura. No modelo transpressivo, a extrusão tectônica, segundo o plano cinemático YZ regional, seria responsável pela acomodação de uma parcela significativa do encurtamento orogênico, e os movimentos laterais no orógeno seriam de épocas distintas segundo a evolução dos movimentos oblíquos, culminando com cisalhamentos transcorrentes/transpressivos tardios em planos subverticais (Ebert & Hasui 1998). Neste regime, pode ocorrer também a acomodação do componente longitudinal em planos de baixo-ângulo, ao longo de estruturas como empurrões oblíquos ou transcorrências subhorizontais (Machado & Endo 1993 a e b, Ebert & Hasui 1998).

Nos modelos bidimensionais de deformação propostos, as lineações oblíquas e perpendiculares ao cinturão (caindo predominantemente para ENE-ESE, no flanco norte da DL), observadas em foliações miloníticas predominantemente de baixo a médio ângulo, são relacionadas a empurrões dúcteis mais antigos, com vergência de topo para NW em direção ao Cráton do São Francisco (Ebert 1968, Machado 1984, Heilbron 1993, Trouw *et al.* 2000). Dehler e Silva (1998) e Almeida (2000), descrevem adicionalmente a implantação local de lineações caindo para sudoeste, com indicadores cinemáticos de topo para NE, no flanco norte da DL. Almeida (*op.cit.*) sugere estiramento secundário paralelo à direção das zonas de cisalhamento regionais no CP, associado à implantação de zonas transpressivas tardias dextrais, verticalizadas. Este regime transpressivo afetou uma foliação subhorizontal anterior, gerando dobras com superfícies axiais de mergulhos íngremes e eixos com caimentos geralmente baixos para os quadrantes NE e SW (Almeida *et al.* 1975, Campanha 1981, Machado 1983, Heilbron *et al.* 1991).

No flanco sul da DL, a lineação de estiramento apresenta caimento predominante para norte-NE, e acha-se contida na foliação milonítica com mergulhos moderados para NW, estando associada à cinemática finita dextral-normal, resultante da deformação posterior desta estrutura (Trouw 1995, Almeida 2000). Assim, de acordo com este modelo, a estrutura divergente seria uma feição estrutural tardia na evolução tectônica do CP, porém concomitante com a instalação das estruturas transcorrentes/transpressivas de alto ângulo, que acomodariam os movimentos laterais do orógeno (ver também Heilbron *et al.* 1991).

Outra interpretação dos movimentos laterais amplamente desenvolvidos na borda sul-SE do CSF é dada por Vauchez *et al.* (1994), que os consideram como resultado de escape tectônico originado pela terminação sul do CSF, durante uma colisão frontal em seu limite oriental. Neste modelo, as transcorrências acomodariam a fuga de material decorrente da terminação de um indenter (representado pela crosta antiga e fria do CSF) em um modelo semelhante ao proposto por Tapponnier *et al.* (1982) para a cadeia Himalaiana.

5.3) APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Os dados geométricos e cinemáticos coletados na seção estudada serão descritos de sul para norte, numa seção de orientação geral NW-SE, transversal ao flanco sul da DL (SAT). Esta seção abrange o contato dos granitóides tipo-S e metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul, com os granitóides e ortognaisses do terreno denominado de Microplaca Serra do Mar (MSM) (Figueiredo & Campos Neto 1993), ou domínio da Serra dos Órgãos. Os dados estruturais são agrupados e discutidos segundo a proposta de Turner & Weiss (1963), que prevê a delimitação de domínios homogêneos quanto à orientação de um elemento estrutural. Na presente análise, a atitude da foliação tectônica foi considerada mais adequada, embora variações da lineação de estiramento e mineral também ocorram, sendo portanto também discutidas.

5.3.1) Geometria e Cinemática das estruturas no flanco sul da DL

5.3.1.1) Geometria das Estruturas na SAT

Nesta seção, foram identificados dois domínios estruturais: um domínio com foliação milonítica de mergulho moderado a alto para NW (aqui chamado Domínio I); e outro domínio caracterizado por bandamento migmatítico e composicional com disposição subhorizontal, exibindo localmente estruturas miloníticas afetadas por dobras com superfícies axiais subverticais e eixos com caimento baixo para NE (aqui chamado Domínio II) (fig. 5.2).

O primeiro domínio reflete a estrutura característica das rochas miloníticas derivadas de granitóides com biotita e/ou hornblenda da Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes (Machado 1984), e dos granitos tipo-S miloníticos e protomiloníticos da faixa Serra das Araras (Cunha *et al.* 2000, Machado & Dehler 2002). Esta estrutura é ainda observada em metassedimentos na base do domínio I, constituídos por gnaisses calciossilicáticos e hornblenda-biotita ortognaisses. O segundo domínio é característico dos metassedimentos migmatíticos, invadidos por *sheets* de (granada)-biotita granitos hololeucocráticos a leucocráticos, subparalelas ao bandamento e à superfície axial das dobras.

A Zona de Cisalhamento do Rio Santana constitui a principal estrutura e limite reológico da base do domínio I. Esta estrutura é caracterizada por uma foliação milonítica paralela a um bandamento composicional bem marcado em rochas ígneas da MSM, dado pela alternância de rochas tonalíticas a graníticas, de granulação média a grossa, e bandas escuras de composição diorítica, de granulação média a localmente fina. A foliação nestas porções é dada pela orientação de cristais achatados segundo o bandamento, ou pela foliação oblíqua aos contatos litológicos, formando tramas compostas do tipo S-C, desenvolvidas especialmente em rochas granitóides porfiroclásticas, de granulação grossa.

Figura 5.2- Seção Areal/Três-Rios na porção interna do CP (ver fig. 5.1). Os domínios estruturais individualizados são também mostrados. A descrição geométrica e cinemática restringe-se aos domínios I e II (ver discussão no texto).

Nestas porções, a foliação mostra uma geometria anastomosada e sigmoidal ao redor de porfiroclastos estirados e recrystalizados. A presença de estruturas características de rochas miloníticas e a forte reorientação e deformação experimentada pelos corpos ígneos ao longo deste contato sugerem intensa deformação em estado sólido para estas rochas. Os granitos tipo-S ocorrem sobrepostos estruturalmente às rochas miloníticas ortoderivadas em perfeita concordância estrutural. A foliação tectônica nestes granitóides é dada pela orientação preferencial das bordas de minerais como biotita, sillimanita e porfiroclastos de feldspato estirados e recrystalizados. Ocorre muitas vezes o desenvolvimento de uma laminação e/ou bandamento, com leitos ricos em biotita em alternância com leitos ricos em quartzo e feldspato. Esta trama pode ser interpretada como originada por diferenciação tectônica durante a deformação de alta temperatura (*subsolidus*), implantada nestes granitos.

Em lâminas delgadas, esta trama se mostra intensamente poligonizada, incluindo cristais de feldspatos (principalmente microclina), sugerindo temperatura compatível com a fácies anfibolito durante o cisalhamento dúctil. Os cristais de plagioclásio mostram fraca recrystalização nas bordas, assim como deformação das maclas e extinção ondulante (Pranchas de Fotomicrografias 1 e 2). O quartzo mostra inclusões (nas bordas) de cristais anteriores de biotita orientadas segundo a foliação, bem como feições de crescimento tardio à deformação e recuperação, com evidências de recrystalização por migração de bordas de grãos. Muitos cristais mostram evidências de deformação tardia, como bandas de deformação, subgrãos, extinção ondulante e recrystalização em bordas de grãos. Alguns cristais podem mostrar também padrões de subgrãos em “tabuleiro de xadrez” (Kruhl 1996), observado em cristais com elevada birrefringência, sugerindo deformação no campo de estabilidade do *high-quartz*.

Em projeção estereográfica (fig.5.3), a foliação milonítica neste contato mostra direção NE e mergulho moderado para NW, com pólos concentrando-se a 144/35.

Na foliação milonítica deste contato observam-se duas lineações (fig.5.3): uma mais antiga e mais forte, com caimento baixo a moderado para norte-NE, que é dada pela orientação dos minerais da trama de alta temperatura das rochas miloníticas, com feldspato, biotita, sillimanita e agregados destes minerais nos granitos tipo-S. Cristais de sillimanita prismática boudinada em lâminas orientadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação finita, e enclaves de rochas calciossilicáticas com eixo maior orientado segundo a lineação de estiramento mineral ocorrem. A segunda lineação, mais fina e discreta, e também menos penetrativa do que a anterior,

corresponde a rigor a estrias de falhas. Esta estrutura é mais facilmente observada em superfícies de planos micáceos, sendo materializada pela orientação de finos grãos de quartzo e moscovita, e ocorrem em geral associadas com superfícies estriadas e *steps*. Esta lineação apresenta orientação distinta da lineação principal (fig.5.3), e reflete regimes tectônicos relativamente mais superficiais. A cinemática destas estruturas tardias, deduzida a partir da relação entre estrias e *steps*, sugere empurrões para SE.

Seguindo na direção norte, para o interior da faixa, onde predominam biotita granitos com granada e sillimanita, a foliação milonítica permanece subparalela ao contato das unidades, com tendência a um aumento no ângulo de mergulho. A figura 5.3 mostra a atitude dos elementos estruturais planares e lineares na zona de contato e em todo o domínio I. Nas zonas de mais alta deformação desenvolvem-se nos granitos um bandamento composicional dado

pela variação na quantidade de biotita, quartzo e feldspato, com as rochas sendo acompanhadas por uma textura porfiroclástica. Nestes locais, ocorrem também enclaves e lentes de rochas calciossilicáticas fortemente estiradas e achatadas, que contribuem para o realce do bandamento.

Em lâminas delgadas são observados *ribbons* de quartzo e lentes estiradas de microclina recristalizada e poligonizada. Em rochas ortognássicas, a foliação pode ou não apresentar estruturas miloníticas, tornando-se aí paralelas a um bandamento gnáissico grosso com cristais de biotita crescidos nos planos de foliação sem uma orientação preferencial. Neste caso, o bandamento gnáissico acha-se deformado por zonas de cisalhamento dúcteis, discretas, com mergulhos suaves para NW e movimentos de topo para SSE, em seções verticais orientadas próximas a planos N-S.

A lineação de estiramento mineral mais marcante mantém a mesma relação angular relativamente à foliação milonítica que a contém, embora aumente também o caimento. Embora esta lineação nem sempre esteja bem marcada nos afloramentos, quando ela ocorre, exibe em geral uma trama planar bem desenvolvida, configurando S>L tectonitos ou até S-tectonitos, onde a lineação não é observada. Esta característica geométrica sugere que um componente de deformação por achatamento foi importante em algum momento da história de evolução tectônica destas rochas. Para o interior da faixa, em zonas de mais alta deformação, alguns afloramentos apresentam o desenvolvimento de uma lineação mineral mais fina e subhorizontal, dada pela orientação de cristais de biotita, quartzo e finos cristais de sillimanita (fig.5.3). Nestes locais, conforme ilustrado pelo estereograma, a lineação mais grossa coexiste e é superposta pela lineação mais fina.

O domínio estrutural II é caracterizado pela presença de uma foliação subparalela a um bandamento composicional subhorizontal, afetado por dobras normais com caimento a normais horizontais (próximas a *upright folds*), com superfícies axiais de mergulho vertical a íngremes para NW ou SE, subparalelas às zonas de cisalhamento regionais, e eixo caindo suavemente para NE (fig. 5.4). São dobras com perfis variáveis de abertos a isoclinais, associando-se neste caso a zonas de cisalhamento nos flancos. A variação de estilo destas estruturas é muitas vezes controlada pela litologia, sendo comum em níveis calciossilicáticos e anfíbolíticos a presença de dobras abertas a fechadas com zonas de charneira bem desenvolvidas, relativamente arredondadas, em contraste com outras litologias que exibem dobras fechadas a isoclinais com ápices espessados e zonas de charneiras reduzidas.

Neste domínio observa-se localmente o desenvolvimento de foliação plano-axial incipiente, identificada tanto em zonas de charneira como nos flancos em leucossomas graníticos. Esta relação tem sido amplamente descrita na literatura sobre a estrutura da região (Campanha 1981, Almeida 2000). Em alguns locais, as dobras são fortemente desarmônicas e mostram relativa dispersão na orientação de seus elementos geométricos, principalmente da superfície axial. Além disso, estas estruturas afetam paragneisses parcialmente fundidos interestratificados com rochas calciossilicáticas e anfibolíticas (fig. 5.5). Tais estruturas afetam conjuntamente diques de granada-biotita granitos, que são deformados em zonas de alta deformação subparalelas aos flancos estirados e à superfície axial (fig. 5.5).

Estes corpos apresentam somente uma foliação concordante com a superfície axial das dobras adjacentes. As rochas calciossilicáticas são boudinadas e rompidas, formando trilhas de inclusões dobradas. São observadas também superfícies discretas de empurrão com movimento de topo para sul, em seções norte-sul. Estas estruturas podem ocorrer associadas com dobras, como resultado da acomodação promovida pelo encurtamento (fig. 5.5).

O bandamento composicional dobrado é dado pela intercalação de rochas calciossilicáticas, anfibolitos e biotita gnaisses cinzentos migmatíticos, que podem ou não conter sillimanita e granada (até centimétrica). Esta associação mostra intercalações em várias escalas de rochas graníticas de granulação média a grossa, por vezes porfíricas, contendo biotita e granada, com foliação paralela ao bandamento. Esta relação sugere a existência de dois parâmetros geométricos principais responsáveis pelo controle na colocação das rochas graníticas anatómicas na seção estudada: um mais precoce, responsável pela intrusão *lit-par-lit* no bandamento de baixo ângulo, e que foi afetado pela deformação que originou a foliação subparalela ao bandamento e as dobras, e outro, pouco mais tardio, que controlou a colocação de leucogranitos durante o encurtamento transversal e dobramento desta foliação de baixo ângulo.

A foliação paralela ao bandamento composicional tem desenvolvimento heterogêneo, sendo marcada pela orientação preferencial incipiente das bordas de cristais de micas e feldspatos nas rochas granitóides, assim como pelo forte estiramento e recristalização destes minerais em rochas de composição similar. Nestes casos, a foliação possui espaçamento milimétrico e tramas compostas de foliações S-C amplamente desenvolvidas. As rochas relativamente mais gnáissicas e básicas mostram-se também heterogeneamente foliadas, sendo ausentes os domínios orientados como nos leucossomas e granitóides.

Figura 5.5- Pares de foliações S-C associadas à deformação dúctil-rúptil tardia e cinemática no afloramento (A); Corte próximo à seção YZ do elipsóide de deformação finito em afloramento de paragneisse migmatítico com bandas de leucogranito (B); Croqui de afloramento com dobras e empurrões dúcteis associados (C). Detalhes da relação entre leucogranitos em zonas de cisalhamento e da cinemática da zona de empurrão são também mostrados. Ver discussão no texto.

Na foliação milonítica de baixo ângulo ocorre uma lineação de estiramento e mineral bem marcada, dada pela orientação de prismas de sillimanita boudinados (Prancha de Fotomicrografias 1), feldspatos, quartzo, biotita ou aglomerados destes minerais. Esta lineação tem orientação NE, sendo subparalela ao eixo das dobras que deformam esta feição planar (fig. 5.4). São dobras com eixos paralelos a uma lineação de interseção, resultantes da interseção de planos discretos e espaçados. Estas estruturas possuem geometria de uma foliação plano-axial, sendo ainda paralelas ao bandamento/foliação milonítica subhorizontal do domínio II.

5.3.1.2) Cinemática das estruturas na SAT

5.3.1.2.1) Domínio I (SAT)

O domínio I na SAT é caracterizado por uma foliação milonítica com mergulho moderado a alto para NW, e uma lineação de estiramento e mineral oblíqua, com caimento para NNE-NE. Nos milonitos derivados de ortognaisses na Zona de Cisalhamento do Rio Santana, na base da SSA, foram observados indicadores cinemáticos (porfiroclastos do tipo σ , pares de foliações SC e bandas de cisalhamento) compatíveis com movimentação lateral-direita e abatimento do bloco norte, num modelo de zona de cisalhamento monoclínica, conforme sugerido por Almeida (2000).

Para o interior da seção, as feições planares têm amplo desenvolvimento e são em geral melhor marcadas do que as feições lineares. Nestas porções, as estruturas indicadoras do sentido de cisalhamento são conflitantes quando observadas em seções horizontais ou em seções subparalelas a lineação. Nestas seções, ocorrem estruturas assimétricas indicativas tanto de abatimento do bloco norte quanto do bloco sul. Em zonas de alta deformação, as rochas são fortemente foliadas e verticalizadas, exibindo um bandamento e laminação com forte planaridade, ocasião em que pode ser observada uma lineação mais fina subhorizontal, que corta uma trama mais grossa impressa nos granitóides. Estruturas, como pares de foliações S-C, observadas em níveis máficos e foliações oblíquas às bordas de diques de granitos hololeucocráticos granatíferos sintectônicos mostram geometria consistente com rotação lateral-direita em planos horizontais. Nestas zonas ocorrem também *boudins* com eixo subhorizontal, sugerindo achatamento perpendicular ao plano de cisalhamento e estiramento na vertical. Estes dados são consistentes com uma cinemática transpressional dextral em zonas de alto ângulo superposta a uma trama mais antiga, que corresponde à foliação tectônica de alta temperatura impressa nos granitóides da FSA. Esta superposição pode ser acompanhada de giro e achatamento da trama (base da seção), ou giro e estiramento da foliação associados aos flancos das dobras (em porções mais internas – domínio II).

Para o topo estrutural da sequência (no sentido NW), esta estrutura limita uma unidade de rochas com estrutura subhorizontal, composta de rochas calciossilicáticas, anfíbolitos e paragneisses migmatíticos, que se acham afetados em intensidade variável por dobras com charneiras arredondadas, muitas vezes espessadas, com eixos subparalelos a lineação mineral do

afloramento (figs. 5.4 e 5.5). Estas dobras possuem superfície axial com mergulho elevado para NW e, mais raramente, para SE. Associa-se com zonas discretas de cavalgamento, que podem truncar estas estruturas, sugerindo movimentação de topo para sul (em seções norte-sul). Estas zonas são interpretadas como sendo cinematicamente relacionadas às dobras, com ambas às estruturas acomodando componentes de encurtamento SE-NW.

Para norte, voltam a aflorar os granitos tipo-S da FSA, com estrutura geometricamente semelhante a do domínio I, porém com indicações cinemáticas de empurrão oblíquo com movimento de topo para sudoeste (fig. 5.6) (PRANCHA 5 – P5e). Nestes locais, em seções XZ do elipsóide de deformação finita, observam-se enclaves sigmoidais de rochas calciossilicáticas com foliação interna sugerindo movimentação relativa do bloco norte sobre o bloco sul, com componente horizontal sinistral (fig. 5.6 D), sendo esta cinemática consistente com as bandas de cisalhamento em *boudins* assimétricos. Este afloramento marca o limite norte do domínio I, a partir do qual tem início os afloramentos das rochas com estrutura predominantemente subhorizontal.

5.3.1.2.2) Domínio II da SAT

O domínio II apresenta relações geométricas e cinemáticas associadas a diversos tipos de estruturas. A foliação subhorizontal, que afeta rochas gnássicas, graníticas e leucossomas, contém uma lineação com direção geral NE. Esta lineação associa-se a diversos indicadores cinemáticos (pares de foliações SC, estruturas sigmoidais em alta temperatura, *boudins* assimétricos (fig. 5.6 A e B) (PRANCHA 1), e sombras de pressão em granadas compostas por quartzo), que indicam de forma consistente movimento de topo para sudoeste. A foliação distribui-se em guirlanda (ver fig. 5.4), com direção NE-SW, e mergulhos para NW e, subordinadamente, para SE, ou até com direção NW, com mergulhos suaves para NE. O eixo da guirlanda confunde-se com os eixos das dobras e lineações de estiramento e mineral (fig. 5.4) (ver PRANCHA 1 – P1b).

Nos paragneisses migmatíticos ocorrem leucossomas subhorizontais posicionados tanto nos segmentos oblíquos (S) quanto nos planos de maior deformação cisalhante (C) (fig. 5.6 A) (PRANCHA 1 – P1a). Em outros locais, leucogranitos granatíferos formam estruturas sigmoidais na foliação milonítica (fig. 5.6 C). A relação entre os granitóides foliados e os leucossomas destes paragneisses com a foliação milonítica subhorizontal não é evidente, merecendo portanto uma discussão mais detalhada. Os corpos tabulares apresentam-se com uma foliação desde discreta até bem marcada, com a trama planar sendo dada principalmente pelo alinhamento de forma dos minerais, e refletindo provavelmente uma herança magmática na geração destas estruturas. Em outros locais, os corpos tabulares são protomiloníticos, com cristais de quartzo e feldspato estirados, sugerindo deformação já no estado sólido. Estas bandas podem ser oblíquas ou paralelas com as bandas de cisalhamento. Assim, o plano subhorizontal de cisalhamento teria se instalado imediatamente após ou, no máximo, concomitante com a fusão parcial, conforme sugerido pelas condições de alta ductilidade destas rochas. As evidências de campo sugerem a

colocação sintectônica para os corpos de leucogranitos durante o cisalhamento subhorizontal em condições de alta temperatura.

As feições mais comuns na seção estudada são seguintes: (i) leucogranitos miloníticos em contatos lobados e reentrantes com os granitos porfíricos (ou porfiroclásticos), (ii) feldspatos euédricos centimétricos em domínios em que a trama da matriz sugere deformação finita relativamente alta (PRANCHA 5 – P5d) e, (iii) mobilizados graníticos em zonas de sombra de inclusões rígidas (PRANCHA 1 – P1f) e bandas de cisalhamento (ver também PRANCHA 5 – P5a). Estas feições sugerem deformação na presença de magmas graníticos e colocação/segregação em condições sintectônicas. O desenvolvimento destas estruturas deve ter-se amplificado em condições de alta temperatura, após o aumento na quantidade de fundidos, criando assim condições de ‘amolecimento’ pela presença de *melt* granítico (Hollister & Crawford 1984, Vigneresse *et al.* 1996, Brown & Sollar 1998).

Neste domínio ocorrem também estruturas do tipo SC relativamente mais frias, onde os planos C e S são mais retilíneos e discretos (fig. 5.5 A) (PRANCHA 1 – P1d). Nestes casos, os planos C podem ser restritos a bandas micáceas. Estas estruturas foram observadas em seções norte-sul, orientações estas compatíveis com um componente de encurtamento transversal. A interseção entre as foliações S e C produz uma lineação subhorizontal ou com caimento baixo para NE, semelhante ao *trend* da lineação penetrativa neste domínio e aos eixos das dobras. Estes dados podem ser interpretados como resultantes de um componente de encurtamento transversal, acomodado por empurrões para sul-SE, relativamente tardios.

Outras feições de fluxo bem marcada neste domínio são dobras com eixos subhorizontais ou de caimento fraco para NE, e superfícies axiais com mergulhos variáveis de subverticais a íngremes para NW. A presença nestas dobras de charneiras espessadas e flancos rompidos é sugestiva de que a deformação ocorreu em condições de alta ductilidade (fig. 5.5 B) (PRANCHA 1 – P1e). Em projeção estereográfica, a disposição da guirlanda é sugestiva de uma geometria levemente cônica.

A estas estruturas associam-se ainda granitos foliados injetados paralelos ao bandamento, que são também deformados por dobras com flancos rompidos e muito alongados. Estas dobras possuem uma foliação plano-axial incipiente e estão igualmente associadas com zonas de cisalhamento discretas com componente inversa para sul-SE.

Os paragnaisses migmatíticos exibem estruturas que merecem um exame mais pormenorizado de sua geometria. Estas rochas contêm enclaves melanocráticos alongados no sentido vertical, sendo os mesmos circundados por níveis de leucossomas e melanossomas dobrados, com contatos lobados e em forma de cúspide, sugerindo um fluxo mais dúctil deste último (fig. 5.5 B) (PRANCHA 1 – P1e). Estas feições são compatíveis com um estiramento vertical acompanhado de fluxo de material nesta mesma direção, em resposta da atuação de um componente de encurtamento transversal (associado também com as dobras já descritas), em um regime deformacional de alta ductilidade.

Assim, as estruturas sugestivas de encurtamento transversal variam muito em estilo, sendo isto decorrente provavelmente de uma combinação entre a deformação e o nível estrutural, o que sugere a ação de um componente de encurtamento ativo durante o soerguimento progressivo. A permanência do mesmo quadro de esforços seria também responsável pela geração de estruturas mais discretas e localizadas, algumas delas posteriores a deformação dúctil, porém sendo ainda fortemente controladas por anisotropias preexistentes.

As estruturas tardias são representadas por zonas discretas de movimento associadas com planos estriados, ou mesmo com zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis de baixo ângulo, cuja assimetria é consistente com movimentação de topo para SE. Ocorrem ainda outras estruturas superpostas, como zonas de cisalhamento e falhas extensionais, com indicadores cinemáticos baseados em planos estriados sugestivo de abatimento do bloco norte. São registradas ainda estruturas direcionais, cuja deformação é acomodada em planos subverticais subparalelos à estruturação regional.

5.4) DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A estrutura da seção geológica levantada com detalhe no flanco sul da estrutura divergente sugere a existência de dois estágios cinemáticos durante a deformação nesta região. O primeiro estágio foi caracterizado por uma cinemática de baixo ângulo com movimentação de topo para SW-SSW, paralelos e oblíquos ao segmento do cinturão nesta região. Este movimento foi contemporâneo à colocação de corpos graníticos subhorizontais.

Considera-se neste trabalho que o regime de deformação ativo durante a colocação e deformação em alta temperatura destes corpos envolveu tanto estiramento principal paralelo ao

cinturão quanto oblíquo, associando-se também estiramento vertical secundário e encurtamento subhorizontal transversal.

A presença de quantidades consideráveis de fusões graníticas neste estágio teria promovido um intenso amolecimento da crosta, favorecendo assim a extrusão lateral e vertical destas rochas, e criando condições favoráveis para instalação de um componente sinistral interpretado como transitório, fortemente controlado pelo contraste reológico devido à coexistência de magmas com materiais no estado sólido.

A orientação dos elipsóides de deformação para este estágio, deduzida a partir das estruturas estudadas é a seguinte: o eixo X do elipsóide de deformação era paralelo ou oblíquo ao cinturão, e apresentava caimento para NNE-NE; o eixo Y deste mesmo elipsóide era subhorizontal e estava contido no plano da foliação; e o seu eixo Z possuía disposição subvertical.

O segundo estágio, implantado ainda na presença de *melt* granítico, parece registrar progressivamente um caminho de deformação com menor influência destes 'líquidos', ou seja, teria ocorrido um decréscimo com o tempo na quantidade deste material. Ainda no mesmo contexto dos vetores regionais, estas estruturas parecem registrar deformações em níveis estruturais progressivamente mais rasos. Neste sentido, a variação na geometria das estruturas seria reflexo principalmente de mudanças reológicas da crosta nesta região, a semelhança do proposto por Büttner (1999) e Pawley e Collins (2002) para estruturas desenvolvidas em plútons graníticos.

Em relação ao estágio anterior, este estágio foi caracterizado por eixo X finito ainda subhorizontal, subparalelo ao cinturão, com planos de cisalhamento subverticais, associados a um estiramento secundário vertical (segundo Y), e encurtamento perpendicular. Neste estágio, houve a implantação de zonas de cisalhamento direcionais transpressivas com movimentação relativa dextral, associadas com dobras horizontais/verticais e zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais com movimento de topo para SE. Este regime transpressivo teria sido responsável pela forte amplificação cinemática vertical das dobras, contribuindo assim para a acomodação do encurtamento transversal manifestado também pelo cisalhamento dúctil/rúptil de baixo ângulo, e pelo *pop-up* regional neste segmento do cinturão.

Os dados de lineações de estiramento mineral e de foliações miloníticas disponíveis sobre o flanco norte da estrutura divergente, juntamente com os dados aqui discutidos, são compatíveis com a configuração final de uma megaestrutura-em-flôr positiva, resultante de um campo deformacional transpressivo implantado em crosta heterogênea. Esta heterogeneidade teria contribuído para a fuga lateral e oblíqua do material fortemente amolecido, podendo mesmo gerar movimentos internos no cinturão, que são muito difíceis de serem interpretados com base apenas no quadro cinemático externo, e por modelos homogêneos de deformação.

A interpretação discutida acima é fortemente dependente da idade dos granitos da FSA e, na ausência de dados geocronológicos confiáveis, a hipótese de que estas rochas registram simplesmente o ápice térmico experimentado por esta porção crustal no Neoproterozóico parece a mais razoável no momento. Neste sentido, o regime tectônico discutido neste trabalho registraria a história deformacional sin- a tardi- ápice térmico regional, e assim, vigente durante o soerguimento e exumação do orógeno durante convergência oblíqua entre massas crustais nesta época.

CAPÍTULO VI

CINEMÁTICA DA SEÇÃO SERRA DAS ARARAS

6.1) INTRODUÇÃO

O presente capítulo objetiva aprofundar a discussão dos dados estruturais e cinemáticos do flanco sul da divergência do Rio Paraíba do Sul, apresentados anteriormente para a SAT. Neste capítulo, as estruturas na Seção da Serra das Araras (SSA), localizada no mesmo domínio tectônico que a SAT (fig. 6.1, ver também fig.1.1), serão descritas e discutidas. Objetiva-se com isso confrontar as similaridades e diferenças entre os dados estruturais coletados nas diferentes seções, obtendo-se com isso uma maior consistência das interpretações propostas neste trabalho.

6.2) SEÇÃO DA SERRA DAS ARARAS (SSA)

6.2.1) Geometria das Estruturas na SSA

Esta seção, de SE para NW, é composta na base por biotita granitos foliados, localmente gnáissicos ou miloníticos, que são sobrepostos por sillimanita-granada granitóides porfiríticos/porfiroclásticos e paragnaisses. Estas rochas compõem o batólito Serra das Araras (BSA- Barbosa & Sad 1983) (fig. 6.1).

- *(Sillimanita)-(granada)-biotita granitóides miloníticos*
- *(Hornblenda)-biotita granitóides miloníticos, por vezes bandados*
- *(Sillimanita)-(granada)-biotita paragnaisse migmatítico miloníticos*

Componentes do movimento do cisalhamento dúctil principal.

Zona transpressiva dextral

ZCRS - Zona de cisalhamento Rio Santana
ZCM - Zona de cisalhamento de Mendes

Figura 6.1- Seção lito-estrutural da Serra das Araras na localidade tipo do batólito homônimo (ver Barbosa & Sad 1983). Localização da seção pode ser vista na figura 1.1. Discussão sobre a geometria e a cinemática das estruturas nesta seção no texto.

Os biotita granitos da base da seção, correlatos a rochas pertencentes à unidade Rio Negro do domínio Serra dos Órgãos (ver Tupinambá 1999), apresentam foliação subhorizontal, registrando deformação relativamente baixa, quando comparada com a deformação de rochas correlatas da seção mais a norte (SAT). Além disso, a estrutura bandada mostra-se relativamente menos pronunciada. Por outro lado, feições ígneas e relações de intrusão entre as várias fases graníticas são claramente observadas nos afloramentos (PRANCHA 5 – P5b). A foliação é dada pelo alinhamento preferencial de cristais agregados de feldspatos, biotita e quartzo. Estes minerais paralelizam-se a um bandamento definido por variações texturais e composicionais, onde o realce das bandas é devido principalmente ao seu enriquecimento ou empobrecimento em biotita. Esta estrutura está relacionada à segregação de leitos ricos em biotita (biotititos), centimétricos a decimétricos, gerando níveis na forma de *schlierens* ou bandas mais finas e relativamente mais foliadas.

A foliação no contato das rochas graníticas e metassedimentares (sobrepostas), anteriormente subhorizontal, adquire mergulhos moderados para NW. Esta foliação contém uma lineação de estiramento e mineral, materializada pela orientação de feldspato, quartzo e biotita, que é subparalela a lineação dos granitóides estruturalmente sobrepostos (PRANCHA 2 – P2b), que constituem a parte essencial do BSA (fig. 6.2 A e B).

Na seção estudada, o BSA é constituído por granada-sillimanita-moscovita-biotita granitos porfiríticos, de granulação média a grossa, protomiloníticos a miloníticos, contendo calciossilicáticas, anfíbolitos e (granada)-biotita gnaisses migmatizados subordinados (ver PRANCHA 5 - P5c, d, e, f para visualização geral do aspecto de campo destes granitos). Estas rochas são afetadas por uma foliação anastomosada com porfiroclastos de feldspatos alongados e orientados na mesma direção da biotita, juntamente com cristais prismáticos de sillimanita e *ribbons* de quartzo. Os anfíbolitos e as rochas calciossilicáticas ocorrem como enclaves estirados nos granitos, exibindo algumas vezes a foliação interna dobrada ou rotacionada e truncada pela foliação externa.

Os granitos, sobretudo na escala de afloramento, podem exibir um bandamento, cujo realce é devido à variação na quantidade de biotita. Nas bandas mais ricas em biotita, a foliação torna-se menos espaçada e mais planar. Onde predominam granada-biotita gnaisses migmatíticos, ocorre o paralelismo da foliação ao bandamento. Esta estrutura é materializada pela alternância de bandas mesocráticas finas e bandas félsicas mais grossas, porfiroclásticas. Nestes locais, os mobilizados graníticos mostram-se por vezes dobrados e estirados no plano de foliação.

No topo da unidade (próximo ao limite norte do perfil), os granitos apresentam uma deformação relativamente incipiente, sendo aí caracterizados por uma tênue foliação provavelmente com importante contribuição de fluxo magmático, conferida pela orientação preferencial de pórfiros de feldspato e biotita. Nestes afloramentos, a trama linear pode encontrar-se bem desenvolvida, exibindo atitude subparalela com relação a medidas deste elemento de trama obtidas na base do perfil.

Em projeção estereográfica, a foliação mostra uma direção geral NE, paralela ao *trend* geral do cinturão, exibindo mergulhos baixos a altos para NW (fig. 6.2 A). Os dados coletados ao longo do perfil evidenciam uma foliação de mergulho baixo a moderado, na base da unidade, com um progressivo aumento do ângulo de mergulho para o topo.

Na foliação milonítica observa-se uma forte lineação de estiramento mineral (PRANCHA 2 - P2b). Esta lineação é definida pelo alinhamento de cristais prismáticos de sillimanita, por vezes

boudinados, com porfiroclastos de feldspatos estirados e cristais e/ou agregados de biotita e quartzo. Em projeção estereográfica (fig. 6.2 B), esta lineação exibe caimento baixo para NNE e relação angular constante com a direção da foliação milonítica.

6.2.2) Cinemática das Estruturas na SSA

A base da seção é formada por rochas graníticas a granodioríticas, heterogeneamente deformadas, havendo coexistência de porções menos e mais deformadas, com presença de bandas miloníticas e protomiloníticas.

As rochas do contato superior dos granitos da SSA são relativamente menos deformadas do que rochas correlatas situadas mais à sudeste do perfil (Fig. 6.1). Este contato, entretanto, mostra evidências de deformação finita menos intensa do que aquela observada nos milonitos bandados da SAT. Nestas rochas, com deformação finita mais baixa, a lineação é dificilmente observada. As observações de campo, juntamente com os dados da integração cartográfica regional sugerem tratar-se do mesmo contato, havendo inclusive grande similaridade estrutural entre os segmentos dos perfis levantados (ver Domínio I, Fig. 5.2, Cap.V). Nota-se que as lineações (estiramento e mineral) são igualmente oblíquas no plano de foliação e apresentam caimento geral para NNE (Fig. 6.2). Contudo, na SSA, estas lineações exibem uma menor amplitude de variação (comparar Figs. 5.3 e 5.4, com fig. 6.2). Nas duas seções, a foliação milonítica possui mergulho similar para o quadrante NW.

Estruturas assimétricas observadas em planos subparalelos a lineação de estiramento mineral sugerem cisalhamento dúctil com movimento de topo para SSW (fig. 6.3) (PRANCHA 2 – P2a, d, e, f, PRANCHA 3). Estas estruturas, que denotam assimetria do fluxo, correspondem a pares de foliações S-C, porfiroclastos de feldspato assimétricos, estruturas do tipo *pull-apart* assimétricas (Hanmer 1986), cinemática em planos C' e diques e veios graníticos deformados obliquamente em relação ao plano de cisalhamento.

As estruturas examinadas em seções subparalelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita forneceram elementos adicionais sobre a cinemática do fluxo. Nelas, diques graníticos subparalelos ou oblíquos aos planos C do afloramento mostram-se boudinados (PRANCHA 3 – P3a, b, e). No primeiro caso, esta feição pode ser interpretada como resultante de um componente de encurtamento subperpendicular a foliação milonítica (Price & Cosgrove 1990). No segundo caso, a extensão heterogênea de diques e veios é interpretada como ligada à orientação destes corpos com relação aos eixos incrementais da deformação. Esta interpretação é válida também para as dobras formadas no mesmo processo.

O resultado da análise acima é no geral consistente com a cinemática deduzida a partir de outras estruturas. Em alguns casos, entretanto, veios dobrados são consistentes com cisalhamento reverso e movimentação oblíqua normal no plano de anisotropia principal. Estes veios não mostram evidências de terem sido dobrados ou rotacionados durante o cisalhamento para uma direção compatível com a extensão, a exemplo do que ocorre com dobras boudinadas. Esta observação poderia representar tanto a ação de um componente reverso do cisalhamento principal, ou simplesmente uma assimetria inconsistente com o sentido de rotação principal (ver PRANCHA 2 – P2a, e PRANCHA 4 – P4e).

As bandas de cisalhamento correspondem ao principal grupo de estruturas relacionadas com a deformação por cisalhamento dúctil, sendo elas amplamente desenvolvidas na SSA (PRANCHAS 3). Teoricamente, estas estruturas podem mostrar deslizamento sintético ou antitético em relação ao cisalhamento geral, com a superfície antitética sendo menos desenvolvida do que a superfície sintética (Platt 1984, Behrmann 1987), o que está em conformidade com o que foi observado na seção estudada. Neste caso, há a formação de estruturas conjugadas, as quais têm sido consideradas como o resultado de um componente de cisalhamento puro vinculado ou não ao componente rotacional do fluxo (Platt & Vissers 1980, Harris & Cobbold 1984). As relações de campo apontam para o desenvolvimento simultâneo destas estruturas (PRANCHA 3 – P3d). Um dos argumentos para isso é a presença de injeções graníticas de composições similares que injetam simultaneamente estas superfícies. Elas se sucedem no tempo e seccionam as fases graníticas anteriores, sendo porém sujeitas ao mesmo contexto de deformação progressiva.

Foram também observadas, em seções próximas ao corte ZY do elipsóide de deformação finita, estruturas simétricas e assimétricas de boudinagem e *pinch-and-swell*, associadas às regiões de estricção das bandas de cisalhamento (PRANCHA 2 – P2c). Estas estruturas controlam também injeções de mobilizados graníticos, sugerindo um desenvolvimento no tempo muito próximo das estruturas descritas anteriormente. Estas estruturas sugerem extensão para ESSE e contração vertical. Como estes dois tipos de estruturas são observadas na mesma foliação que contém a lineação, sendo igualmente acompanhadas por fusões graníticas, com uma geometria em ‘tablete de chocolate’, a interpretação sugerida é que estas estruturas originaram-se por estiramento heterogêneo durante a deformação dúctil (Casey *et al.* 1982).

Os granitos tipo-S, com feições miloníticas a protomiloníticas no contato, apresentam uma trama S-L bem desenvolvida. Contudo, estas feições estão expostas em cortes com orientação nem sempre apropriada para observação da cinemática. Mesmo assim, a existência de estruturas assimétricas em cortes verticais levemente oblíquos ao plano YZ do elipsóide de deformação finita sugerem movimentação de topo para sul.

Nos paragneisses sobrepostos, com estrutura concordante com àquela desenvolvida nos granitos em estado sólido, observa-se uma trama milonítica que controla e deforma os mobilizados graníticos. As estruturas assimétricas (pares de foliações S-C, estruturas sigmoidais

e dobras assimétricas observadas em seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita) (fig. 6.3) (PRANCHA 2 – P2e) sugerem movimento de topo oblíquo para SW, com componente lateral-esquerdo em planos horizontais.

Esta deformação de baixo ângulo desempenhou provavelmente um papel importante na colocação do BSA, pois, para o topo da seção, as rochas são mais homogêneas e exibem uma foliação de forma muito fraca, sendo no entanto subparalela à estrutura da base, sugerindo assim uma forte influência do ambiente magmático (fluxo) na geração desta trama. Além disso, a estrutura tectônica da base do BSA continua sendo impressa mesmo após a cristalização do corpo. A deformação no estado sólido ocorre em condições de alta temperatura, com pressão e temperatura compatíveis com a estabilidade da sillimanita e a deformação dúctil do feldspato (Passchier & Trouw 1996). Para o topo da seção, a trama interna do BSA mantém-se subparalela ao contato basal, com a foliação milonítica apresentando uma tendência no aumento de mergulho em direção à zona de cisalhamento de Mendes (fig. 6.1). A lineação mineral mantém a mesma relação de obliquidade por toda a seção levantada (Fig. 6.2).

As estruturas descritas acima são superpostas por dois grupos de estruturas tardias: zonas de cisalhamento extensionais e zonas inversas dúcteis a dúcteis-rúpteis (PRANCHA 3 e 4). As zonas de cisalhamento extensionais podem ocorrer ou como estruturas dúcteis planares de escala métrica a decamétrica, com mergulho mais elevado que a foliação milonítica principal nos afloramentos observados (PRANCHA 3), ou como zonas com movimentação reversa no próprio plano da foliação milonítica, oportunidade em que não exibem relação de superposição geométrica clara (PRANCHA 4 – P4e). No primeiro caso, ocorrem como bandas de cisalhamento que defletem a foliação milonítica, com geometria e cinemática consistente com um sistema antitético ao cisalhamento principal.

No segundo caso, o movimento extensional pode ser deduzido de estruturas como pares de foliações S-C e veios graníticos oblíquos dobrados. Neste caso, o plano de movimento é a própria foliação milonítica principal (P4e). Dobras internas à foliação também podem sugerir esta assimetria (PRANCHA 2 – P2a), entretanto com um grau menor de confiabilidade.

As zonas inversas (PRANCHA 4) são representadas por estruturas dúcteis (PRANCHA 4 – P4a e b) a dúcteis-rúpteis discretas (P4d), com mergulho baixo para WNW, inferior ao da

foliação milonítica principal nos afloramentos observados. A cinemática destas estruturas sugerida pelo arrasto da foliação anterior pelo cisalhamento, é de topo para SE.

6.3) DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os dados estruturais obtidos ao longo da SSA mostram uma orientação constante da foliação ao longo de todo o perfil, apresentando um mergulho mais suave na base, junto à Zona de Cisalhamento Rio Santana. Nota-se um comportamento relativamente constante da lineação de estiramento mineral ao longo da seção, exibindo caimento ao redor de 20-30° para NNE, com disposição sendo oblíqua ao plano de foliação.

Este comportamento da foliação e lineação da SSA é semelhante ao verificado no domínio I da SAT, havendo também uma correlação litológica entre as unidades, porém com um grau de deformação e mergulho mais acentuado da foliação. Além disso, não observou-se no topo da SSA um domínio estruturado de forma subhorizontal como observado na SAT.

Os indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C, bandas de cisalhamento, *boudins* e porfiroclastos assimétricos) são consistentes com movimentação de topo para SSW, que foi contemporânea a colocação de magmas graníticos e a deformação de alta temperatura presente nestas rochas.

Os dados de campo e estruturais sugerem uma persistência do magmatismo durante as etapas progressivas de deformação observadas na área, desde o cisalhamento dúctil mais precoce com movimentação de topo para SSW até o cisalhamento mais tardio, com movimentação de topo para SSE.

As estruturas observadas nas duas seções sugerem uma mudança progressiva da deformação, inicialmente com a presença de um volume maior de fusões graníticas, para um estágio mais tardio, com a predominância de deformação no estado sólido, onde a presença destas fusões é mais restrita. A partir deste momento, as intrusões passam a ser controladas por superfícies de empurrão mais discretas. Este magmatismo se manifesta principalmente na forma

de diques, onde o contraste de viscosidade com os granitos encaixantes é relativamente elevado, conforme sugerido pela presença de contatos retilíneos e bruscos e xenólitos angulosos.

Os dados estruturais observados na SSA são consistentes com os dados estruturais observados ao longo de todo o segmento sul da estrutura divergente. A estrutura observada nos granitos sugere a presença de uma deformação precoce acompanhada de expressivo volume de magmatismo granítico tipo-S. A cinemática desta deformação é compatível com movimentação inicial oblíqua, resultante de encurtamento ortogonal ao cinturão simultâneo com movimento associado ao componente de deslocamento lateral sinistral. Este mesmo quadro cinemático é também observado na SAT.

São observados ainda indicadores cinemáticos com movimentação de topo para NNE, segundo a mesma lineação, resultando assim uma movimentação extensional nesta direção, conforme descrito anteriormente por Trouw (1995). Algumas dessas estruturas deformam a trama preexistente, sendo acompanhadas por mobilizados graníticos, sugerindo ao mesmo tempo um desenvolvimento contemporâneo a relativamente tardio.

Estruturas ainda mais jovens são representadas pelas zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis com movimentação inversa para SE, sendo também acompanhadas de injeções graníticas (PRANCHA 4, P4c e P4d).

CAPÍTULO VII

METAMORFISMO E GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS

7.1) INTRODUÇÃO

Foram realizadas análises de química mineral de 5 amostras localizadas ao longo da aba Sul da estrutura divergente do rio Paraíba do Sul, na Seção Areal/Três Rios (SAT). Estes estudos visaram a determinação das condições de pressão e temperatura, relativas ao equilíbrio das associações minerais.

Neste sentido, foram estudadas 4 amostras de granitóides do Batólito Serra das Araras (BSA), bem como 1 amostra de paragnaisses migmatíticos. Em todos os casos, foram analisados granada, biotita e plagioclásio, sempre presentes na associação mineralógica das rochas estudadas.

A apresentação e discussão dos dados geotermobarométricos serão precedidas por uma descrição petrográfica conjunta das amostras, visando dar ao leitor uma idéia geral das relações mineralógicas, texturais e microestruturais das rochas ao longo do perfil estudado. Uma descrição pormenorizada de cada amostra analisada encontra-se ao final da tese (Anexo IV).

A caracterização das relações texturais foi conduzida, levando-se em consideração as relações de campo, onde fica evidenciada a coexistência de fusões granítica sintectônicas, bem como foram utilizados os trabalhos disponíveis na literatura que discutem a relação entre foliação no estado sólido versus foliação no estado magmático (Vernon *et al.* 1983, Simpson 1985, Blummenfeld e Bouchez 1988, Paterson *et al.* 1989, Paterson e Fowler 1993, Miller e Paterson 1994, dentre outros).

7.2) ASPECTOS DE CAMPO DO BATÓLITO SERRA DAS ARARAS (BSA)

A localização das seções, cujos aspectos de campo serão apresentados detalhadamente a seguir, pode ser vista no mapa da fig.1.1. Estas seções são também mostradas esquematicamente na figura 7.1, onde também pode ser visto o mapa do BSA no médio vale do rio Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro. Nestas seções, afloram predominantemente ortognaisses do domínio Serra dos Órgãos (DSO), a sul, e rochas granitóides e metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul, a norte. Não será aqui apresentada uma descrição petrográfica das rochas do DSO, pois este domínio não se constitui no objetivo principal deste trabalho. Os leitores interessados numa descrição geral deste domínio devem recorrer ao Cap. 4, no início deste trabalho. Para uma descrição mais detalhada do domínio, recomenda-se o leitor recorrer a tese de doutorado de Tupinambá (1999).

O contato norte do DSO com o BSA, caracterizado pela Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes, é marcado por milonitos e protomilonitos bandados de granulação média a grossa, derivados principalmente de protólitos de rochas ígneas com composição variável de dioritos, tonalitos, granodioritos a granitos. Esta zona de cisalhamento possui foliação milonítica paralela ao bandamento composicional com mergulho para noroeste de médio a baixo ângulo, e lineação de estiramento mineral (feldspato e quartzo) caindo para norte-nordeste (Trouw *et al.* 2000, Almeida 2000). Esta tectonofácies bandada e heterogênea tem sido considerada como pertencente à unidade Rio Negro.

Na altura da cidade de Areal (SAT), estas rochas fazem contato tectônico com moscovita-biotita granitos a granodioritos, de cor cinza e granulação média a grossa, porfiríticos, com cristais centimétricos a subcentimétricos de microclina e plagioclásio. Estas rochas contêm ainda diferentes proporções de granada e sillimanita. Na região de contato, estes granitos são deformados em estado sólido, com a foliação milonítica e a lineação de estiramento mineral paralelizando-se à estrutura dos milonitos bandados descritos anteriormente. A lineação nestas rochas é dada por feldspatos estirados e recristalizados no plano de foliação, juntamente com cristais de sillimanita boudinados. Os granitos são protomiloníticos a miloníticos, apresentando localmente cristais euédricos relativamente mais preservados da deformação do que em outros locais. Associam-se ainda corpos de granada-leucogranitos miloníticos de granulação média a fina, e diques de moscovita-biotita granitos grossos indeformados. Ocorrem também enclaves de rochas calciossilicáticas.

À medida que o perfil segue para norte, em direção ao corredor de cisalhamento do rio Paraíba do Sul, há uma tendência geral de aumento da deformação em estado sólido das rochas, conferindo assim novas características às mesmas. Este aumento progressivo da deformação, torna os granitóides mais ricos em biotita, com os porfiroclastos de feldspato aparecendo progressivamente mais estirados e recrystalizados. Os enclaves de rochas calcissilicáticas exibem também deformação intensa, ocorrendo ou como inclusões com intenso estiramento e recrystalização na região da 'cauda', ou então sendo estirados completamente, com geração de lentes/bandas intercaladas nos milonitos. Assim, em regiões de mais alta deformação, os granitos passam assumir um aspecto bandado, com bandas mais ricas em quartzo e feldspato, intercaladas com bandas mais ricas em biotita, como provável resultado da diferenciação composicional produzida pela deformação em alta temperatura, mas preservando ainda uma pronunciada textura porfiroclástica.

Outro fator que contribui para uma mudança sensível nas características mesoscópicas destes granitos, em função do aumento da taxa de deformação, é o comportamento diferenciado dos feldspatos frente à deformação numa dada condição de pressão e temperatura. Nota-se uma tendência maior do feldspato potássico em se estirar e recrystalizar em fitas, enquanto no plagioclásio há uma tendência da recrystalização se concentrar mais nas bordas do cristal, preservando assim mais a feição do porfiroclasto. Este processo de deformação culmina com a geração de finas lâminas de feldspato potássico recrystalizados e estirados no plano de foliação, contrastando assim com os porfiroclastos de plagioclásio ainda relativamente preservados, o que contribui para o realce da aparência gnáissica dos granitos deformados. Em regiões preservadas da deformação, aparecem estruturas migmatíticas reliquiares, como schlierens ricos em biotita que, dependendo do grau de deformação imposto a estas estruturas, pode promover a reorientação quase completa das mesmas. Nestes locais, a rocha assume uma estrutura com aparência nebulítica, sugerindo um grau avançado de fusão parcial (Ashworth 1985). É freqüente também a presença de enclaves de rochas calciossilicáticas foliadas e rotacionadas de forma caótica na matriz parcialmente fundida, menos viscosa.

Figura 7.1 - Mapa regional das rochas granitóides na Faixa Serra das Araras (incluindo o BSA) no médio vale do rio Paraíba do Sul, porção central do estado do Rio de Janeiro. Seções geológicas simplificadas são também mostradas. Modificado de Cunha *et al.* 2000.

Outros tipos de rochas granitóides ocorrem também na seção estudada, incluindo biotita granitos a granodioritos, de coloração cinza clara, leucocráticos a hololeucocráticos (subordinados), apresentando localmente granada (em proporção equivalente ao dos acessórios) e moscovita associada a megacristais de feldspato potássico. São rochas com matriz de granulação média a fina, contendo megacristais subcentimétricos a centimétricos de feldspato potássico. Possuem estrutura foliada ou milonítica, desenvolvendo-se localmente uma foliação milonítica anastomosada, com forte estiramento dos porfiroclastos de feldspato (PRANCHA 5 – P5f). Em casos extremos, estas rochas assumem estrutura gnáissica marcante. Não foi observada a sua relação com os granitos com sillimanita e granada, sendo entretanto evidente uma relação espacial muito íntima entre os mesmos.

Embora as litologias acima predominem amplamente no BSA, ocorrem ainda bandas de espessura variável de gnaisses calciossilicáticos, anfibolitos e biotita-hornblenda-plagioclásio gnaisses, mesocráticos, de granulação fina a média, contendo ou não granada, intercalados em granitos miloníticos. Apesar, muitas vezes, da dificuldade em determinar seguramente o protólito de algumas destas rochas, a associação litológica sugere a existência de uma seqüência metapelítica associada com metassedimentos carbonáticos impuros, que sofreu um processo de anatexia generalizada, produzindo a geração de granitóides peraluminosos.

Estruturalmente, em todas as seções levantadas, a foliação dúctil de alta temperatura impressa em estado sólido nos granitos apresenta uma tendência no aumento de mergulho na direção norte da seção, sem que isto esteja relacionado com qualquer relação de superposição clara com outras estruturas.

Na SSA, a foliação nos granitos homogêneos varia desde um mergulho de baixo ângulo para noroeste, próximo ao contato com o DSO, até mergulhos de médio a alto, com aumento progressivo na direção noroeste (topo da unidade), onde ocorrem porções menos deformadas. Padrão semelhante pode ser observado na seção Areal/Três-Rios, onde somente rochas paraderivadas migmatíticas registram uma foliação subhorizontal pretérita. Esta foliação é afetada por dobras com superfície axial vertical e eixos subhorizontais ou de caimento para nordeste, com ambos os elementos estruturais apresentando direção geral paralela ao segmento do cinturão na região. Nestas porções, rochas graníticas com granada e sillimanita (leucossomas) são deformadas paralelas ao bandamento, sendo dobradas e injetadas concomitantemente ao longo da superfície axial das dobras. Nota-se muita semelhança destes leucossomas com as

rochas do BSA, em termos de composição mineralógica e aspectos gerais, sugerindo assim uma provável ligação do magmatismo.

Cabe ainda assinalar que, para norte da seção, as rochas do BSA fazem contato com os granulitos do Complexo Juiz de Fora (ANEXO I e II), considerados por inúmeros autores como embasamento das unidades de rochas metassedimentares que compõem o Complexo Paraíba do Sul neste segmento do Cinturão (Heilbron *et al.* 1997).

7.3) PETROGRAFIA DO BATÓLITO SERRA DAS ARARAS (BSA) AO LONGO DA SEÇÃO AREAL/TRÊS RIOS (SAT)

São aqui apresentadas as descrições petrográficas de um conjunto de 32 lâminas delgadas de rochas graníticas do Batólito Serra das Araras (BSA), a partir de amostras coletadas ao longo da Seção Areal/Três-Rios (SAT), e da seção Serra das Araras (SSA).

O BSA mostra em várias escalas intercalações freqüentes de rochas graníticas de granulação média a grossa, por vezes porfiríticas, com biotita e granada, exibindo uma foliação concordante com o bandamento.

São rochas com estrutura em geral bandada na escala de afloramento a porfirítica e orientada na escala de amostra de mão. A presença de enclaves (calciossilicáticas, anfibolitos, granada-biotita gnaisses e granada-anfibólio gnaisses) condiciona o desenvolvimento mais acentuado da estrutura bandada.

Estas rochas em lâmina delgada apresentam-se com granulação média a grossa e deformação heterogênea nesta escala. A matriz é inequigranular, de granulação média (entre 1 a 3 mm) a raramente fina (< 1 mm), intensamente recrystalizada, com poligonização dos grãos de quartzo e feldspato. Os cristais maiores de feldspato e granada alcançam tamanho de 4 a 8 mm, podendo atingir dimensões centimétricas. Algumas lâminas mostram crescimento de minerais (quartzo) que podem englobar cristais de biotita alinhados segundo a foliação. As dimensões destes cristais podem superar a dos maiores cristais de porfiroclastos (plagioclásio e sillimanita). Este tipo de feição tem sido interpretado como o resultado da recrystalização de grãos de quartzo

por migração dos limites de grãos, sendo isto característico da deformação em condições de alta temperatura (Hobbs *et al.* 1976, Passchier e Trouw 1996).

A proporção relativa entre porfiroclastos e matriz é difícil de ser estimada, em função da variação da granulação da matriz na mesma lâmina, ocorrendo domínios com textura seriada e inequigranular. Mesmo assim, estimou-se uma proporção de porfiroclastos (feldspatos e granada) ao redor de 25%, podendo alcançar até 50%. A porcentagem de minerais máficos varia comumente de 10% a 15%, com extremos de 7% e 20%. Notam-se variações mais amplas nos domínios mais deformados.

Estas rochas caracterizam-se como (sillimanita)-(granada)-biotita granitos, de composição sieno a monzogranítica e granodiorítica subordinada, contendo muitas vezes moscovita.

➡ Quartzo

O quartzo, perfazendo cerca de 35 a 40% dos minerais félsicos, ocorre como cristais subedrais a anedrais na matriz, poligonizados ou sob a forma de fitas policristalinas (ribbons) segundo a foliação. Os contatos entre os grãos são estáveis com ângulo de cerca de 120°, ou então reentrantes ou lobados, sugerindo nestes casos recristalização com migração de bordas de grão. Apresentam-se também livres de deformação, porém com os grãos ou agregados de quartzo estirados e com evidências de deformação intracristalina, evidenciadas pela extinção ondulante dos cristais e pela neoformação de grãos ou pelo desenvolvimento de subgrãos e bandas de extinção ondulante. Alguns cristais, que exibem evidências de crescimento intenso e coalescência de grãos, mostram também evidências de deformação posterior, sugerindo que num determinado momento de sua evolução microestrutural a energia disponível era suficientemente alta para promover o crescimento ou recuperação dos grãos, superando assim os processos deformacionais que tendem a recrystalizar os grãos e, num momento seguinte, promover novamente sua deformação. Estes cristais englobam muitas vezes a biotita e feldspato, os quais se mostram alinhados com a foliação externa. Em algumas lâminas, cristais de quartzo com elevada birrefringência podem apresentar um padrão reticulado de subgrãos, com bordas paralelas e ortogonais ao eixo maior do cristal. Este padrão foi interpretado como “tabuleiro de xadrez” (Kruhl 1996) (PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 2).

➤ Feldspatos

O feldspato potássico e o plagioclásio (An_{12-35}) perfazem em média respectivamente 25 a 35% dos minerais félsicos. A microclina e o plagioclásio ocorrem como cristais subedrais na matriz, deformados ou não, poligonizados ou alongados no plano foliação e formando porfiroclastos (PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 1 e 2). Os últimos mostram-se em geral menos recrystalizados do que os primeiros, sendo comum neles recrystalização nas bordas, extinção ondulante, deformação das geminações polissintéticas e fraturamento associado a diferentes graus de saussuritização. Os porfiroclastos de microclina são mais intensamente recrystalizados, ocorrendo a neoformação mais efetiva de grãos poligonizados nas bordas dos cristais. É comum a presença de agregados lenticulares e fitas de microclina totalmente recrystalizada, juntamente com porfiroclastos de plagioclásio relativamente mais preservados da deformação. A biotita ocorre inclusa no plagioclásio sem definição de qualquer padrão de orientação aparente.

➤ Biotita

A biotita ocorre na matriz como cristais subedrais, milimétricos, orientados na foliação da rocha ou ainda como cristais agregados dispostos em zonas de sombras de pressão de porfiroclastos de feldspato e granada, ou ainda como inclusões nestes últimos (PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS). Os cristais de biotita têm pleocroísmo marrom claro a castanho avermelhado. É um dos minerais responsáveis pela orientação marcante da foliação, ocorrendo muitas vezes em níveis de 2 a 3 milímetros nas zonas de deformação mais elevada, onde é comum seguir o contorno do porfiroclastos, conferindo nestas porções uma forma anastomosada da foliação.

➤ Granada

A granada ocorre como porfiroclastos com diâmetro de até 8 mm. Apresenta muitas vezes proporções tão elevadas (> 5%), que passa a fazer parte do grupo dos minerais essenciais. Ocorre como cristais anedrais a subedrais, arredondados, às vezes fraturados e desagregados, alongados no plano de foliação, apresentando razão de forma superior 1. Os cristais exibem

contatos nítidos com a matriz, sendo comum inclusões de biotita, quartzo, minerais opacos e finos prismas de sillimanita, estes últimos exibindo padrões complexos. As inclusões ocorrem alinhadas e se cruzam mutuamente, mostrando também padrões curvos no interior de um mesmo cristal. A foliação interna é às vezes discordante da foliação externa, sugerindo um crescimento preferencial pré-cinemático em relação ao desenvolvimento desta última (Vernon 1989). Embora este tipo de relação seja predominante, ocorre também o desenvolvimento de foliação interna contínua com a foliação algumas lâminas.

➤ Sillimanita

A sillimanita ocorre como cristais euedrais a subedrais, em grãos com tamanho de até 2 mm, sendo uma fase acessória abundante nas rochas estudadas, podendo atingir proporções significativas em algumas lâminas (~ 5%). Ocorre nos granitos de duas formas principais: como cristais maiores (porfiroclastos) ou como cristais menores relativamente finos. No primeiro caso com forma subedral a anedral, com baixa razão de forma e evidências de deformação intracristalina: extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e recristalização incipiente nas bordas (PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 1).

Os cristais têm alta birrefringência, sendo em geral alongados, boudinados, ou, em seções basais, como agregados granulares romboedrais. Alguns cristais mostram-se totalmente rompidos e fragmentados, situação em que a moscovita secundária ocorre associada nas fraturas. No segundo caso, os cristais são marcadamente distintos dos cristais anteriores, ocorrendo como cristais relativamente mais finos, orientados e dispostos em torno de porfiroclastos deformados e rotacionados, conferindo nestes locais uma forma anastomosada da foliação.

A sillimanita pode ocorrer ainda na matriz, como agregados prismáticos, policristalinos, formando feixes de cristais alinhados, alongados ou granulares, de tamanho milimétrico a submilimétrico, seguindo os contornos da foliação.

➤ Minerais acessórios

Os minerais acessórios comuns são zircão, apatita, turmalina e minerais opacos. O zircão possui forma eudral a subedral e ocorre como inclusões na biotita e granada. A turmalina aparece algumas vezes boudinadas, juntamente com os minerais opacos e sillimanita.

➤ Minerais secundários

Os minerais secundários comuns são moscovita, clorita e carbonatos. A formação destes minerais se deve à interação de uma fase fluída em níveis estruturais mais rasos associada ao período de exumação tectônica do cinturão.

A moscovita é encontrada como cristais subedrais associados ao feldspato potássico, a sillimanita (em agregados) (PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 1) e a biotita. Neste último caso, ocorre como cristais intercrescidos de forma paralela ou oblíqua aos planos de clivagem, ou ainda mimetizando a foliação principal.

A clorita associa-se a biotita e ocorre nas amostras que exibem maior deformação. O carbonato é encontrado localmente como cristais anedrais a subedrais associado à alteração do plagioclásio.

7.4) APRESENTAÇÃO DOS DADOS TERMOBAROMÉTRICOS

Os dados geotermobarométricos obtidos encontram-se relacionados na tabela abaixo (Fig. 7.2 -Tabela). Os resultados são apresentados com valores obtidos tanto para borda quanto para o núcleo dos cristais. Para obtenção desses valores utilizou-se os programas THERMOCALC (Powell e Holland 1988) e TWQ (Berman 1991).

As incertezas envolvidas nos cálculos termobarométricos são apresentadas na última coluna da tabela, para os cálculos efetuados com o programa THERMOCALC. Nota-se que os intervalos de variação dos dados são relativamente amplos, sendo esta situação, entretanto,

inerente às metodologias utilizadas. Contudo, os resultados obtidos mostram-se consistentes entre si e com os dados disponíveis na literatura.

AMOSTRAS	ROCHA	MINERAIS ANALISADOS	MÉTODOS DE CÁLCULO	TEMPERATURA (°C)	PRESSÃO (KBAR)	VARIAÇÕES (Thermocalc)
NM37	Granito milonítico	Biotita, granada e plagioclásio	Thermocalc	1022 (936)	9.7 (8.7)	$\pm 179^\circ (\pm 162^\circ)$ P: $\pm 2.9 (\pm 2.6)$
			TWQ	887 (856)	8.9 (8.5)	
NM46	Granito milonítico	Biotita, granada e plagioclásio	Thermocalc	807 (633)	5.9 (4.9)	$\pm 143^\circ (\pm 109^\circ)$ P: $\pm 2.2 (\pm 1.9)$
			TWQ	791 (673)	5.8 (5.0)	
NM45A	Leucogranito	Biotita, granada e plagioclásio	Thermocalc	815 (763)	6.6 (6.1)	$\pm 145^\circ (\pm 131^\circ)$ P: $\pm 2.5 (\pm 2.3)$
			TWQ	828 (794)	7.5 (7.0)	
NM45B	Gnaiss	Biotita, granada e plagioclásio	Thermocalc	713 (653)	6.7 (7.5)	$\pm 114^\circ (\pm 107^\circ)$ P: $\pm 2.0 (\pm 2.0)$
			TWQ	691 (692)	6.3 (8.0)	
NM27	Granito	Biotita, granada e plagioclásio	Thermocalc	741 (641)	4.8 (4.6)	$\pm 125^\circ (\pm 105^\circ)$ P: $\pm 2.0 (\pm 1.8)$
			TWQ	767 (700)	5.1 (5.1)	

Figura 7.2 – Tabela 2: Dados geotermobarométricos obtidos pelos programas Thermocalc e TWQ para as amostras da SAT. Os dados entre parênteses correspondem às condições de T e P fornecidas pelos dados químicos das bordas dos minerais utilizados, enquanto que os outros resultados correspondem às condições do núcleo. Os erros são mostrados para os cálculos efetuados com o programa Thermocalc. Ver discussão no texto.

Os cálculos efetuados foram lançados em diagrama P-T simplificado, contendo as principais curvas de reação de anatexia (fig. 7.3). Além disso, foi adicionada no diagrama a curva que limita o campo de estabilidade do *high quartz* (quartzo hexagonal – Kruhl 1996). Neste diagrama, observa-se uma distribuição coerente das amostras, sugerindo um decréscimo progressivo da pressão e temperatura. Com exceção da amostra 45b, as demais apresentam sistematicamente o registro de condições de temperatura e pressão mais elevadas no núcleo do que na borda dos cristais. Este decréscimo, pode ser observado tanto nas amostras individuais quanto em conjunto.

O resultado incoerente apresentado pela amostra 45b pode ser devido a um desequilíbrio local ocorrido no sistema químico. Isto poderia ser explicado pela presença local de uma fase fluída ou enriquecida inicialmente em cálcio ou empobrecida no final neste elemento. Um dos aspectos que pode ter contribuído para isto é presença no afloramento de rochas relativamente heterogêneas, contendo mobilizados graníticos intercalados em paragneisses encaixantes.

Com exceção da amostra 37, as demais amostras analisadas situam-se em condições de temperatura e pressão mais baixas do que a curva de quebra do anfibólio, ou ainda em condições de temperatura e pressão mais enérgicas do que a curva que limita o *solidus* granítico saturado em água (fig. 7.3, Tabela - fig. 7.2).

A distribuição dos dados ao longo do perfil (fig. 7.4) mostra no espaço os valores elevados obtidos para a amostra 37. Trata-se de uma amostra localizada no eixo da estrutura divergente, onde afloram rochas granulíticas, que têm sido consideradas como uma estrutura *pop-up* alçada durante o regime transpressivo (Dayan *et al.* 1993). Os dados estruturais aqui apresentados estão de acordo com esta hipótese.

Figura 7.4 - Variação das condições de P e T sugerida pelos resultados geotermobarométricos em função da distância do eixo da divergência em leque do rio Paraíba do Sul. Os dados sugerem que rochas equilibradas a maiores temperaturas e pressões ocorrem no eixo da estrutura, praticamente no mesmo nível que rochas em seu flanco. Isto sugere um alçamento de rochas profundas nesta região.

7.5) DISCUSSÃO DOS DADOS

Os resultados aqui obtidos mostram que a deformação ocorreu em grande parte do tempo na presença de fusões graníticas. Nota-se que, durante o caminho no espaço P-T, ocorre um aumento da fase sólida e diminuição da fase líquida, devido ao resfriamento e passagem do material pelas curvas de reações de quebras dos minerais hidratados (anfíbólio, biotita e moscovita, em ordem decrescente de temperatura), conforme sugerido pelos diagramas (fig. 7.3).

Os resultados deste trabalho são consistentes com os dados disponíveis na literatura para a região, e que se acham ilustrados na figura 7.5 (Oliveira 1981, Porcher 1997). Nota-se no diagrama que os dados deste último autor situam-se num espaço P-T semelhante ao que foi obtido no presente trabalho. Contudo, o modelo estrutural concebido pelo mesmo é diferente,

pois considera a existência de uma tectônica mais antiga, de natureza tangencial, caracterizada por empurrões de topo para NW, com os valores temperatura de 800 a 870° C e pressões de 6 a 6,7 Kbar, e uma tectônica mais nova, de natureza transcorrente, com valores de temperatura de 715 a 740° C e pressões de 4.5 a 5,2 Kbar.

A análise destes dados no diagrama P-T (fig. 7.5) mostra que esta divisão tectônica é difícil de ser sustentada, pois a superposição dos dados no referido diagrama é incompatível com o modelo tectônico adotado pelo autor. Esta observação é ainda reforçada pelos resultados obtidos em duas amostras (37 e 46) analisadas no presente trabalho, e que são provenientes de zonas transcorrentes, com os valores de temperatura e pressão situando-se ao redor de 950-850° C de 9 Kbar (Tabela- fig.7.2).

Os resultados aqui obtidos apontam para um caminho P-T de resfriamento próximo ao de resfriamento isobárico. Este trecho do caminho P-T teria sido precedido de uma descompressão isothermal, o que é compatível com a conclusão de Porcher (1997). No entanto, os dados

estruturais e metamórficos aqui discutidos sugerem uma interpretação tectônica distinta, pelas seguintes razões:

1) Os dados aqui apresentados (estruturais e metamórficos) sugerem que o caminho deformacional foi acompanhado por fusões graníticas sintectônicas, assim como a deformação no estado sólido destes granitos, sugerindo resfriamento progressivo compatível com a trajetória metamórfica identificada;

2) Os dados de Porcher (1997) (fig. 7.2, p. 221) estão de acordo com a discussão acima, tanto para a deformação tangencial, referida como mais antiga, quanto para a deformação transcorrente, considerada mais jovem. Entretanto, como observado no diagrama da figura 7.5, ambas as deformações localizam-se no mesmo caminho de resfriamento, sendo portanto indistinguíveis com base nos parâmetros de pressão e temperatura;

3) A tectônica caracterizada no presente trabalho, de baixo e alto ângulo, dificilmente pode ser considerada como o reflexo da tectônica de espessamento colisional, tendo em vista o caminho metamórfico e deformacional aqui caracterizado;

Frente ao acima exposto, considera-se que, embora a região estivesse ainda em regime de convergência, isto não implica necessariamente que a mesma estivesse ocorrendo espessamento crustal, o qual é função inclusive do balanço entre a taxa de convergência *versus* taxa de erosão (Thompson *et al.* 1997). Neste sentido, sugere-se que a tectônica sin- a pós- o ápice térmico, caracterizada no cinturão *Paraibides* no Rio de Janeiro, ocorreu em condições de decréscimo de P e T, durante a exumação do segmento aqui estudado.

Os dados de metamorfismo aqui discutidos reforçam a interpretação tectônica com base nos dados estruturais (cinemáticos) sobre a existência de uma tectônica de extrusão em regime transpressivo a partir de uma crosta heterogênea parcialmente fundida, os quais teriam sido conjuntamente os fatores responsáveis pela geração das estruturas caracterizadas no presente trabalho. Adicionalmente, sugere-se que o componente lateral da extrusão pode ter influenciado na acomodação de parte da convergência sem a necessidade de um espessamento crustal significativo, a exemplo do proposto por Avigad *et al.* (2001). A figura 7.6 mostra a

interpretação da trajetória metamórfica sugerida pelos dados obtidos, consistente com deformação durante resfriamento e exumação.

Figura 7.6 - Trajetória no espaço PT das condições metamórficas deduzidas a partir dos dados termobarométricos em núcleo e borda dos minerais analisados. Os dados são consistentes com evolução durante decréscimo em T e P. Ver texto para discussão.

7.6) DEFORMAÇÃO E GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS

Num nível estruturalmente inferior ao das seções investigadas aflora uma zona de cisalhamento regional que afeta principalmente rochas com protólitos granitóides. Nas zonas em que a deformação foi suficientemente intensa, a estrutura bandada foi igualmente bem desenvolvida. Este aspecto tem levado muitos autores a designar estas rochas como gnaisses e migmatitos bandados. Nesta estrutura, e subjacente aos granitos tipo-S (*sensu* Chappel e White 1974), o bandamento é definido por bandas graníticas e granodioríticas, estiradas e achatadas, de granulação variável, que se alternam com bandas mais escuras de granulação fina ricas em biotita com bandas mais grossas de leucogranitos.

Nas zonas de alta deformação nota-se o desenvolvimento de uma foliação milonítica subparalela ao bandamento associada a uma lineação de estiramento e mineral, que exibem conjuntamente uma trama fortemente orientada. Nesta foliação, ocorre recristalização de feldspatos em zonas de sombra de pressão, achatamento e boudinagem dos minerais, desenvolvimento de pares de foliações S-C, sugerindo uma forte interação entre os cristais e fluxo deformacional dúctil em estado sólido (Blumenfeld e Bouchez 1988).

Os leucogranitos injetam-se como *sills* subparalelos ao plano de foliação (subparalela aos planos C nos afloramentos) (PRANCHA 5 – P5a) ou como diques oblíquos a esta foliação e associados com bandas de cisalhamento. Esta foliação apresenta características microestruturais e mesoscópicas de deformação no estado sólido. Alguns destes corpos, dependendo da orientação e regime de deformação, são às vezes dobrados ou boudinados. Os diques, embora possam exibir diferentes graus de deformação em estado sólido, não mostram mudanças significativas de orientação, sugerindo assim colocação em condições sintectônicas (Paterson *et al.* 1989). O contato, com os granitóides encaixantes (biotita-granitos e granodioritos ocorrem na base da seção, com granitos com granada e sillimanita predominando em direção ao topo) variam de retilíneos a bruscos, lobados e difusos. Estas relações sugerem a existência de intrusões sinplutônicas. Tais corpos, são compatíveis com uma colocação em condições muito plásticas em relação às rochas encaixantes, sugerindo assim uma pequena diferença de viscosidade entre eles, fazendo supor que esta colocação se deu ainda no estágio magmático. Neste sentido, parece ter havido uma história conjunta de resfriamento contínuo entre os corpos sintectônicos e suas respectivas encaixantes. Estas relações sugerem também que uma parcela da deformação dúctil de alta temperatura registrada nos granitóides da região investigada ocorreu na presença de *melt* granítico. Nestas condições, torna-se muito difícil quantificar a deformação total sofrida pelos granitóides, pois boa parte desta deformação teria sido perdida ainda na fase líquida das fusões graníticas (Vigneresse *et al.* 1996).

Para o topo das seções predominam amplamente granitos tipo-S com granada e sillimanita e metassedimentos migmatíticos (Cunha *et al.* 2000). Nos granitos, o registro de uma trama magmática foi fortemente obliterado pela deformação no estado sólido de alta temperatura. Nas zonas de alta deformação houve a geração de um bandamento gnáissico, que foi acompanhado pela recrystalização de feldspatos, sillimanita e quartzo, juntamente com forte achatamento de xenólitos de rochas calciossilicáticas. Como consequência, as estruturas magmáticas são dificilmente observadas nestes granitos. Contudo, são encontradas evidências mesoscópicas de um estágio magmático com deformação em condições de alta temperatura, sugeridas tanto pela preservação de cristais centimétricos de feldspatos eudrais em rochas muito deformadas e laminadas quanto pelas relações reológicas entre os diques de leucogranitos e os granitos encaixantes, ou ainda pela presença abundante de enclaves metassedimentares com

orientação aleatória, juntamente com as demais relações descritas na literatura para o BSA (Barbosa e Sad 1983 a).

Os granitos miloníticos apresentam um bandamento fino fortemente desenvolvido, com aspecto laminado, onde coexistem cristais de feldspatos eudrais. Estas feições são compatíveis com a presença de uma matriz sendo deformada em condições de fluxo extremamente plástico. Nestas condições, a matriz é incapaz de transmitir o *stress* efetivo para a inclusão rígida. Além disso, os cristais são capazes de rotacionar livremente, sem que haja qualquer impedimento da matriz (PRANCHA 5 – P5d). Estes cristais apresentam evidências de rotação rígida, conforme denotado pela deflexão da foliação externa, o que é incompatível com o crescimento pós-cinemático de cristais. Esta situação é consistente com deformação na presença de *melt* (Blumenfeld e Bouchez 1988, Paterson *et al.* 1989). Diques de leucogranitos mostram contatos lobados e difusos, sugerindo novamente um baixo contraste de viscosidade com a encaixante (Fernandez e Guasquet 1994) (PRANCHA 5 – P5b). Alguns destes diques mostram-se boudinados e fraturados, e exibem fluxo do granito encaixante para as zonas de alívio de pressão, ou então apófises da intrusão deformada para a encaixante (PRANCHA 3 – P3a, e). Os diques tardios mostram contatos abruptos e xenólitos angulosos de granitos encaixantes, sendo muitas vezes controlados por superfícies de empurrões dúcteis-rúpteis.

Na SSA, as estruturas indicativas do sentido de cisalhamento (superfícies S-C-C') mostram íntima relação com corpos tabulares de leucogranitos (PRANCHA 5 – P5a; PRANCHA 3 – P3a, b, c, d, f; PRANCHA 4 – P4e). Os granitóides encaixantes apresentam uma trama estrutural de alta temperatura com cinemática de topo para SSW. Esta estrutura foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação de baixo e médio ângulo associada com uma lineação de estiramento mineral. Este movimento é aqui interpretado como tendo ocorrido na presença de magmas, contemporâneo à colocação do BSA, razão pela qual considera-se que a implantação desta trama nos granitos se deu sob as mesmas condições de temperatura. As estruturas indicativas do sentido de cisalhamento foram descritas em planos subparalelos à seção XZ do elipsóide de deformação finita, com a simetria do fluxo podendo ser interpretada como monoclínica (Robin e Cruden 1994, Passchier 1998). Nesta situação, e para observação segundo planos horizontais, os indicadores cinemáticos sugerem movimentos com componente sinistral.

Os dados discutidos acima são compatíveis com uma deformação de alta temperatura ocorrida em um regime deformacional contemporâneo com uma fusão parcial extensiva da crosta neste segmento do cinturão, e distinta do proposto regionalmente para o CP nesta região.

7.7) CONSIDERAÇÕES FINAIS

As condições de temperatura e pressão obtidas neste trabalho situam-se - pelo menos para o núcleo dos minerais analisados - no campo à direita do espaço PT das principais reações de anatexia em rochas metapelíticas, mostrando neste diagrama um caminho P-T de retorno com resfriamento progressivo, porém dentro de um intervalo de temperatura e pressão compatível com a fusão parcial. Estas condições são interpretadas como as condições vigentes nesta região durante grande parte da deformação em regime de cisalhamento dúctil.

Concordantemente, as condições de PT obtidas para a borda dos minerais, embora ainda mais drásticas que a curva do *solidus* dos granitos saturados em água, registram também um padrão de resfriamento consistente, devendo refletir da mesma forma as condições de deformação de alta temperatura superposta. Considerando que um pacote de rochas sujeito à anatexia apresenta comportamento heterogêneo durante a deformação, é razoável supor que esta deformação passa a ser acomodada também de forma heterogênea, de acordo com a reologia dos domínios deformados. Assim, nesta situação, a deformação em estado sólido poderia coexistir com domínios onde o fluxo magmático seria mais importante.

Considerando o exposto acima, juntamente com as relações de campo, e as variações de P e T devidas aos erros envolvidos nas determinações geotermobarométricas, conclui-se que a deformação foi contemporânea a anatexia crustal, em condições de P e T compatíveis com a coexistência de fases líquidas (fusões graníticas) e sólidas durante todo o intervalo de tempo que ocorreu a deformação de alta temperatura das rochas graníticas.

Adicionalmente, ao padrão de temperatura e pressão obtido para o núcleo e borda dos minerais, juntamente com a implantação de uma trama em estado sólido nos granitos, sugere também que os regimes tectônicos discutidos neste trabalho atuaram durante o resfriamento progressivo da crosta nesta região, tendo acompanhado toda a fase de exumação tectônica do segmento do cinturão estudado.

Os resultados deste trabalho são consistentes com os dados disponíveis na literatura, e que se acham ilustrados na figura 7.5 (Oliveira 1981, Porcher 1997). Nota-se no diagrama que os dados deste último autor situam-se num espaço P-T semelhante ao que foi obtido no presente trabalho. Contudo, o modelo estrutural concebido pelo mesmo é diferente, pois considera a existência de uma tectônica mais antiga, de natureza tangencial e atribuída à espessamento crustal, caracterizada por empurrões de topo para NW. Os resultados obtidos neste trabalho, assim como os dados de campo e geotermobarométricos disponíveis, são compatíveis com uma tectônica interligada, a despeito das relações geométricas descritas. Esta tectônica seria associada à exumação do cinturão, não estando, portanto, associada ao espessamento crustal.

A análise dos dados no diagrama P-T (fig. 7.3) e de campo mostra que, a divisão geométrica proposta por Porcher (1997), é difícil de ser sustentada, pois a superposição dos dados no referido diagrama, assim como o trecho do caminho de evolução metamórfica interpretado para as rochas (Porcher *op.cit.*, pg.221) é incompatível com o modelo tectônico adotado pelo autor. Esta observação é ainda reforçada pelos resultados obtidos em duas amostras (37 e 46) analisadas no presente trabalho, e que são provenientes de zonas transcorrentes, com os valores de temperatura e pressão situando-se ao redor de 950 - 800° C de 9-8 Kbar (fig.7.2-Tabela 2).

Finalmente, cabe ressaltar que, no presente trabalho, utilizou-se a mesma fórmula de cálculo utilizada por Porcher (1997) (Thermocalc), com os resultados sendo no geral muito similares. Os cálculos efetuados com outro programa (TWQ) forneceu valores relativamente mais baixos do que o Thermocalc. Deste modo, embora passam haver restrições em termos dos valores absolutos calculados (valores relativamente elevados para o Thermocalc), as relações entre eles não altera globalmente as interpretações do presente trabalho.

CAPÍTULO VIII

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES: ARTICULAÇÃO CINEMÁTICA E TECTÔNICA DE EXTRUSÃO

8.1) SUPERPOSIÇÃO GEOMÉTRICA E ARTICULAÇÃO CINEMÁTICA

Os dados estruturais das seções estudadas indicam uma relação de superposição geométrica das estruturas de alto ângulo sobre as estruturas de baixo ângulo (subhorizontais). A foliação de baixo ângulo é dobrada por estruturas com eixos subparalelos a lineação de estiramento e mineral e por zonas de cisalhamento subverticais transpressivas.

Os dados de campo e microestruturais sugerem a existência de um fluxo dúctil precoce na presença de magmas graníticos. Este fluxo foi contemporâneo com a colocação de granitos tipo-S e biotita granitos, e foi responsável pela deformação em estado sólido destas rochas, em condições de alta temperatura.

Os dados cinemáticos e microestruturais sugerem ainda que esta deformação dúctil ocorreu em planos de fluxo com lineação de estiramento oblíqua ou subparalela ao Cinturão *Paraibides* (CP), em condições de temperatura inicialmente superiores a 500-550° C, sendo estes valores próximos da curva do *solidus* para granitos crustais.

Nas porções internas da Seção Areal-Três Rios (SAT), as zonas de cisalhamento de baixo ângulo associadas com uma lineação grossa de sillimanita podem ser interpretadas como estruturas ativas durante a fusão parcial extensiva da crosta continental nesta região, com as mesmas tendo sido acompanhadas pela colocação de corpos graníticos. Como estas estruturas deformam em estado sólido corpos tabulares injetados concordantemente ao plano de cisalhamento, considera-se que os movimentos associados a elas tenham sido contemporâneos aos processos de cristalização/recristalização dos granitos.

Estas zonas de cisalhamento não-coaxiais de baixo ângulo são interpretadas como zonas de *decollement* com movimento direcional e oblíquo, que ocorrem em nível de crosta média a inferior, região onde o movimento é facilitado por intenso amolecimento promovido pelos processos de anatexia crustal, segregação e colocação de granitóides. Estruturas tardias, ainda em condições metamórficas de fácies anfibolito, deformam estruturas mais precoces e promovem o encurtamento transversal ao CP em alto ângulo com a foliação subhorizontal.

A presença de leucogranitos dobrados, associada à presença de corpos composicionalmente similares colocados segundo a superfície axial das dobras, sugere que esta deformação foi contemporânea ao magmatismo granítico. Nota-se a presença de dobras com eixos paralelos à direção de máxima extensão associadas a empurrões dúcteis e dúcteis/rúpteis com vergência de topo para SE e a zonas transpressivas dextrais subverticais. Estas estruturas são interpretadas como o resultado de um encurtamento perpendicular ao CP, de uma foliação subhorizontal ou subvertical. Neste modelo, as foliações mais precoces seriam progressivamente rotacionadas e achatadas pelo encurtamento subsequente, gerando tectonitos S. Os dados estruturais sugerem que os componentes de encurtamento SE-NW e rotacional dextral - em planos subverticais de direção NE -, tornam-se mais importante nos estágios finais da evolução estrutural.

A superposição geométrica discutida, entretanto, ocorre em condições de alta temperatura, com ambos os grupos de estruturas deformando rochas graníticas em condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito. As dobras paralelas à direção de extensão apresentam características geométricas compatíveis com um regime deformacional de alta ductilidade. Esta deformação promove uma forte amplificação vertical paralela a superfície axial destas estruturas, favorecendo assim a migração de material dos flancos para a charneira das dobras. Este processo pode ser interpretado como o resultado da amplificação cinemática (Smith 1975, James e Watkinson 1994), principalmente se for considerado, neste momento da evolução estrutural, a possibilidade do eixo vertical da deformação representar também um eixo de estiramento. Esta situação pode ser restrita à banda granítica, sugerindo assim um controle reológico na amplificação das mesmas.

Se for correta a interpretação acima, haveria necessidade de uma modificação dos eixos intermediário e mínimo dos elipsóides de deformação finita, quando da mudança de movimento dos planos de cisalhamento subhorizontais para subverticais. Esta mudança poderia ser

desvinculada cinematicamente, com as estruturas mais antigas sendo superpostas pelas estruturas mais novas.

Apesar da consistência geométrica do modelo estrutural acima, os dados cinemáticos e as condições reológicas caracterizadas para a deformação das estruturas apontam para um outro modelo de evolução estrutural, cuja avaliação mais definitiva fica na dependência da geração de novos dados geocronológicos de maior valor interpretativo.

Neste modelo, considera-se que as intrusões *lit-par-lit* de leucogranitos na foliação subhorizontal são deformadas em estado sólido pela atividade desta foliação e depois dobrados por estruturas que controlam também a colocação de granitos de composição similar, pouco mais jovens. Estas estruturas acham-se vinculadas temporalmente aos regimes tectônicos caracterizados neste trabalho. Como os dados aqui apresentados são consistentes com uma mudança no estilo das estruturas com o tempo, a discussão que se segue é válida somente para um período de tempo hipoteticamente considerado, onde tais mudanças ocorreriam gradualmente com a evolução mecânica da crosta e com as *boundary conditions* envolvidas (ver Dewey *et al.* 1998).

No modelo de articulação cinemática proposto, considera-se a coexistência temporal entre o encurtamento transversal às zonas de cisalhamento de baixo ângulo - causada por dobras paralelas à direção de extensão - e as zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, como outrora já proposto. Estas estruturas, presentes nos flancos de dobras estiradas e rompidas, seriam associadas ao encurtamento transversal coevo com escape lateral, paralelo ao estiramento principal e ao eixo destas dobras, juntamente com um estiramento subsidiário na vertical, que seria progressivamente mais importante no tempo. Com o progresso do encurtamento haveria a formação de clivagem plano-axial nas estruturas dobradas (fig. 8.1). Deste modo, no período considerado, as dobras seriam concomitantes com o cisalhamento para SW, porém em condições de alta temperatura na SAT.

Além disso, o amolecimento da crosta, associado com o aumento da taxa de deformação longitudinal do orógeno, em resposta à colocação de *sheets* de granitos, poderia favorecer a extrusão lateral, acomodada nas porções mais superiores da SAT por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, concomitantes com a contração perpendicular ao cinturão, o que explicaria o padrão geral oblíquo das lineações como resposta à acomodação destes componentes.

Figura 8.1- Cartoon ilustrando, simplificada, a mudança entre os eixos principais da deformação (Y e Z), durante variação gradual em estilo tectônico das estruturas que acomodariam o cisalhamento dúctil paralelo ao CP, na porção superior da SAT. Em A, o cisalhamento é acomodado em planos de baixo ângulo com simetria sugerindo vetor de rotação sub-perpendicular ao CP; em B, o acúmulo do encurtamento devido à convergência seria acomodado principalmente por dobras, com a extrusão lateral sendo ainda permitida para baixos valores finitos de encurtamento; em C, domínios fortemente encurtados seriam mecanicamente mais favoráveis ao movimento ao longo de planos de alto ângulo, com eixo Y subvertical. Embora as relações geométricas indiquem uma articulação temporal, deve ser também considerado a articulação entre as estruturas descritas no espaço orogênico. Ver discussão no texto.

Assim, os planos de cisalhamento subhorizontais poderiam estar ainda ativos durante o encurtamento regional e a geração de dobras com eixos subparalelos à direção de movimento, num modelo de articulação semelhante ao proposto por Chauvet e Sérrane (1994) (fig. 8.1). Esta articulação, entretanto, seria possível somente para valores finitos relativamente baixos de encurtamento transversal, pois, para valores altos, ocorreria a rotação progressiva do flancos das dobras pelo decréscimo do ângulo interflancos, juntamente com um aumento na importância mecânica da anisotropia plano-axial, favorecendo assim a movimentação transcorrente/transpressiva nestes planos de mergulhos íngremes (fig. 8.1).

No nível estrutural e situação tectônica considerados, onde as paredes da zona de cisalhamento convergem entre si, ocorre uma diminuição considerável na área da zona de cisalhamento se a deformação for considerada a volume constante, com o cisalhamento de baixo ângulo subparalelo ao *trend* orogênico podendo ser interpretado, neste momento, como um movimento transitório, acomodado por estruturas que refletiriam os regimes tectônicos e eixos cinemáticos ligados à causa destes movimentos, e não necessariamente ao seu campo de movimento externo.

No caso estudado, este regime tectônico seria favorecido pelo amolecimento e aumento na taxa de deformação induzido pela intrusão/fusão parcial. O aumento progressivo de fundidos graníticos atinge um valor crítico no caminho sólido→líquido, com uma quantidade expressiva de 'líquidos' graníticos passando a fazer parte da porção crustal considerada (Vigneresse *et al.* 1996).

8.2) CISALHAMENTO REVERSO E CINEMÁTICA DE EXTRUSÃO

Modelos cinemáticos usados para explicar o movimento de lascas crustais em ambientes tectônicos relacionados com convergência oblíqua têm sido desenvolvidos a partir da análise de dados geofísicos, estruturais e geométricos em zonas de *forearc* (Fitch 1972, Beck 1983, Jarrard 1986). Estes modelos foram desenvolvidos para explicar componentes de movimento de fragmentos crustais rígidos sob um campo de velocidade externa oblíquo. Em algumas situações, admite-se a existência de deformação interna e estiramento destes fragmentos (Kimura 1986, McCaffrey 1991).

Diversos autores sugerem que o campo de velocidade aplicado sofre partição em componentes paralelos e ortogonais a zona deformada, sendo este quadro compatível com as previsões teóricas da partição da deformação em ambientes transpressivos (Jackson 1992, Teyssier *et al.* 1995). Deste modo, mesmo que haja uma intensa deformação dúctil interna no orógeno, uma simples análise cinemática baseada em modelos geométricos pode fornecer importantes elementos para o entendimento da articulação cinemática entre lascas crustais que se movem lateralmente em um orógeno.

Com base nos modelos acima expostos e assumindo como premissas a placa São Franciscana como um referencial estacionário (fig. 8.2) e uma direção de convergência E-W (Wernick *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1990) para o segmento do CP estudado- no período tectônico considerado -, a cinemática de articulação deste seguimento é dextral entre a placa estacionária e o componente para SW, sendo este quadro consistente com o sentido de movimento deduzido para a zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul, pelo menos para os incrementos mais tardios da deformação (Dayan e Keller 1989).

Os modelos cinemáticos disponíveis sugerem partição do campo de velocidade externo em dois componentes: um longitudinal, responsável pela translação do fragmento crustal paralelo à margem e no sentido da obliquidade da convergência, e outro, ortogonal, relacionado a subducção ou a convergência (Beck 1991, McCaffrey 1992). A figura 8.2 mostra um modelo em duas dimensões da situação investigada, onde v é a velocidade de convergência, formando um ângulo ϕ com a normal ao *detachment* e as zonas de transcorrências subparalelas à borda da placa. Em sistemas, onde a velocidade é partida idealmente, e sem que haja impedimento ao movimento longitudinal, o fragmento se move paralelo à margem da placa com uma velocidade máxima, onde $v_l = v \cdot \sin \phi$, igual ao componente longitudinal de convergência (Beck 1991). Na mesma situação, o componente de subducção é igual a $v_s = v \cdot \cos \phi$. Entretanto, se a partição é incompleta, o ângulo ϕ entre a normal ao *detachment* e a direção de máximo encurtamento instantâneo varia de 0° (sistemas perfeitamente partidos), a ϕ° (que é o próprio ângulo da convergência) (em sistemas não partidos), onde o movimento ocorre em zonas oblíquas com direção paralela a velocidade de convergência (v) (McCaffrey 1992). Assim, v_l é um valor máximo, variando de acordo com o grau de partição do movimento (DeMetz 1992).

Figura 8.2- Boundary conditions consideradas para a análise cinemática bidimensional de lascas crustais que se movem paralelamente à zona deformada (selecionadas apartir de dados disponíveis na literatura e de dados coletados neste trabalho). Notar que o cisalhamento reverso no contato sul seria somente possível com um incremento adicional na taxa de deformação longitudinal, em um quadro que poderia ser considerado instável. pe- placa estacionária. Ver discussão no texto.

Neste sistema simplificado, o movimento relativo entre o fragmento crustal animado e a placa estacionária é sempre consistente com o componente de translação imposto a este fragmento pela transpressão.

Da mesma forma, quando a partição é incompleta, o mesmo sentido de movimento deve ser esperado no contato entre o fragmento e a placa que se move longitudinalmente. Neste contato, o cisalhamento reverso torna-se possível somente se houver um incremento na taxa de deformação longitudinal. Vários fatores contribuem para que isto ocorra, como mudanças transitórias nas propriedades reológicas de uma crosta sujeita a deformação (Sonder e England 1989), resultante da intrusão de magmas ou da fusão parcial da crosta (Hollister e Crawford 1986, Hollister 1993, Grujic e Mancktelow 1994, Vigneresse *et al.* 1996), ou amolecimento e partição induzida por deformação (Hippertt e Thover 1999) e estiramento heterogêneo contemporâneo com o

encurtamento e deformação não-coaxial (Means 1989, 1991). Numa escala maior, irregularidades nas margens, escape-lateral (Tapponier *et al.* 1982, Avé Lallement e Guth 1990, Vouchez e Nicolas 1991, Fossen e Tikoff 1998) e instabilidades gravitacionais da crosta continental espessada (Molnar e Lyon-Caen 1988, England e Houseman 1989), poderiam também causar grandes deslocamentos paralelos ao cinturão, que poderiam se articular da forma discutida acima.

Na área estudada, considera-se que mudanças reológicas transitórias - devido à presença de *melt* granítico-, o estiramento heterogêneo do material amolecido e a convergência de placas poderiam ter exercido um controle efetivo na instalação do cisalhamento reverso observado neste trecho do CP. Estes fatores, conjuntamente, teriam sido responsáveis pela extrusão tectônica de um segmento da crosta continental parcialmente fundida. Em uma escala maior, a extrusão tectônica poderia estar associada à terminação sul do Cráton do São Francisco de acordo com a proposição de Vauchez *et al.* (1994). Segundo estes autores, a situação tectônica gerada pela terminação de um *indenter* rígido e frio na época considerada, e sob convergência E-W, poderia responder pela extrusão tectônica para SW de uma crosta quente do segmento em questão.

A cinemática em condições de alta temperatura das estruturas associadas ao cisalhamento dúctil para SSW não é facilmente correlacionada com o regime transpressional dextral proposto para o CP nesta região (Machado e Endo 1993 a, Ebert e Hasui 1998), principalmente num quadro de deformação homogênea e com *boundary conditions*, conforme proposto por Sanderson & Marchini (1984). Assim, os movimentos oblíquos nesta porção da estrutura divergente apresentam componentes longitudinais consistentes com uma articulação sinistral, considerando modelos monoclinicos de simetria do fluxo. Além disso, a presença de uma zona de cisalhamento na base dos granitos tipo-S como descontinuidade reológica de primeira ordem, neste trecho do CP, mostra evidências de superposição de movimentos.

Um aspecto importante nesta discussão é evidência de movimentação dúctil dextral-normal, associada a uma lineação de estiramento e mineral com direção geral NNE (Trouw 1995, Almeida 2000). Soma-se a isto a caracterização no presente trabalho de estruturas com idêntica lineação desenvolvidas em condições dúcteis, porém com componente rotacional do fluxo no sentido oposto, ou seja, para SSW. As estruturas discutidas são dificilmente explicadas apenas com um modelo de cisalhamento simples para SSW, ou por uma cinemática associada às zonas inversas para SSE-SE, com transpressão dextral. Neste sentido, considera-se que estas

estruturas foram geradas num quadro cinemático associado com uma extrusão tectônica do *footwall* em ambiente transpressivo. Os dados estruturais e de campo sugerem que a extensão dúctil para NNE foi penecontemporânea, com tendência à atividade pouco mais tardia do que o cisalhamento para SSW (PRANCHA 3), mas ainda na presença de magmatismo granítico responsável pela formação de leucogranitos e pegmatitos (com berilo). Estas relações sugerem deformação no estado sólido em alta temperatura de granitos tipo-S, sob condições de cisalhamento dúctil, associado a uma tectônica distensiva nos estágios tardios (fig.8.3).

Pelo exposto, considera-se que o movimento extensional na aba sul da estrutura divergente foi concomitante com um incremento no *strain hardening* durante o resfriamento progressivo da pilha parcialmente fundida situada acima. Este material parcialmente fundido era capaz de sofrer extrusão lateral e vertical (movimento oblíquo) de forma mais efetiva, gerando no início empurrões sinistrais resultantes do componente de cisalhamento puro no nível estrutural considerado.

O incremento no *strain hardening* mudaria o balanço geral das velocidades instantâneas impostas aos diferentes domínios reológicos, resultando com isto a inversão do sentido de cisalhamento na estrutura, e, conseqüentemente, a implantação da tectônica extensional (fig. 8.3). Como resultado, são geradas estruturas finitas com geometria “triangular” em perfil (Royden & Burchfiel 1985, Harz *et al.* 2001), com a estrutura extensional sendo ligada cinematicamente aos estágios tardios dos movimentos com empurrões oblíquos contemporâneos à colocação de diques de leucogranitos. Este processo é análogo ao da instalação de estruturas como bandas de cisalhamento conjugadas, cuja implantação pode ser considerada como essencial na acomodação da tectônica de extrusão (Jones *et al.* 1997).

Na base das seções estudadas, o amplo desenvolvimento de bandas de cisalhamento sintéticas e antitéticas pode ser interpretado cinematicamente como o resultado da tectônica de extrusão, correspondendo em escala menor a estruturas análogas (fig. 8.3). Neste modelo, fragmentos crustais seriam extrudidos obliquamente para SSW, durante o encurtamento regional e o movimento paralelo ao orógeno.

Figura 8.3 - Cartoon ilustrando a interpretação da evolução estrutural e tectônica da aba sul da divergência em leque do rio Paraíba no estado do Rio de Janeiro. No estágio A, o movimento paralelo e oblíquo ao CP seria acomodado por *decollements* coevos com a colocação de corpos sub-horizontais de rochas granitóides; no estágio B, ainda na presença de corpos graníticos, teria ocorrido a extrusão do *foot-wall* e a instalação de cisalhamento dúctil extensional na zona indicada; o estágio C, refletiria o regime transpressivo dextral ainda em condições metamórficas da fácies anfibolito, e retomada de estruturas pretéritas. Em D, é mostrado um esquema, em escala de afloramento, do papel das bandas de cisalhamento na extrusão de fragmentos rochosos numa massa fluindo. Notar que, da mesma forma que a nucleação de bandas antitéticas é a responsável pela extrusão, um padrão *en échelon* destas estruturas tenderia a equilibrar estes movimentos nesta escala.

A expressão estrutural da cinemática da extrusão no nível estrutural considerado, seria distinta daquela em níveis estruturais superiores, onde a extrusão lateral é acompanhada por um cortejo de estruturas que acomodam a extensão lateral, ortogonal ao componente de encurtamento (Philip *et al.* 1989, Ratschbacher *et al.* 1991 a e b, Mancktelow 1992). Isto poderia ser atribuído à capacidade de fluir da crosta inferior a média (Bird 1991), principalmente sob certas circunstâncias favoráveis. Lyberis e Mamby (1999) sugerem que a cinemática de extrusão em níveis estruturais profundos, seria caracterizada por estiramento dúctil horizontal subparalelo ao cinturão, e afinamento vertical restritos a domínios separados por zonas de cisalhamento transcorrentes com sentido de rotação uniforme (domínios onde predominaria cisalhamento simples). Os dados discutidos neste trabalho sugerem que, adicionalmente, poderia também ocorrer inversões no sentido de rotação do fluxo nestas condições, assim como outras complicações relacionadas à evolução da reologia crustal durante a deformação.

8.3) CORRELAÇÃO E ARTICULAÇÃO COM A ESTRUTURA REGIONAL

O caminho deformacional que conduziu à estruturação finita do CP, na região em foco, tem sido objeto de discussões por parte de vários autores. A geometria da estruturação do cinturão na região foi definida por Lamêgo (1948), sendo confirmada em trabalhos posteriores por Rosier (1957) e Ebert (1968), com este último caracterizando pela primeira vez a disposição em leque regional das foliações: na aba norte, com uma foliação milonítica de mergulho baixo a moderado para SE; na porção central, esta foliação milonítica é subvertical; na aba sul, ela tem mergulho moderado a alto para NW, com esta porção da estrutura tendo menor expressão regional do que a aba norte.

Esta geometria regional tem sido entendida de duas maneiras principais:

❶ - Com base na superposição de movimentos, com empurrões dúcteis mais antigos de topo para NW, como proposto por Rosier (1957) e Ebert (1968), sendo responsáveis pela estruturação e compartimentação regional do CP na região (Heilbron *et al.* 1991). Estas estruturas de baixo ângulo são superpostas por transcorrências discretas e tardias associadas a dobras da foliação com superfícies axiais empinadas e eixos subhorizontais (Heilbron *et al.* 1995). Neste modelo, a estrutura divergente representa uma megadobra regional tardia, que deforma todos os compartimentos regionais delimitados por zonas de empurrão profundas, conformando *duplexes* crustais e estruturas regionais do tipo *klippe* (ver Heilbron 1993, Heilbron *et al.* 1999). Cabe

ainda salientar que, no modelo tectônico considerado, os empurrões seriam resultantes de duas fases de deformação regionais (D_1 e D_2), enquanto as transcorrências dextrais e estruturas associadas, à fase D_3 tardia. Este modelo estrutural é análogo ao modelo proposto por Trouw *et al.* (1986) para a evolução tectônica dos terrenos no sul do estado de Minas Gerais;

② - Com base na evolução estrutural em regime transpressional dextral, a estrutura divergente representa uma estrutura-em-flôr positiva regional (Machado e Endo 1993 a). Neste modelo, a articulação das estruturas de baixo e alto ângulo é explicada pela evolução estrutural num sistema transpressivo, e não somente pela superposição geométrica simples de estruturas. Este modelo representa uma regionalização das conclusões de Dayan e Keller (1989), Dayan *et al.* (1993) e Ebert *et al.* (1991), que consideram como transpressiva a deformação na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul. Neste ponto, cabe ainda salientar a descrição feita por Machado (1983) sobre a inversão tectônica de vergência das dobras na aba sul da estrutura, onde diversos autores têm considerado para o CP a existência de uma colisão oblíqua. Este tipo de modelo implica necessariamente na existência de um regime transpressional na evolução do orógeno.

Os dados estruturais descritos no presente trabalho encontram dificuldades de compatibilizarem-se em termos geométricos e cinemáticos com os modelos tectônicos disponíveis para a região.

Antes de discutir a articulação cinemática do segmento estudado, será fornecido ao leitor uma descrição pormenorizada do comportamento regional da lineação em toda a estrutura divergente com base nos dados disponíveis na literatura e obtidos no presente trabalho.

Os dados de lineações de estiramento e mineral na aba norte da estrutura mostram orientação preferencial em torno de ENE e ESE, medidos em foliações miloníticas com direção geral NE (Heilbron 1993, Almeida 2000), sendo associadas à cinemática de empurrões oblíquos dextrais nesta região (fig. 8.4).

Figura 8.4- Seções lito-estruturais esquemáticas que englobam ambos os flancos da divergência do Rio Paraíba do Sul. Estas seções representam a continuidade para norte da SSA e da SAT (A e B respectivamente). Localização e legenda da seção A: vide mapa da folha Volta Redonda em anexo. Localização da seção B: vide figura 1.1. Discussão no texto.

A figura 8.4 mostra duas seções regionais englobando a aba norte da estrutura, ilustrando o comportamento da atitude do par foliação/lineação, nesta porção da estrutura. Ocorrem também neste domínio lineações com caimento para SW, associadas a indicadores cinemáticos com movimento de topo para NE (Dehler e Silva 1998, Almeida 2000). São estruturas pouco penetrativas e relativamente discretas. Os dados de lineações obtidos na aba sul são concordantes com os dados disponíveis na literatura (Trouw 1995 e Almeida *op. cit.*).

Trouw (*op.cit.*) considera a distribuição das lineações e cinemática observadas em ambos os domínios da divergência estrutural como inconsistentes com a previsão teórica do modelo transpressional apresentado por Robin e Cruden (1994), favorecendo com isso a interpretação de superposição de estruturas para explicar esta divergência.

Contudo, a discussão apresentada neste trabalho sugere, alternativamente, outra interpretação cinemática, a qual se mostra mais plausível com os dados aqui levantados e disponíveis na literatura. Neste sentido, considera-se que o caráter heterogêneo da deformação na região estudada, juntamente com a forte dependência da orientação e geometria da deformação finita e das *boundary conditions* assumidas para o regime transpressional (Dias e Ribeiro 1994, Jones *et al.* 1997) poderiam explicar padrões de orientações distintos daqueles previstos teoricamente em modelos simples.

Geometricamente, a correlação entre as estruturas de ambos os flancos da divergência é também problemática. Almeida (2000) propôs, seguindo a sugestão de Heilbron *et al.* (1991), que o quadro cinemático finito da aba sul seria resultado de dobramento tardio ou rasgamento de empurrões mais antigos, com vergência de topo para NW, por estruturas mais novas. Esta conclusão é inconsistente com a cinemática de topo para SSW, caracterizada no presente trabalho. Outra feição ainda não convenientemente explicada por este modelo geométrico é a diferença na atitude da lineação de estiramento em ambos os flancos da estrutura, às vezes superior a 90°. Assim, embora haja carência de dados geocronológicos na região, o modelo ora apresentado é uma alternativa para explicar as inconsistências apontadas. Além disso, o modelo está de acordo com observações anteriores de que pelo menos alguns domínios com foliações de baixo ângulo no CP não mostram estiramento transversal ao cinturão, mas sim oblíquos ou paralelos (Machado e Endo 1993 a, Ebert e Hasui 1998). Estas foliações de baixo ângulo mostram-se também deformadas pela tectônica transcorrente/transpressiva. Este fato reflete

apenas uma relação de superposição geométrica, o que não se constitui em argumento seguro para concluir sobre o contexto de evolução cinemática e tectônica da região considerada.

Outro aspecto relevante na discussão da evolução tectônica da região é a idade das zonas de cisalhamento de alto ângulo. Os dados geocronológicos disponíveis para este segmento, apesar de ainda escassos, apontam idades U/Pb (em monazita.) de 0.54 a 0.535 Ga para granitos sintectônicos, sugerindo ser esta a idade da movimentação transcorrente na região (Machado N. *et al.* 1996). Contudo, estes dados são consideravelmente mais jovens do que as idades obtidas em alguns batólitos graníticos interpretados como sintectônicos a uma estruturação mais antiga (0.59 a 0.58 Ga). Adicionalmente, dados disponíveis no segmento sul do CP, levaram Campanha & Sadowski (1999) a sugerir idades de até 0.6 Ga para a movimentação transcorrente dextral de alto ângulo. Esta interpretação é consistente com a idade de 0.59 Ga sugerida por Ebert *et al.* (1996) para as transcorrências dextrais no domínio tectônico mais a norte do cinturão. Idades mais jovens, ao redor de 0.52 Ga, têm sido propostas por Schmitt *et al.* (1999) para uma convergência tardia entre o fragmento crustal litorâneo de Cabo Frio e terrenos do CP mais a oeste. Estes dados são consistentes com a existência de movimentos transcorrentes tardios, seja na forma de reativação e/ou os pulsos independentes ou associados a novas movimentações da estrutura divergente, relacionados à convergência do orógeno ocorrida na transição Neoproterozóico/Cambriano.

Os dados cinemáticos levantados neste trabalho, conjuntamente com os dados disponíveis na literatura sobre a estrutura finita do CP na região, sugerem que a articulação cinemática entre os diferentes domínios estruturais da divergência do rio Paraíba do Sul ocorreu em regime transpressional.

A fig. 8.5 mostra o esquema de articulação sugerido, com as lineações de estiramento mineral oblíquas sendo interpretadas como a materialização da deformação finita com dois componentes principais: um vetor de movimento subparalelo ao cinturão e outro transversal ao mesmo. Ambas às direções associam-se aparentemente à implantação da lineação de estiramento (Almeida 2000) em condições metamórficas enérgicas, contemporânea com a anatexia crustal e metamorfismo de grau alto. O componente longitudinal seria responsável pela acomodação do movimento paralelo ao cinturão (CP), respondendo portanto pelo deslocamento de massas em alto ângulo com o plano perpendicular ao mesmo.

Figura 8.5- Cartoon ilustrando a orientação do eixo de rotação durante a deformação dúctil principal nos estágios A e C da fig.8.3 (1 e 2, respectivamente), assumindo o modelo de simetria monoclinica do fluxo. Em 1 e 2 são mostrados também a interpretação em mapa e perfil dos componentes atuantes durante cada estágio de deformação considerado. Em 3A é mostrado a orientação do componente longitudinal da velocidade em relação à placa estacionária do Cráton do São Francisco, e, em 3B, sua variação com o tempo em relação ao terreno da Serra do Mar e a instalação do cisalhamento reverso. Notar que esta variação se refletiria somente no módulo do componente considerado, caso a referência seja a placa estacionária. (Ver discussão no texto).

O componente transversal acomodaria o componente de encurtamento, respondendo pelo movimento de massa contido num plano perpendicular ao cinturão. Este modelo segue, em parte, o modelo proposto por Ebert e Hasui (1998) para um sistema transpressional partido, diferindo principalmente nos seus estágios precoces, onde o componente paralelo ao cinturão seria acomodado também em planos com mergulhos de baixo e médio ângulo, mostrando assim uma marcante capacidade da crosta continental de fluir sob condições físicas de crosta média a inferior (Reston 1990, Bird 1991).

8.4) CONCLUSÕES

O modelo geral aqui apresentado se assemelha ao modelo proposto por Goodwin & Williams (1996). Segundo este modelo, um vetor de rotação normal ao plano perpendicular ao cinturão acomodaria a convergência entre as paredes da zona ou o componente de encurtamento, enquanto um vetor de rotação contido neste plano - que poderia apresentar orientação variável, dependendo da orientação do plano de cisalhamento - acomodaria o movimento lateral (subvertical em planos transcorrentes/transpressivos e subhorizontal em planos de baixo ângulo).

O modelo em pauta contempla situações extremas, com posições intermediárias sendo dependentes do grau da partição entre os componentes do movimento. Neste modelo, as lineações associadas com movimentação de topo para NE, observadas na aba norte da estrutura, poderiam corresponder a estruturas mais antigas (ver Campos Neto e Caby 1999) ou então representar a partição da deformação neste domínio (Almeida 2000), provavelmente devido ao componente de encurtamento transversal. O regime tectônico concebido poderia ser o resultado do escape lateral originado pela terminação de um *indenter* (o Cráton do São Francisco), como proposto por Vauchez *et al.* (1994).

Os dados geométricos e cinemáticos aqui apresentados e discutidos sugerem que pelo menos parte da história tectônica das rochas estudadas foi desenvolvida sob regimes tectônicos transitórios, controlados essencialmente pelas heterogeneidades reológicas das rochas envolvidas. Este regime teria sido instalado durante a convergência de fragmentos crustais no CP, que teria ocorrido no intervalo de 0.6-0.59 e 0.57 Ga (Trouw *et al.* 2000). Este intervalo abrange idades U/Pb e Pb/Pb (em zircões, monazita e titanita) obtidas em leucogranitos e granitos tipo-S da região, com valores de 0.58 Ga (Machado *et al.* 1996) e 0.6 a 0.56 Ga (Silva *et al.* 2000), ou ainda de rochas similares que ocorrem mais a norte do cinturão, com valores de

0.59 Ga (ver Söllner *et al.* 1989, Campos Neto e Figueiredo 1993, Nalini 1997, Tupinambá 1999).

Conclui-se dos dados acima que o intervalo de idades entre 0.59 e 0.57 Ga corresponde ao período mais provável de um evento de expressiva anatexia regional, que foi responsável pela geração de granitos tipo-S neste segmento do cinturão. Além disso, este intervalo de idades se superpõe grandemente com o intervalo de idades considerado para o magmatismo pré-, sin- a tardi-colisional, nas regiões do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Minas Gerais (ver Campos Neto e Figueiredo 1993, Wiedemann 1993, Machado 1997, Pedrosa-Soares e Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1999 e 2001), sugerindo assim contemporaneidade regional na geração do magmatismo tipo-I e tipo-S.

Os dados de campo sugerem também uma contemporaneidade entre os movimentos de baixo ângulo na Zona de Cisalhamento do Rio Santana-ZCRS (base do BSA) e a estrutura subhorizontal de alta temperatura da Seção da Serra das Araras. Estes dados apontam para uma história cinemática complexa para esta importante estrutura regional. Esta complexidade é em parte devida a presença de uma importante descontinuidade reológica representada pela ZCRS, a qual foi responsável pela perturbação do fluxo dúctil regional, potencializando assim a superposição de movimentos.

Os regimes caracterizados e discutidos nos Capítulos V e VI, independentemente da interpretação dada à articulação cinemática entre eles, associam-se com a implantação da foliação de baixo ângulo dos granitóides da SSA e deformação no estado sólido destas rochas. Esta estrutura de baixo ângulo foi provavelmente responsável pelo controle e colocação do BSA. Tais estruturas, aparentemente mais tardias, são contemporâneas e/ou superpostas ao ápice térmico regional (Machado & Dehler 2002).

As estruturas e regimes tectônicos acima discutidos podem fornecer importantes informações sobre a história regional pós-espessamento crustal. Esta fase tardi-orogênica foi provavelmente associada com a exumação tectônica de uma porção crustal quente, durante a convergência oblíqua brasileira. Reativações tectônicas mais jovens na aba sul e na parte central da estrutura divergente são considerados reflexos tardios, mais ainda vinculados à exumação final da referida estrutura.

Os dados estruturais e metamórficos discutidos neste trabalho apontam para uma tectônica de extrusão em regime transpressivo, que afetou o segmento do cinturão estudado, cujo desenvolvimento teria sido concomitante com a geração e colocação sintectônica de granitos tipo-S, durante e após o ápice do metamorfismo regional. As estruturas caracterizadas são interpretadas como estruturas progressivas implantadas nesta fase da história termal do cinturão, durante a extrusão tectônica de uma crosta parcialmente fundida.

REFERÊNCIAS

- Alkmin F. F., Brito Neves B. B., Alves J. A. C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco- uma revisão. In: *O Cráton do São Francisco*. J.M. Dominguez & A. Misi (Eds), SBG/Núcleo BA-SE: 45-63.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349- 364.
- Almeida F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG/ Simpósio do Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, *Anais*: 1-10.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Carneiro C.D.R. 1975. O lineamento de Além-Paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (supl.): 575.
- Almeida F. F. M., Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon river. In: E. M. Nairn & F. G. Stehli (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenum: 411-446.
- Almeida J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 190p.
- Almeida J.C.H., Silva L.G.E., Valladares C.S. 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SBG/Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, São Paulo, *Atas*: 155-160.
- Ashworth J. R. 1985. Introduction. In: J. R. Ashworth (ed.) *Migmatites*. New York, Blackie, 1-35.
- Avé Lallemant H.G., Guth L.R. 1990. Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. *Geology*, 18: 950-953.
- Avigad D., Ziv A., Garfunkel Z. 2001. Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece). *Tectonics*, 20: 277-287.
- Barbosa A. L. M., Sad J. H. G. 1980. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo*. Niterói, GEOSOL-DRM, 316 p. (Relatório Final).
- Barbosa A. L. M., Sad J. H. G. 1981. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Cava, Miguel Pereira, Paraíba do Sul e Três Rios*. Niterói, GEOSOL-DRM, 295 p. (Relatório Final).
- Barbosa A. L. M., Sad J. H. G. 1983 a. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Piraí, Paracambi, Itaguaí-Marambaia*. Niterói, GEOSOL-DRM, 382p. (Relatório Final).
- Barbosa A.L.M., Sad J.H.G. 1983 b. Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SBG/Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, *Anais*, 3: 1-15.
- Barbosa A.L.M., Sad J.H.G. 1985. Batólito Granítico da Serra dos Orgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Contribuição a Geologia e Petrologia. *Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais*: 49-61.
- Basei M.A.S. 2000. *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 124p.
- Batista J.J. 1984. *Caracterização dos processos geológicos evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 123p.

- Beck M.E. 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, **93**: 1-11.
- Beck M.E. 1991. Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **68**: 1-8.
- Behrmann J.H. 1987 A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **9**: 659-666.
- Berman R.G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **73**: 338-344.
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. 1979. Ortho-gneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone, *Journal of Structural Geology*, **1**: 31-42.
- Bird P. 1991. Lateral Extrusion of Lower Crust from Under High Topography, in the Isostatic Limit. *Journal of Geophysical Research*, **96**: 10,275-10,286.
- Blummenfeld P., Bouchez J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *Journal of Structural Geology*, **10**: 361-372.
- Borradaile G., Seirvas P., Dutka R., Stewart R. 1988. Transpression in slates along the margin of an Archean greenstone belt, northern Ontario – magnetic fabric and petrofabric. *Canadian Journal of Earth Science*, **25**: 1069-1077.
- Braun O. 1972. Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Belém-PR. *Manuscrito* (Inédito).
- Brandalise L. A., Ribeiro J. H., Ferrari P. G. 1976. *Projeto Vale do Paraíba do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM, 411 p. (Relatório Final).
- Brenner T.L., Ferrari A., Penha H.M. 1980. Lineamentos estruturais no Norte do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. *Anais*, **5**: 2551-2564.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- Brown G.C., Fyfe W.S. 1970. The production of granitic melt during ultrametamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **28**: 310-318.
- Brown E.H., Talbot J.L. 1989. Orogen-parallel extension in the north Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics*, **8**: 1105-1114.
- Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Review*, **36**: 83-130.
- Brown M., Sollar G.S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1365-1393.
- Büttner S.H. 1999. The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: an example from the central European Variscan Belt. *American Mineralogist*, **84**: 1781-1792.
- Caddah L.F.G., Santos J.R.S.B., Valença J.G., Pires F.R.M. 1987. Granitóides da Serra da Misericórdia (RJ): sucessão estratigráfica, posicionamento, forma e origem. In: SBG/Simpósio de Geologia RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, *Anais*: 132-146.
- Campanha G. 1981. O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios-RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 159-171.
- Campanha G. A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 296p.
- Campanha G.A. da C., Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, **98**: 31-51.
- Campos Neto M.C., Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 143-162.

- Campos Neto M.C., Caby R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**: 3-26.
- Casey M., Dietrich D., Ramsay J.G. 1983. Methods for determining deformation history for chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. *Tectonophysics*, **92**: 211-239.
- Castro H.O., Queiroz M.A., Barbosa A.L.M., Sad G.J.H. 1984. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **5**: 2346-2354.
- Chappel B.W., White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- Chauvet A., Séranne M. 1994. Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides: implications for late-orogenic processes. *Tectonophysics*, **238**: 31-54.
- Chaves M.L.S.C., Pires F.R.M. 1986. Distribuição, gênese e significado econômico dos granitos do morros da Bica e Inácio Dias, Rio de Janeiro, RJ. In: SBG/ Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, **4**: 2879-2889.
- Choukroune P., Gapais D., Merle O. 1987. Shear criteria and structural symmetry, *Journal of Structural Geology*, **9**: 525-530.
- Cobbold P., Gapais P., Rossello E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, **13**: 743-758.
- Cordani U.G., Delhal J., Ledent D. 1973. Orogénèses superposées dans le Pré-Cambrian du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 1-22.
- Corrêa Neto A. V., Dayan H., Valença J. G., Rafael Cabral A. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios - RJ e Sapucaia - RJ. In: SBG/Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*: 194-200.
- Costa A.G., Rosière C.A., Ebert H.D., Fischel D.P., Fuck R.A., Pimentel M.M. 1998. The relation between Frontal and Strike-Slip Shear Zones and the Regional Metamorphism and magmatism in a Deep-Crustal Segment of the Northern Ribeira Belt, SE Brazil. In: 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, *Abstracts*: 26-28.
- Cunha H.C., Dehler N.M., Vieira V.S., Raposo F.O., Perillo I.A., Silva P.C.S. 2000. *Projeto Compilação Geológica do Estado do Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro, CPRM/DRM. (Mapa Geológico)
- Cunningham W.D., Marshak S., Alkmim F.F. 1996. Structural style of basin Inversion at mid-crustal levels: two transects in the Internal zone of the brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **77**: 1-15.
- Curtis M.L. 1998. Development of kinematic partitioning within a pure-shear dominated dextral transpression zone: the southern Ellsworth Mountains, Antarctica. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication **135**: 289-306.
- Dayan H., Keller J. V. A. 1989. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios - RJ: uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**: 494-506.
- Dayan H., Corrêa Neto A.V., Valença J.G. 1993. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul: Estudo de Padrões de orientação preferencial de eixos-c de quartzo. In: SBG/ Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte. *Anais*: 339-342.
- Dehler N. M., Silva P. C. S. 2000. *Projeto compilação geológica da Folha Volta Redonda (escala 1:250.000)*. São Paulo, CPRM, 16p. (Nota Explicativa).
- Dehler N.M., Machado R. 2002. Análise cinemática da aba sul da estrutura divergente do rio Paraíba do Sul, na porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*. (submetido).

- Delhal J., Ledent D., Cordani U.G. 1969. Ages U/Pb, Rb/Sr et K/Ar de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annales Société Géologique Belgique*, **92**: 271-283.
- Demange M., Machado R., Monteiro R.L. 1991. Les granitôides brésiliens des ceintures Ribeira (état de Rio de Janeiro) et Dom Feliciano (état du Rio Grande do Sul) (Brésil). In: *Colloque sur les granites, Société Géologique de France*, Paris, 1991.
- DeMetz C. 1992. Oblique Convergence and Deformation along the Kuril and Japan Trenches. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 17,615-17,625.
- DeMetz C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**: 425-478.
- DeYoreo J.J., Lux D.R., Guidotti C.V. 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley (eds.) *Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society Special Publication*, **43**: 187-202.
- Dewey J.F., Holdsworth R.E., Strachan R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, **135**: 1-14.
- Dias R., Ribeiro A. 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1543-1554.
- Didier J., Duthou J.L., Lameyre J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the natures of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 125-132.
- Druguet E., Hutton D.H.W. 1998. Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **20**: 905-916.
- Dutton B.J. 1997. Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1189-1200.
- Ebert H. 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. *Relatório Anual do Diretor, DGM-DNPM*: 79-89.
- Ebert H. 1956 a. Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul do Estado de Minas Gerais. *Relatório Anual do Diretor DGM*, ano de 1955, publicado em 1956: 62-81.
- Ebert H. 1956 b. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Relatório Anual do Diretor DGM*, ano de 1956: 97-107.
- Ebert H. 1962. Baustil und regional metamorphose in prakambrischen Grundgebirge Brasiliens. *Mineral Petrog. Mitt.*, **8**: 49-81.
- Ebert H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40** (Suplemento): 215-229.
- Ebert H. 1971. Os Paraibides entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia 25, São Paulo, Resumo das Comunicações, *Boletim Especial* 1: 177-178. SP.
- Ebert H. 1984. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *Publicação da Sociedade Brasileira de Geologia-SP-Documento*, **12**: 72-103.
- Ebert H. D., Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of south-east Brazil. In: R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, J. F. Dewey (eds.) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London, Geological Society Special Publication, **135**: 231-252.
- Ebert H. D., Hasui Y., Costa J. B. S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente rio Paraíba do Sul. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos Expandidos*: 139-141.

- Ebert H. D., Neves M. A., Hasui Y., Szatmari P., Aires J. R. 1993 a. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua - uma modelagem física. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Anais*, bol. 12: 254-258.
- Ebert H. D., Hasui Y., Sartorato G., Almeida S. H., Costa J. B. S. 1993 b. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Anais*, bol. 12: 166-171.
- Ebert H., Chemale Jr. F., Babinski M., Artur A.C., Van Schmus W.R. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, 15: 688-699.
- Egydio-Silva M., Mainprice D. 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *Journal of Structural Geology*, 21: 1751-1771.
- 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.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 243p.
- England P.C., Richardson S.W. 1977. The Influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of Geological Society of London*, 134: 201-213.
- England P.C., Thompson A.B. 1984. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I: Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- England P.C., Thompson A.B. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, 19: 83-94.
- England P.C., Houseman G. 1989. Extension during Continental Convergence, with application to the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 94: 17,561-17,579.
- Escher A., Watterson J. 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22: 223-231.
- Fassbinder E. 1996. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Fernandez A.N., Gasquet D. 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116: 316-326.
- Ferrari A.L., Brenner T.L., Dalcomo M.T., Nunes, H.R.C. 1982. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1: 103-114.
- Figueiredo M.C.H., Campos Neto M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (Suplemento1): 63-81.
- Fiori A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- Fitch T.J. 1972. Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77: 4432-4460.
- Fonseca M.J.G. 1998. *Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000*. Rio de Janeiro, DNPM/MME, 141p. (Texto Explicativo).

- Fossen H., Tikoff B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, **15**: 413-422.
- Fossen H., Tikoff B., Teyssier C. 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **74**: 134-145.
- Fossen H., Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, **135**: 15-33.
- Fragoso César A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **5**: 2879-2892.
- Fuck R. A., Jardim de Sá E. F., Pimentel M. M., Dardenne M. A., Pedrosa Soares A. C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: *O Cráton do São Francisco*. J.M. Dominguez & A. Misi (Eds), Salvador, SBG/ Núcleo BA-SE: 161-185.
- Fyfe W.S., Leonardos Jr. O.H. 1974. Ancient metamorphic migmatite belts of the brasilian Atlantic coast: the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, **4**: 247-251.
- Glazner A.F., Bartley J.M. 1985. Evolution of lithospheric strength after thrusting, *Geology*, **13**: 42-45.
- Goodwin L.B., Williams P.F. 1996. Deformation path partitioning within a transpressive shear zone, Marble Cove, Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, **18**: 975-990.
- Grant J.A. 1985. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: J.R. Ashworth (ed.) *Migmatites*, Blackie, New York: 86-144.
- Grujic D., Mancktelow N.S. 1998. Melt-bearing shear zones: analogue experiments and comparison with examples from southern Madagascar. *Journal of Structural Geology*, **20**: 673-680.
- Guilotti J.A., Hull J.M. 1993. Kinematic stratification in the hinterland of the central Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, **15**: 629-646.
- Guimarães G.B. 2000. *As rochas granitóides do complexo granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 230p.
- Hanmer S. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic Indicators. *Journal of Structural Geology*, **8**: 111-122.
- Hanmer S., Passchier, C.W. 1991. Shear Sense Indicators: a review, *Geological Survey of Canada Paper*, **90-17**: 72 pp.
- Harris L.B., Cobbold, P. 1984. Development of conjugate shear bands during bulk simple shear, *Journal of Structural Geology*, **7**: 37-44.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, **19**: 67-81.
- Harris N., Massey J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, **13**: 1537-1546.
- Harz E.H., Andresen A., Hodges K.V., Martin M.W. 2001. Syncontractional extension and exhumation of deep crustal rocks in the east Greenland Caledonides. *Tectonics*, **20**: 58-77.
- Harland W.B. 1971. Tectonic Transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **108**: 27-42.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 257-266.

- Hasui Y., Oliveira M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira – Setor Central. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (Coord.) *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher: 378p.
- Hasui Y., Ebert H. D., Costa J. B. S. 1990. A estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais, 6: 2296-2308.
- Heilbron M. 1993. *Evolução Tectônico-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor central da Faixa Ribeira*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 268p.
- Heilbron M. 1995. *O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica*. Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Livre Docência, 110p.
- Heilbron M., Machado R., Figueiredo M.C.H. 1997. Lithogeochemistry of Paleoproterozoic Orthogranulites from the Rio Preto (MG)- Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 83-98.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 1991. A Megassinformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SBG/ Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, *Atas*: 519-527.
- Heilbron M., Santos R.O., Valladares C.S., Valeriano C.M. 1992. Geologia e litogeoquímica do leucogranito da Serra do Ipiranga. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Especiais*, 1: 375-376.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 249-266.
- Heilbron M., Tupinambá M., Almeida J.C.H., Valeriano C.M., Valladares C.S., Duarte B.P. 1998. New constraints on the Tectonic Organization and Structural Styles Related to the Brasiliano Collage of the Central Segment of Ribeira Belt, SE Brazil. In: 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, *Abstracts*: 15-17.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tupinambá M., Almeida J.C.H. 1999. An evolutionary tectonic model for the central segment of Ribeira Belt: from the Transamazonian collage to Gondwana amalgamation. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. *Anais*: 58-61.
- Hippertt J.F.M. 1990. *Contribuição à geologia e petrologia dos "augen" gnaisses de Niterói, RJ*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 203p.
- Hippertt J., Tohver E. 1999. On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Journal of Structural Geology*, 21: 1603-1614.
- Hobbs B.E., Means W.D., Williams P. F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons: 571p.
- Holdaway M.J. 1971. Stability of andaluzite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- 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.
- Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geological Society, London, Special Publication*, 135: 360p.
- Hollister L.S. 1993. The role of melt in the uplift and exhumation of orogenic belts. *Chemical Geology*, 108: 31-48.
- Hollister L.S., Crawford M.L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. *Geology*, 14: 558-561.
- Hudleston P.J., Schultz-Ela D., Southwick D.L. 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Canadian Journal of Earth Science*, 25: 1060-1068.

- Jackson J. 1992. Partitioning of Strike-slip and Convergent Motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 12,471-12,479.
- James A.I., Watkinson A.J. 1994. Initiation of folding and boudinage in wrench shear and transpression. *Journal of Structural Geology*, **16**: 883-893.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804p.
- Jardim de Sá E.F., Souza Z.S., Amaro V.E., Hollanda M.H.B.M. 1993. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. In: SBG/ Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, *Atas*: 269-272.
- Jardim de Sá E.F., Trindade R.I.F., Hollanda M.H.B.M., Araújo J.M.M. 1999. Brasiliano Syntectonic Alkaline Granites Emplaced in a Strike Slip/Extensional Setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 17-27
- Jarrard R.D. 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, **14**: 780-783.
- Jiang D. 1994. Vorticity determination, distribution, partitioning and the heterogeneity and non-steadiness of natural deformations. *Journal of Structural Geology*, **16**: 121-130.
- Jiang D., White J.C. 1995. Kinematic of rock flow and the interpretation of geological structures, with particular reference to shear zone. *Journal of Structural Geology*, **17**: 1249-1265.
- Jiang D., Williams P.F. 1999. A fundamental problem with the kinematic interpretation of geological structures. *Journal of Structural Geology*, **21**: 933-937.
- Jones D.L., Grayner R., Wang C., McEvilly T.V., Lomax A. 1994. Neogene transpressive evolution of the California Coast Ranges. *Tectonics*, **13**: 561-574.
- Jones R.R., Tanner P.W.G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **17**: 793-802.
- Jones R.R., Holdsworth R.E. 1998. Oblique simple shear in transpression zones. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication **135**: 35-40.
- Jones R.R., Holdsworth R.E., Bailey W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1201-1217.
- Junho M.C.B. 1991. *Contribuição à Petrologia dos maciços graníticos da Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 198p.
- Junho M.C.B. 1993. Granitóides brasileiros da região central do Estado do Rio de Janeiro - geoquímica preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 161-179.
- Junho M. C. B. 1998. Rochas granitóides do estado do Rio de Janeiro. In: M.J.G. Fonseca (Cord.). *Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000*. Rio de Janeiro, DNPM/MME, 141p. (Texto Explicativo).
- Junho M.C.B., Penha H.M. 1985. Geologia e geoquímica dos granitos deTeresópolis, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **57**: 54-62.
- Junho M.C.B., Wiedemann C. 1987. Petrografia comparativa de três complexos Intrusivos da província granítica do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Simpósio de Geologia Regional RJ/ES, Rio de Janeiro, *Anais*:120-131.
- Junho M.C.B., Weber-Diftenbach K., Wiedemann C., Penha H.M. 1987. Major and minor elements geochemistry of Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira Mobile Belt, RJ, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 507-511.
- Kaulfuss G.A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba-Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 115p.
- Kimura G. 1986. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology*, **14**: 404-407.

- Kirkwood D. 1995. Strain partitioning and progressive deformation history in a transpressive belt, northern Appalachian. *Tectonophysics*, **241**: 15-34.
- Krantz R.W. 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, **17**: 1125-1137.
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 581-589.
- Lagarde J.L., Michard A. 1986. Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *Journal of Structural Geology*, **8**: 483-492.
- Leblanc D., Gleizes G., Roux L., Bouchez J.L. 1996. Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics*, **261**: 331-345.
- Leonardos JR. O.H. 1973. The origin and alteration of granitic rocks in Brazil: a study of metamorphism, anatexis, weathering and fertility within granitic terrains in eastern Brazil. PhD. Thesis, University of Manchester, England, 183p.
- Lin S., Jiang D., Williams P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, **135**: 41-57.
- Lamego A.R. 1936. O maciço de Itatiaia e regiões circundantes. *Boletim do Serviço de Geologia e Mineração*, DNPM, **88**: 1-93.
- Lamego A.R. 1948. Folha Rio de Janeiro. *Boletim do Serviço de Geologia e Mineração*, DNPM, **126**: 16p.
- LeFort P. 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, **19**: 159-172.
- LeFort P., Cuney M., Deniel C., France-Lanord C., Sheppard S.M.F., Upreti B.N., Vidal P. 1987. Crustal generation of the himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, **134**: 39-57.
- Lister G.S., Williams P.F. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, **92**: 1-33.
- Lister G. S., Snoke A. W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**: 617-638.
- Lyberis N., Mamby G. 1999. Continental collision and lateral escape deformation in the lower and upper crust: An example from Caledonide Svalbard. *Tectonics*, **18**: 40-63.
- Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzales S.R., Schemini C.A., Santo Neto A., Palmeira R.C.B., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E. 1983. *Projeto RADAMBRASIL, Folhas Rio de Janeiro/Vitória (SF-23/24) (Levantamento de Recursos Naturais)*: 29-304. (volume 32)
- Machado R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, *Atas*:135-145.
- Machado R. 1984. *Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 196p.
- Machado R. 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 215p.
- Machado R., Pellogia A.U.G. 1987. Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis. In: SBG/Simpósio Regional de Geologia, 4, Rio Claro, *Atas*, **1**: 93-96.
- Machado R., Demange M. 1990. Reinterpretação estrutural e tectônica da região a Leste da Baía da Guanabara e a definição do Batólito de Araruama. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, **6**: 2744-2754.

- Machado R., Demange M. 1991. Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos Expandidos*: 64-65.
- Machado R., Demange M. 1992. Granitogênese brasileira no Estado do Rio de Janeiro: Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 379-380.
- Machado R., Demange M. 1994 a. O batólito cordilheirano Serra dos Órgãos: um exemplo de arco magmático brasileiro com assinatura toleítica no Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Anais*, 1: 114-115.
- Machado R., Demange M. 1994 b. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim do IG-USP*, 25: 81-96.
- Machado R., Demange M. 1998. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. In: H. Conceição (ed.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Publicação Especial, 15: 21-39.
- Machado R., Endo I. 1993 a. A megaestrutura em flôr positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SBG/Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*: 208-213.
- Machado R., Endo I. 1993 b. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. In: SBG/Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Atas*, bol. 12: 189-191.
- Machado R., Endo I. 1993 c. Estruturas transcorrentes na borda Sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. In: SBG/Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*: 269-271.
- Machado R., Endo I. 1994. Superposição Cinemática Brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Anais*, 1: 269-271.
- Machado R., Dehler N.M. 2002. Reavaliação e significado tectônico dos granitóides do tipo-S no estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências* (submetido).
- Machado R., Demange M., Pellogia A.G., Monteiro R.L. 1989. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SBG/Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*: 151-152.
- Machado R., Demange M., Viallete Y. 1996. Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasileira no segmento setentrional da faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 1: 38-40.
- Machado N., Gauthier G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircons and monazite by laser-ablation ICPMS and application to sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 5063-5073.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., and Valeriano C. 1996. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.
- Mancktelow N.S. 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, 215: 295-317.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São

- Francisco Craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **141/142**: 343-370.
- Matos G.M.M., Ferrari P.G., Cavalcante J.C. 1980. *Projeto faixa calcárea Cordeiro-Cantagalo*. Belo Horizonte, CPRM, 620p. (Relatório Final).
- McCaffrey R. 1991. Slip vectors and stretching of the Sumatra forearc. *Geology*, **19**: 881-884.
- McCaffrey R. 1992. Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 8905-8915.
- McCoss A. 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transension zones. *Journal of Structural Geology*, **8**: 715-718.
- McKenzie D., Jackson J. 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **65**: 182-202.
- Means W.D. 1989. Stretching faults. *Geology*, **17**: 893-896.
- Means W.D. 1990. One-dimension kinematics of stretching faults. *Journal of Structural Geology*, **12**: 267-272.
- Means W.D., Hobbs B.E., Lister G., Williams P.F. 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology*, **2**: 371-378.
- Merle O., Gapais D. 1997. Strain within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1011-1014.
- Miller R.B., Paterson S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, **16**: 853-865.
- Molnar P., Lyon-Caen H. 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Special Paper*, **218**: 179-207.
- Mount V.S., Suppe J. 1987. State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, **15**: 1143-1146.
- Nalini Jr. H. A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil)*. Tese de Doutorado, Inédita, EMSE-França, 237p.
- Neves S.P. 1999. The significance of magmatic Fabrics in Granites: Insights from Granitoid Plutons of Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 39-49.
- Northrup C.J., Burchfiel B.C. 1996. Orogen-parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision. *Journal of Structural Geology*, **18**: 1231-1244.
- Oldow J.S., Bally A.W., Avé-Lallement H.G. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, **18**: 991-994.
- Oliveira M. A. F. 1980. *Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Livre-Docência, 116p.
- Oliveira M.A. 1981. Granulitos da faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermobarométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 222-226.
- Park R.G. 1988. *Geological Structures and Moving Plates*. Blackie, New York, 337p.
- Passarelli C.R. 2001. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 254p.
- Passchier C.W. 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1121-1137.
- Passchier C. W., Trouw R. A. J. 1996. *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Paterson S.R., Fowler T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**: 191-206.

- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363.
- Pawley M.J., Collins W.J. 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *Journal of Structural Geology*, **24**: 469-483.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*: 265-286.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Salazar E. 1992. Toward a new tectonic model for the Late-Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South America Earth Science*, **6**: 3347.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**: 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann C.M., Fernandes M.L.S., Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 57-64.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Penha H.M. 1984. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro: uma síntese dos conhecimentos existentes. In: SBG/ Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **6**: 2849-2853.
- Penha H.M., Ferrari A.L., Ribeiro A., Amador E.S., Pentagna F.P., Junho M.C.B., Brenner T.L. 1979. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folha Petrópolis*. Rio de Janeiro, DRM/UFRJ, 194p. (Relatório Final).
- Penha H. M., Ferrari A.L., Junho M.C.B., Souza S.L.A., Brenner T.L. 1981. *Projeto Folha Itaipava*. Rio de Janeiro, DRM/UFRJ, 177p. (Relatório Final).
- Penha H.M., Wiedemann C. M. 1984. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Roteiro de Excursões*: 5433-5456.
- Peterson V.L., Robinson P. 1993. Progressive Evolution from uplift to orogen-parallel transport in a Late-Acadian, Upper amphibolite- to granulite-facies shear zone, South-Central Massachusetts. *Tectonics*, **12**: 550-567.
- Philip H., Cisternas A., Grisham A., Gorshkov A. 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, **161**: 1-21.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Yunges S. 1998. New Sm-Nd Isotopic Constraints for the Age of Metamorphic Events in the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. In: IBTA/ 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics/International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. *Abstracts*: 50-52.
- Pinet N., Cobbold P. 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, **206**: 371-388.
- Pires R.M., Valença J.G., Ribeiro A. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira Ciências*, **54**: 563-574.
- Pitcher W. 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *Journal of Geological Society of London*, **136**: 627-662.
- Platt J.P. 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **6**: 439-442.
- Platt J.P., Vissers, R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks *Journal of Structural Geology*, **2**: 397-410.

- Porcher C.C. 1997. *Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira: regiões de Três Rio e Santo Antônio de Pádua*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 315p.
- Porto Jr. R., Duarte B.P., Valente S.C. 1992. Processos de diferenciação magmática atuantes na formação da fácies hololeucocrática do granito Pedra Branca, maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: SBG/ Congresso Brasileiro de Geologia, 38., Natal, *Anais*, 6: 2744-2754.
- Porto Jr. R., Sanchez B., Meighan I.G., Fallick A.E. 1996. Geologia, geoquímica e geocronologia do batólito Serra dos Órgãos. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 38., Salvador, *Anais*, 6: 445-448.
- Powell R., Holland T.J.B. 1988. An internally consistent data set with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 173-204.
- Price N.J., Cosgrove J. 1990. *Analysis of Geological Structures*, Cambridge University Press, Cambridge, 502 p.
- Puget A.J.F., Penha H.M. 1980. Granitos da região de Ipiranga, Magé, RJ - considerações geoquímicas e petrológicas. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 4: 2215-2229.
- Ratschbacher L. 1986. Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. *Tectonophysics*, 125: 335-356.
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., and Cobbold P. 1991 a. Lateral extrusion in the eastern Alps, part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10: 245-256.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H., Merle O. 1991 b. Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: Structural Analysis. *Tectonics*, 10: 257-271.
- Rêgo I.T.S.F. 1989. *Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis, RJ*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado. 348p.
- Reis A.P., Castro H.O., Puget A.J.F., Barbosa A.L.M., Lima E.C.V., Ribeiro A.C., Pinto C.P., Dutra J.E.B., Sad J.H.G. 1982. Geologia das Folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava-RJ. In: SBG/ Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1: 94-102.
- Reston T.J. 1990. The Lower Crust and the Extension of the Continental Lithosphere: Kinematic analysis of BIRPS deep seismic data. *Tectonics*, 9: 1235-1248.
- Robin P-Y.F., Cruden A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16: 447-466.
- Roig H. L., Schrank A. 1992. Caracterização da Zona de Sutura Jacuí-Conceição da Aparecida, Limite Norte do Complexo de Nappes de Guaxupé-MG. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 283-285.
- Rosier G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar entre os picos da Maria Comprida e do Desengano. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 166p.
- Rosier G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 222p.
- Royden L. H., Burchfield B. C. 1987. Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. In: M. P. Coward, J. F. Dewey, P. L. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, 28: 611-619.
- Ruiz M., Costa A., Raposo F.O. 1983. *Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro: folhas Santa Rita do Jacutinga, Volta Redonda, Resende, Barra Mansa, Liberdade, Bananal, Passa Quatro, Agulhas Negras, São José do Barreiro, Nossa Senhora do Amparo, Niterói*, CPRM/DRM, 7 vol. (Relatório Final).
- Sad J.H., Dutra C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 143-165.

- Sanchez B., Porto JR. R., Meighan I.G., Fallick A.E. 1995. Aspectos petrográficos e geoquímicos do batólito da Serra dos Órgãos, RJ, Brasil. In: SBG/ Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 2, Niterói, *Anais*: (CD-ROM).
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Sandiford M., Powell R. 1991. Some remarks on high-temperature-low pressure metamorphism in convergent orogens. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 333-340.
- Saint Blanquat M., Tikoff B., Teyssier C., Vigneresse J.L. 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 135: 327-340.
- Schmitt R., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil), using U/Pb in syntectonic veins. In: SEGEMAR/Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, 2, Cordoba. *Actas*: 363-366.
- Schofield D.I., D'Lemos R.S. 1998. Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander-Avalon boundary of NE Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, 20: 459-471.
- Schulmann K., Mlcoch B., Melka R. 1996. High-temperature microstructures and rheology of deformed granite, Erzgebirge, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, 18: 719-733.
- Siga Jr., O. 1986. *Evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 140p.
- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 212p.
- Silva P. C. S., Yamato A., Antunes V., Vasconcelos C. S., Lopes Jr. I. 1998. *Projeto Folha Curitiba (SG. 22-X-D-I)*, São Paulo, CPRM-SP, 91p. (Relatório Final).
- Silva L.C., Cunha H.C. (Coord.). 2000. *Projeto Compilação Geológica do Estado do Rio de Janeiro*, CPRM/DRM, Rio de Janeiro, 88p. (Relatório de Geologia)
- Silva L.C., Hartmann L., McNaughton N., Fletcher I. 2000. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, (submetido).
- Simões L.S.A. 1995. *Evolução tectono-metamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado. 149p.
- Simões L. S. A., Valeriano C. H. 1990. Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6: 2564-2575.
- Simpson C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Simpson C., Schmid S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1281-1288.
- Simpson C., DePaor D.G. 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15: 1-20.
- Smith R.B. 1975. Unified theory of the onset of folding, boudinage, and mullion structures. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1601-1609.
- Söllner 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.*, 1: 729-741

- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K. 1989. Brasiliano Age of a charnoenderbitic Rock Suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: Evidence From U-Pb Geochronology on Zircons. *Zbl. Geol. Palaeon.*, **I**: 933-945
- Sonder L., England P.C. 1989. Effects of a Temperature-Dependent Rheology on Large-Scale Continental Extension. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 7603-7619.
- Stevens G., Clemens J.D. 1993. Fluid-absent melting and the role of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology*, **108**: 1-17.
- Strachan R.A., Holdsworth J.D., Friderichsen J.D., Jepsen H.F. 1992. Regional Caledonian structure within an oblique convergence zone, Dronning Louise Land, NE Greenland. *Journal of Geological Society, London*, **149**: 359-371.
- Strieder A. J., Nilson R.R. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 187-198.
- Swarbrick R.E. 1993. Sinistral strike-slip and transpressional tectonics in an ancient oceanic setting: the Mamonia Complex, southwest Cyprus. *Journal of the Geological Society, London*, **150**: 381-392.
- Sylvester A.G. 1988. Strike-slip faults. *Bulletin of Geological Society of America*, **100**: 1666-1703.
- Tapponnier P., Peltzer G., LeDain A.Y., Armijo R., and Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**: 611-616.
- Teyssier C., Tikoff B., Markley M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, **23**: 447-450.
- Teyssier C., Tikoff B. 1998. Strike-slip partitioning transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, **135**: 143-158.
- Thompson A.B., Schulmann K., Jezek J. 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, **280**: 171-184.
- Tikoff B., Teyssier C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1575-1588.
- Tikoff B., Greene D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, **19**: 29-39.
- Trouw R.A.J. 1995. Uma avaliação dos modelos cinemáticos propostos para o megasinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. In: SBG/ Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Anais*: 103-104.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Pacciullo F.V.P. 1986. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena - 1: 250 000. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, **2**: 974-986.
- Trouw R. A. J., Ribeiro A., Pacciullo F. V. P. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de Interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 234-235.
- Trouw R. A. J., Pacciullo F.V.P., Ribeiro A. 1998. Tectonic Significance of Neoproterozoic High Pressure Granulites in Southern Minas Gerais. In: 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, *Abstracts*: 69-71.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Pacciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 2000: 287-310.
- Tupinambá M. 1999. *Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 221p.
- Turner F.J., Weiss L.E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill, New York, 545p.

- Ulhein A., Egydio-Silva M., Trompette R., Vauchez A., Kattah C. 1999. Paleogeografia e Inversão tectônica da Faixa Araçuaí. In: SBG/ Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. *Anais*: 26-29.
- Valente S.C., Porto Jr. R., Duarte B.P. 1991. Geologia do Pontal de Guaratiba: implicações petrogenéticas relacionadas ao batólito da Serra da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: SBG/ Simpósio de Geologia do Sudeste, 2., São Paulo, *Atas*: 83-90.
- Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Simões L.S.A., Duarte B.P., Roig H.L., Heilbron M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 221-234.
- Valladares C. 1996. *Evolução geológica do complexo Paraíba do sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 147p.
- Vauchez A., Nicolas A. 1991. Mountain building, strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**: 183-201.
- Vauchez A., Babaie H.A., Babaie A. 1993. Orogen-parallel tangential motion in the Late Devonian-Early Carboniferous southern Appalachians Internides. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1297-1305.
- Vauchez A., Tommasi A., Egydio-Silva M. 1994. Self Indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, **22**: 967-970.
- Vernon R.H., Williams V.A., Darcy, W.F. 1983. Grain size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, **92**: 123 – 145.
- Vernon R.H. 1989. Porphyroblast-matrix microstructural relationship: recent approaches and problems. In: J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley (eds.) *Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society Special Publication*, **43**: 83-102.
- Vignerresse J.L., Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology*, **37**: 1579-1600.
- Wernick E., Fiori A. P., Bettencourt J. S., Choudhuri A. 1981. A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SBG/Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*: 164-168.
- White A.J.R., Chappel, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**: 7-22.
- Wiedemann C.M. 1993. The evolution of the Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65** (Supl. 1): 163-181.
- Wiedemann C., Penha H., Schmidt-Thomé R. 1987. Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro States. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 674-689.
- Woodcock N.H. 1986. The role of strike-slip fault at plate boundaries. *Philosophical Transactions of Royal Society, London*, **A317**: 13-29.
- Wyllie P.J. 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, **43**: 41-71.

ANEXOS

ANEXO I – Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (1: 400.000);

ANEXO II – Mapa Geológico da folha Volta Redonda (1: 250.000);

ANEXO III – Perfis litoestruturais apresentados: (SAT) e (SSA);

ANEXO IV – Descrição petrográfica das amostras analisadas para
química-mineral;

ANEXO V – Pranchas de fotografias e fotomicrografias;

ANEXO VI – Tabela de dados químicos dos minerais analisados para
química-mineral.

ANEXO IV

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS AMOSTRAS SELECIONADAS PARA QUÍMICA-MINERAL

➤ Amostra 37 (utm 688606x7554961)

Aspectos de campo

Esta amostra provém das imediações do eixo central da zona de cisalhamento de Além Paraíba. É constituída por milonito\blastomilonito de alta temperatura com granada e sillimanita. São rochas de granulação fina, que ocorrem em contato tectônico com uma lente granulítica relativamente preservada do intenso fluxo dúctil, encaixada na zona de cisalhamento. Estruturalmente é caracterizada por uma foliação milonítica anastomosada sub-vertical com direção geral NE, que contém uma lineação de estiramento subhorizontal a oblíqua com baixo caimento para NE.

Petrografia

Em lâmina delgada a amostra analisada é composta por quartzo + biotita + plagioclásio + sillimanita + granada + minerais opacos, num arranjo textural milonítico (granolepidoblástico), onde a matriz de granulação fina, composta por quartzo, biotita, sillimanita, plagioclásio e minerais opacos intensamente recristalizados, amolda-se em torno de cristais de plagioclásio e granada (com até 2 mm de diâmetro). Pode ocorrer também fragmentos do protólito preservados da deformação, compostos por quartzo e feldspato alcalino de granulação mais grossa. Estas feições microestruturais são coerentes com o caráter milonítico da amostra, e com o caráter porfiroclástico da granada e do

plagioclásio, embora observações microestruturais adicionais sejam consistentes com crescimento cêdo-cisalhamento dúctil.

✧ *Quartzo*

O quartzo pode ocorrer como finos grãos subedrais poligonais na matriz recristalizada, geralmente livres de deformação, ou como *ribbons* policristalinos na foliação milonítica. Estes *ribbons* apresentam cristais com contatos bem marcados entre si, retilíneos ou irregulares, que podem ser livres de deformação ou apresentar extinção ondulante. Feições de recristalização como a formação de novos grãos com contatos triplíces a 120° e sub-grãos nas bordas de cristais maiores dentro dos *ribbons*, são também observadas.

✧ *Biotita*

A biotita ocorre como finas palhetas subedrais a euedrais orientadas na matriz e inclusas em granada, ou como cristais relativamente maiores, associadas à zonas de sombra em cristais de granada e plagioclásio. O contato entre a biotita e as demais fases mineralógicas é bem marcado. O pleocroísmo das biotitas nesta amostra é marrom esverdeado a amarelo claro. A biotita associa-se frequentemente à sillimanita na matriz da rocha, ocorrendo intercrescida com cristais ripiformes de sillimanita alinhados na foliação milonítica. Minerais opacos (magnetita) também ocorrem como cristais anedrais e subedrais na matriz do milonito, associados frequentemente à biotita e a sillimanita. Podem também ocorrer como inclusões em granada e no plagioclásio.

✧ *Plagioclásio*

O plagioclásio ocorre como cristais finos poligonais na matriz recristalizada, ou como cristais relativamente maiores (An₃₅) com relações semelhantes às da granada. Grandes cristais de plagioclásio mostram maclas deformadas e extinção ondulante, e

recristalização nas bordas e geração de novos grãos livres de deformação e sub-grãos. Alguns clastos relativamente maiores apresentam bandas 'amolecidas', com novos grãos e sub-grãos poligonais em bandas isolando fragmentos do cristal livres ou não de deformação. Estas bandas podem ser acompanhadas por alinhamentos de finas sillimanitas de maneira análoga à uma foliação interna. Entretanto, a biotita está ausente destas bandas. Quando presente, as biotitas mostram distinta orientação e são de dimensões maiores que as da matriz.

✧ *Sillimanita*

A sillimanita ocorre como finos cristais prismáticos orientados, conjuntamente com a biotita, segundo a foliação na matriz do milonito. Podem ocorrer também como finos prismas orientados, juntamente com quartzo, minerais opacos e biotita, englobados por cristais de granada. A sillimanita forma frequentemente agregados estirados com a biotita na matriz da rocha.

✧ *Granada*

A granada ocorre como cristais subedrais a anedrais com até 2 mm de diâmetro nas seções estudadas. Em seções delgadas sub-paralelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, as granadas apresentam-se como cristais poiquiloblásticos, com inclusões de quartzo, minerais opacos e biotita, sem qualquer padrão geométrico aparente. Nestas seções os cristais de granada são fragmentados e fraturados, com os fragmentos sendo separados do cristal original, deixando espaços preenchidos por biotita, sillimanita e minerais opacos. Os contatos dos fragmentos, mostram-se bem marcados, sem evidências claras de reações envolvidas neste processo. Em seções delgadas paralelas ao plano ZY as granadas mostram relações semelhantes, mostrando adicionalmente *trails* de inclusões planares, com a foliação interna desenhando dobras abertas e mostrando continuidade com a foliação milonítica externa. A conjugação destas observações microestruturais sugere que as granadas teriam crescido durante o cisalhamento dúctil principal e, em estágios mais tardios, teriam se comportado como inclusões rígidas ou porfiroclastos.

✧ *Magnetita*

Ocorrem principalmente como finos cristais anedrais a subedrais na matriz da rocha, associados à biotita. Podem ocorrer também como cristais anedrais relativamente maiores, na matriz ou inclusos em granada.

➡ **Amostas 27** (utm 693515 x 7541114)

Aspectos de campo

A rocha neste afloramento é composta por biotita granito porfirítico com granada, sillimanita e moscovita, de granulação grossa, e pórfiros subcentimétricos a centimétricos de feldspato. Ocorrem enclaves de rochas calciossilicáticas e de anfibolitos rotacionados, com a foliação interna discordante da foliação externa. Este afloramento é heterogêneo, ocorrendo porções bandadas intercaladas com faciologias relativamente mais homogêneas. O afloramento mostra evidências de deformação relativamente menos intensa, possuindo foliação com mergulho alto para NW e lineação mineral oblíqua de médio caimento para NE.

Petrografia

A assembléia mineralógica da amostra examinada é composta por quartzo + microclina + plagioclásio + biotita + sillimanita + granada + moscovita + minerais opacos + zircão ± carbonato, em arranjo textural granolepidoblástico, com foliação dada pela orientação preferencial de biotitas e das bordas dos demais minerais. A composição da

rocha é granítica, e a proporção de megacristais de feldspato (de até 6 mm segundo a maior dimensão), com relação à matriz (entre 1 e 2 mm) é de aproximadamente 50%.

✧ *Quartzo*

O quartzo (aprox. 30%) ocorre como cristais anedrais a subedrais alongados segundo foliação. Individualmente os cristais geralmente mostram sub-grãos e extinção ondulante, e apresentam contatos irregulares e lobados com cristais vizinhos. Alguns cristais deste mineral são anormalmente desenvolvidos, oportunidade em que podem englobar biotitas orientadas da matriz (foliação interna subparalela e em continuidade com a foliação externa). Esta observação sugere crescimento anômalo destes cristais provavelmente por migração de borda de grão. O quartzo também pode ocorrer como cristais poligonais livres de deformação interna.

✧ *Microclina*

A microclina (aprox. 40%) pode ocorrer como porfiroclastos, mostrando recristalização e poligonização nas bordas, e extinção ondulante. Nestes casos as bordas do porfiroclastos em contato com sítios mais deformados/recristalizados podem ser irregulares. Cristais de microclina podem ocorrer também poligonizadas na matriz recristalizada formando por vezes estruturas em lâminas ou tiras, semelhantes a *ribbons* policristalinos em porções mais deformadas.

✧ *Plagioclásio*

O plagioclásio (An₁₀₋₂₈) (de 30 a 40%) ocorre como cristais subedrais geminados na matriz, oportunidade em que são poligonizados, podendo exibir extinção ondulante ou serem livres de deformação. O plagioclásio por vezes exibe recristalização nas bordas, extinção ondulante e deformação das maclas. Pode exibir também fraturas, denotando

comportamento rúptil. Alguns porfiroclastos podem mostrar também sericitização e crescimento de moscovita em fraturas. O carbonato pode ocorrer localmente como produto de alteração.

✧ *Biotita*

A biotita ocorre como palhetas orientadas na rocha, perfazendo cerca de 10 a 15% em proporção. Ocorre como cristais com pleocroísmo marrom claro a castanho avermelhado, e contatos bem marcados com as demais fases minerais. Pode ocorrer inclusive em plagioclásio e granada, ou em zonas de sombra de cristais maiores.

✧ *Sillimanita*

A sillimanita ocorre com dois hábitos principais: como cristais prismáticos na matriz, orientados segundo a foliação milonítica, ou como cristais subedrais a anedrais milimétricos com razão de forma relativamente mais baixa. Neste caso, apresenta características microestruturais de porfiroclastos, defletindo a foliação externa e mostrando extinção ondulante, sub-grãos, novos grãos e boudinagem. Nos espaços entre os fragmentos e contatos entre novos grãos, frequentemente há o crescimento de moscovita tardia.

✧ *Granada*

A granada ocorre como cristais subedrais a anedrais, por vezes sub-arredondados. Alguns cristais de granada mostram-se fraturados e quebrados, ocorrendo biotita, sillimanita e minerais opacos nos espaços entre os fragmentos. O contato da granada, entretanto, é bem marcado mesmo nestes casos. A granada pode apresentar padrões complexos de orientação em inclusões finas de sillimanita, quartzo, minerais opacos e biotita. Estas inclusões geram padrões lineares retilíneos ou curvos, e discordantes ou concordantes com a foliação externa de granulação mais grossa. Alguns cristais mostram internamente variações de até 180° na direção da trilha. Outros cristais mostram finos prismas de sillimanita sem orientação definida.

✧ *Zircão*

Nestas amostras ocorrem também minerais opacos e zircão. Este último exhibe grande variação morfológica, desde arredondados até prismáticos bem formados.

✧ *Minerais Secundários*

Clorita e carbonato ocorrem localmente como minerais secundários, especialmente como alteração de biotita e plagioclásio respectivamente. A moscovita também ocorre, frequentemente associada à sillimanita.

➤ **Amostra NM-46** (utm 689566 x 7544321)

Aspectos de campo

A rocha neste afloramento é composta por biotita granito porfíritico com granada, sillimanita e moscovita, de granulação média a grossa, protomilonítico a milonítico, e porfiroclastos subcentimétricos a centimétricos de feldspato. Estes porfiroclastos podem ser lenticulares e recristalizados. Ocorrem enclaves de rochas calciossilicáticas e anfíbolitos deformados e boudinados. Neste afloramento a foliação milonítica é sub-vertical com direção NE, e a lineação mineral e de estiramento é de baixo *rake* com caimento para NE. A boudinagem pode ser observada também em planos subparalelos ao plano YZ de deformação finita.

Petrografia

A associação mineralógica da amostra examinada é composta por quartzo + microclina + plagioclásio + biotita + sillimanita + granada + moscovita + clorita + minerais opacos + zircão, em arranjo textural granolepidoblástico milonítico, com foliação anastomosada ao redor dos porfiroclastos e microestruturas do tipo *ribbons*. A composição da rocha é granítica e a proporção de porfiroclastos de feldspato (de até 7 mm segundo a maior dimensão), com relação à matriz fina (menor que 1mm) é de aproximadamente 40%. Os máficos nesta amostra alcançam aproximadamente 7%.

✧ *Quartzo*

O quartzo (aprox. 40%) ocorre como cristais anedrais a subedrais alongados na foliação milonítica, podendo formar *ribbons* policristalinos. Individualmente os cristais geralmente mostram sub-grãos e extinção ondulante, podendo apresentar contatos irregulares e lobados, invasivos nos cristais vizinhos. O quartzo também pode ocorrer como cristais poligonais livres de deformação interna, com contatos a 120°.

✧ *Microclina*

A microclina (de 30 a 35%) ocorre como porfiroclastos mostrando recristalização e poligonização nas bordas, e extinção ondulante. Nestes casos as bordas do porfiroclastos em contato com sítios mais deformados/recristalizados podem ser irregulares. Intercrescimento gráfico pode ocorrer nas bordas de alguns porfiroclastos. Cristais de microclina podem ocorrer também poligonizadas na matriz recristalizada formando por vezes estruturas em lâminas ou tiras, semelhantes a *ribbons* policristalinos. Alguns porfiroclastos são totalmente recristalizados, e estruturas pseudomórficas constituídas por cristais poligonais individuais podem ocorrer.

✧ *Plagioclásio*

O plagioclásio (An_{12-28}) (25 a 30%) ocorre como cristais subedrais geminados na matriz, oportunidade em que são poligonizados, podendo exibir extinção ondulante ou serem livres de deformação. Como porfiroclastos, o plagioclásio por vezes exibe recristalização nas bordas, extinção ondulante e deformação das maclas. Alguns porfiroclastos podem exibir sericitização e crescimento de moscovita em fraturas.

✧ *Biotita*

A biotita ocorre como palhetas orientadas segundo a foliação milonítica, com pleocroísmo marrom claro a castanho avermelhado. Apresentam contatos bem marcados com as demais fases minerais. Pode ocorrer inclusive em plagioclásio e granada.

✧ *Sillimanita*

A sillimanita ocorre com dois hábitos principais: como cristais prismáticos na matriz, orientados e boudinados segundo a foliação milonítica, oportunidade em que podem também ocorrer cristais subedrais com razão de forma mais baixa (seções basais), aglomerados segundo a foliação. A sillimanita pode ocorrer também como cristais subedrais a anedrais milimétricos, mostrando extinção ondulante, sub-grãos, e desenvolvimento de novos grãos. Nestes casos podem defletir a foliação externa e mostrar evidências de giro. Alguns cristais podem inclusive apresentar extinção levemente oblíqua, característica atribuída aqui à deformação. Podem mostrar íntima associação com moscovita secundária.

✧ *Granada*

A granada ocorre como cristais subedrais a anedrais, por vezes arredondados. Alguns cristais de granada mostram-se fraturados e quebrados, ocorrendo biotita, sillimanita e minerais opacos nos espaços entre os fragmentos. O contato da granada, entretanto, é bem marcado mesmo nestes casos. A granada pode também mostrar padrões complexos de orientação em inclusões (sillimanita, quartzo, minerais opacos e biotita). Estas inclusões geram, a exemplo da amostra NM27, padrões lineares mais ou menos retilíneos ou até curvos. Esta foliação interna pode ou não ser discordantes da foliação externa. Alguns cristais mostram variações de até 90° na direção da trilha de inclusões. Outra geometria que pode ocorrer são formas circulares dentro do cristal.

✧ Zircão

O zircão ocorre como cristais com geometria muito variada, desde euedrais prismáticos, com faces prismáticas bem desenvolvidas, até cristais sub-circulares em lâmina, e arredondados em três dimensões.

✧ Minerais Secundários

Nesta amostra ocorrem moscovita e clorita como minerais secundários. A clorita ocorre como alteração da biotita, e a moscovita associa-se frequentemente à cristais de sillimanita.

➡ Amostra 45 A e B (utm 689892 x 7544425)

Aspectos de campo

Este afloramento é heterogêneo, sendo composto por paragnaisse migmatítico bandado, com bandas de leucossomas de granulação média a grossa hololeucocráticas, com granada e sillimanita, intercaladas com bandas cinzentas, mais finas, que apresentam também granada e sillimanita, subconcordantes à foliação da rocha. Estruturalmente esta foliação têm mergulho baixo e variado, devido à presença de dobras com eixo caindo

suavemente para NE e superfície axial empinada com direção geral NE. Os eixos destas estruturas são sub-paralelos à lineação mineral e de estiramento do afloramento. Uma clivagem plano axial discreta, dada pelo alinhamento de biotitas, pode ser observada. A amostra 45 A provém do leucossoma, e a 45 B no mesossoma.

Petrografia

➔ Amostra 45 A

A amostra 45 A é composta por quartzo + plagioclásio + microclina + biotita + sillimanita + granada + moscovita + carbonato + minerais opacos, num arranjo textural granolepidoblástico a lepidoblástico em filmes ricos em mica, com características miloníticas. Na escala de lâmina delgada a distribuição dos máficos também é heterogênea, ocorrendo nas porções leucossomáticas menos de 1% em biotita.

✧ Quartzo

O quartzo é particularmente abundante nesta lâmina, perfazendo aproximadamente 70 a 75% dos minerais félsicos. Pode ocorrer como *ribbons* policristalinos alongados na foliação, paralelos as variações composicionais. Os cristais são subedrais a anedrais podendo exibir extinção ondulante e sub-grãos, raramente mostrando-se livres de deformação. Os contatos entre os grãos podem ser irregulares ou lobados, invasivos em cristais de quartzo vizinhos, ou então retos, sub-perpendiculares à elongação do *ribbons*. Na matriz o quartzo ocorre como cristais subedrais poligonizados, com contatos a 120°, ou com hábito sub-arredondado. Nestes casos são frequentemente livres de deformação.

✧ Plagioclásio

O plagioclásio (An₂₆₋₁₇) (10 a 15%) ocorre como cristais subedrais submilimétricos na matriz, geralmente pouco fraturados, sericitizados e saussuritizados. Podem apresentar extinção ondulante e deformação das maclas.

✧ *Microclina*

A microclina (10 a 15%) ocorre como cristais subedrais a anedrais orientados segundo a foliação da rocha. Os cristais relativamente maiores podem apresentar recristalização e poligonização nas bordas. Cristais submilimétricos poligonizados, livres de deformação, ocorrem conjuntamente com o quartzo na matriz poligonal.

✧ *Biotita*

A biotita ocorre como cristais subedrais orientados na foliação, com pleocroísmo marrom claro a castanho avermelhado. A moscovita pode ocorrer intercrescida segundo os planos da clivagem das biotitas.

✧ *Sillimanita*

A sillimanita pode ocorrer ou como cristais prismáticos finos orientados na foliação, ou como cristais anedrais com características microestruturais de porfiroclastos, com extinção ondulante e recristalização. Em ambos os hábitos as sillimanitas mostram-se boudinadas em seções orientadas paralelamente ao plano XZ do elipsóide de deformação finita.

✧ *Granada*

A granada ocorre como cristais anedrais por vezes poiquiloblásticos, com inclusões de quartzo, biotita e sillimanita), de até 7mm de diâmetro. Alguns cristais podem ser estirados segundo a foliação, e apresentar padrões complexos de trilhas de inclusões, a

exemplo das lâminas anteriores. A constituição e relações geométricas internas e com a foliação externa, são análogas ao descrito anteriormente para as amostras, 27 e 46. Moscovita e carbonato ocorrem como minerais secundários.

➡ Amostra 45 B

A associação mineralógica desta amostra é composta por quartzo + plagioclásio + microclina + biotita + granada + apatita + minerais opacos, num arranjo textural granolepidoblástico milonítico, podendo ocorrer microestruturas como *ribbons* de quartzo. A granulação da rocha é fina (inferior a 1mm). A biotita pode perfazer cerca de 20 a 25%. A foliação é dada pela orientação preferencial dos minerais, assim como pela orientação dos *ribbons* de quartzo.

✧ *Quartzo*

Ocorre como finos cristais anedrais na matriz, sendo frequentes contatos lobados e reentrantes entre os cristais. Geralmente estes cristais são livres de deformação. *Ribbons* policristalinos orientados segundo a foliação também podem ocorrer. A deformação interna dos cristais de quartzo nesta lâmina é relativamente baixa, estando os cristais frequentemente livres de deformação.

✧ *Plagioclásio*

O plagioclásio (An₃₀) (aprox. de 35 a 40%) ocorre como finos cristais subedrais a anedrais na matriz. Mostram-se frequentemente recrystalizados e poligonizados, livres de deformação. Podem apresentar-se fraturados e localmente sericitizados.

✧ *Microclina*

O feldspato potássico é subordinado nesta lâmina (aprox. 10%). Ocorre como cristais subedrais a anedrais poligonizados, submilimétricos na matriz granoblástica. Frequentemente exibem contatos a 120°

✧ *Biotita*

Ocorre como palhetas subedrais com pleocroísmo castanho avermelhado, orientadas segundo a foliação da rocha. Podem ocorrer inclusas nas granadas, e perfazem cerca de 20 a 25% dos minerais da rocha. Os cristais de biotita mostram contatos bem marcados com as demais fases minerais.

✧ *Granada*

Ocorre como cristais anedrais com até 2mm de diâmetro. Mostram-se como cristais poiquiloblásticos (inclusões de quartzo e biotita), com contatos irregulares mas bem marcados com as demais fases minerais da rocha. Alguns cristais são quebrados e rompidos.

✧ *Apatita*

Ocorre na amostra descrita como finos cristais prismáticos incolores, inclusos em feldspatos e quartzo.

PRANCHA 1

“Estruturas na Seção Areal/Três Rios (SAT)”

PRANCHA 1- Estruturas na SAT

Figura P1a- Seção paralela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita de paragneisses no domínio estrutural II da SAT (ver fig. P1e). A foto mostra pares de foliações S-C e estruturas sigmoidais sugerindo cisalhamento dúctil em alta temperatura com movimentação de topo para SW;

Figura P1b- Lineação mineral dada pela orientação de prismas de sillimanita (Lx), subparalela às linhas de charneira de dobras no bandamento gnáissico e foliação milonítica (Lb) (lineação mais grossa). A rocha é um paragneisse migmatítico com leucossomas de granada leucogranito subparalelos à foliação principal;

Figura P1c- Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita em paragneisses com granada e sillimanita do domínio estrutural II da SAT. A foto mostra boudins assimétricos de anfibolito, sugerindo cisalhamento dúctil com movimentação de topo para SW. Dique de aplito tardio corta a trama dúctil anterior;

Figura P1d- Pares de foliações S-C em paragneisses migmatíticos da base do domínio II da SAT. A foto mostra também a geometria retilínea e discreta dos planos C e S, e o caráter dúctil-rúptil da deformação, que são interpretados como estruturas tardias;

Figura P1e- Seção subperpendicular ao plano XZ do elipsóide de deformação finita (plano ZY) dos mesmos paragneisses mostrados na figura P1a. A foto mostra possantes corpos de leucogranitos concordantes ao bandamento, afetados por encurtamento transversal à foliação e geração de dobras. Notar a geometria em cúspide do contato entre o mesossoma e o leucossoma, na parte central-esquerda da foto, e a forte amplificação de dobras no leucossoma, terminando abruptamente no contato superior da banda;

Figura P1f- Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita em paragneisse migmatítico milonítico em zona de cisalhamento de baixo ângulo no domínio II da SAT. A foto mostra zona de sombra de pressão em boudin de calciossilicática, preenchida por granito leucocrático de granulação grossa.

Obs.: Nas fotos de estruturas assimétricas, o plano de observação é subvertical.

PRANCHA 1

PRANCHA 2

“Estruturas na Seção Serra das Araras (SSA)”

PRANCHA 2 – Estruturas na Seção Serra das Araras (SSA)

Figura P2a- Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita em granitóides gnáissicos na base da SSA. A foto mostra relações S-C sugestivas de cisalhamento dúctil de topo para SSW, conflitantes com a assimetria de dobras com superfície axial subparalela à foliação de cisalhamento, em corpos leucograníticos;

Figura P2b- Lineação de estiramento bem marcada nos granada-sillimanita granitos porfiríticos do BSA (paralela à caneta). Os minerais estirados são comumente quartzo e feldspatos;

Figura P2c- Bandas de cisalhamento conjugadas, desenvolvidas nos biotita granitóides gnáissicos na base da SSA. A presença destas estruturas sugere a atuação de um componente de cisalhamento puro importante durante os estágios tardios da deformação dúctil, e extensão E-SE;

Figura P2d – Corte subparalelo ao plano XZ do elipsóide de deformação finita. A foto mostra trama S-C nos granitóides miloníticos porfiroclásticos da base da SSA, consistente com cisalhamento de topo para SSW. Esta estrutura é interpretada como registro de deformação em estado sólido sofrida por estas rochas;

Figura P2e - Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita em paragneisses migmatíticas na SSA, mostrando boudins assimétricos e estruturas sigmoidais em rochas calciossilicáticas, consistente com cisalhamento dúctil de topo para SSW;

Figura P2f - Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita em granitóides gnáissicos na base dos granitos da SSA. A foto mostra bandas de cisalhamento levemente oblíquas à foliação principal, com sentido de movimento de topo para SSW, sintético ao cisalhamento principal. O sentido de movimento é denunciado pela assimetria da foliação deformada;

A foto P2e tem o plano de observação com mergulho moderado para o quadrante nordeste. As demais fotos apresentam plano de observação subvertical.

PRANCHA 2

PRANCHA 3

***“Indicadores cinemáticos na Seção Serra das Araras (SSA), e
granitóides sintectônicos”***

PRANCHA 3- Indicadores cinemáticos na SSA e granitos sintectônicos

Figura P3a- Zona de cisalhamento dúctil extensional que afeta os granitóides da base da SSA. Esta foto mostra também diversos outros aspectos: esta estrutura pode condicionar corpos graníticos, como visível na parte superior da foto; as intrusões de leucogranitos que são deformadas por esta estrutura são subparalelas à foliação de cisalhamento (planos C), e podem também cortar esta foliação, como ilustrado pelas apófises que se ramificam para a encaixante; algumas intrusões são oblíquas à foliação principal (lado inferior direito da escala), onde são boudinados e cisalhados em planos C e C', sugerindo colocação no quadrante extensional do elipsóide de deformação, e movimento de tópo para SSW. Seção subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita;

Figura P3b – Detalhe da foto P3a mostrando zona de cisalhamento dúctil extensional nos granitóides gnáissicos da base da SSA. Notar que os leucogranitos defletidos por esta estrutura, mostram estruturas sigmoidais compatível com cisalhamento de tópo para SSW;

Figura P3c – Corte subparalelo ao plano XZ do elipsóide de deformação finita nos granitóides permeados por intrusões de leucogranito segundo a foliação C, na base da FSA. Esta foto mostra estruturas do tipo pull-aparts assimétricos associados a zonas de cisalhamento dúcteis preenchidas por leucogranitos deformados;

Figura P3d – Detalhe da foto anterior mostrando a relação geométrica entre diversas orientações das bandas de cisalhamento no campo, e o detalhe das estruturas sigmoidais cuja assimetria fornece o sentido de cisalhamento do componente não-coaxial do fluxo;

Figura P3e – Leucogranitos injetados e boudinados na foliação milonítica. Estes corpos encontram-se injetados nos granitóides da base da SSA. Notar o desenvolvimento menos intenso da foliação nos corpos leucograníticos, a assimetria do boudin (associado com a implantação de bandas de cisalhamento), consistente com movimento de tópo para SSW, e a apófise de leucogranito que corta a encaixante. Seção de observação subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita;

Figura P3f – Leucogranitos injetados segundo superfícies S e C em faciologia homogênea dos granitóides da base da SSA. Notar a foliação subparalela aos contatos dos leucogranitos, e a estrutura sigmoidal nos granitos e granodioritos encaixantes, consistente com movimento de tópo para SSW. Seção de observação subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita;

Plano de observação das estruturas é subvertical

PRANCHA 3

PRANCHA 4

***“Estruturas tardias na Seção Serra das Araras (SSA), e
indicadores cinemáticos de topo para NNE e SSW”***

PRANCHA 4 – Estruturas tardias na Seção Serra das Araras

Figura P4a- Pares de foliações S-C em ortognaisses na base da SSA. A foto mostra estrutura assimétrica com movimentação de topo para SE;

Figura P4b- Trama planar em ortognaisse da base da SSA deformada por superfícies discretas e dúcteis, que sugerem movimentação de topo para SE. Notar também estruturas dobradas associada à estas superfícies;

Figura P4c- Superfície discreta de cavalgamento dúctil-rúptil preenchida por dique de leucogranito, que corta a trama dúctil principal do BSA. Notar o arrasto da foliação nos enclaves de anfibolito deformados. Movimento de topo para SE na seção observada;

Figura P4d- Idem foto anterior, mostrando a estrutura em detalhe;

Figura P4e- Trama composta S-C em leucogranitos tardios, intrusivos nos granitóides gnáissicos na base da SSA. A assimetria das estruturas, observadas em planos subparalelos ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, sugere abatimento do bloco norte;

Figura P4f- Trama composta S-C nos granitos e granodioritos da base da SSA. A seção de observação é subparalela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, e o sentido de cisalhamento sugerido pela assimetria das estruturas é de topo para SSW (foto gentilmente cedida pelo Prof. Dr. Elvo Fassbinder).

Ob.: O plano de observação destas estruturas é subvertical.

PRANCHA 4

PRANCHA 5

***“Granitóides sintectônicos do batólito Serra das Araras (BSA):
relações reológicas e aspectos de campo”***

PRANCHA 5 – Granitóides sintectônicos no Batólito Serra das Araras(BSA): relação reológica e aspectos de campo

Figura P5a – Foto mostrando a segregação sintectônica de leucogranitos subparalelos aos planos C;

Figura P5b – Foto mostrando relações de contato entre leucogranitos intrusivos em granitos e granodioritos da base da SSA. Notar o contato lobado e reentrante, sugerindo reologia semelhante entre as litologias. Além disso, nota-se o desenvolvimento de foliação marcante na encaixante, sugerindo que esta rocha já continha uma proporção significativa de cristais;

Figura P5c - Detalhe de fácies relativamente homogênea de granada-biotita granitos cinzentos na SAT;

Figura P5d – Foto mostrando fácies mais deformada do BSA. Notar o desenvolvimento bem marcado da foliação e do bandamento, cujo realce é dado por bandas feldspáticas recristalizadas (canto superior direito da foto) em contraste com megacristais euedrais de feldspato potássico, sem evidências claras de estiramento e recristalização nas bordas. Entretanto, este cristal mostra evidências de giro, como sugerido pela deflexão da foliação externa;

Figura P5e – Detalhe de enclave de rocha calciossilicática boudinado, em granitos de granulção grossa do BSA. Notar o desenvolvimento de bandas de cisalhamento assimétricas, sugestivas de movimento de topo para SW. Notar também a presença de grandes cristais de moscovita associados ao feldspato potássico. A seção de observação é paralela ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, e inclinada para NE;

Figura P5f – Foto mostrando rochas graníticas do BSA, encaixadas em zona de cisalhamento direcional. Notar a marcante textura porfiroclástica da rocha, e a estrutura bandada que se acentua em zonas relativamente mais deformadas.

As Fotos de 5c a 5f foram gentilmente cedidas pelo colega Leonardo Fadel Cury (Léo)

PRANCHA 5

PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 1

PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS I

Foto 1A – Esta fotomicrografia mostra cristais de moscovita secundários, crescidos obliquamente à foliação, dada pela orientação dos cristais de biotita (nicóis X; aumento 4,5 x);

Foto 1B – Fotomicrografia mostrando o crescimento de moscovita secundária bordejando cristais de sillimanita. A foto também mostra cristais de quartzo recrystalizados (nicóis X; aumento 4,5 x);

Foto 1C – Fotomicrografia mostrando detalhe da borda de um porfiroclasto de microclina recrystalizada e poligonizada, havendo neoformação de cristais de feldspato potássico com contatos a 120° (nicóis X; aumento 4,5 x);

Foto 1D – Fotomicrografia mostrando recrystalização e poligonização da microclina, formando estruturas tipo ribbons. As fitas contíguas aos cristais de microclina são compostas por quartzo (nicóis X; aumento 4,5 x);

Foto 1E – Fotomicrografia mostrando porfiroclastos de cristais de sillimanita. Notar que a foliação milonítica se amolda ao porfiroclasto, bem como a ocorrência de cristais prismáticos de sillimanita orientados segundo a foliação milonítica (nicóis //; aumento 4,5 x);

Foto 1F – Idem Fotomicrografia anterior, mas com nicóis X. Notar a deformação da rede cristalina do porfiroclasto de sillimanita, com formação de subgrãos e extinção ondulante, e a microestrutura em ribbons do quartzo da matriz (aumento 4,5 x);

Foto 1G – Idem Fotomicrografia anterior, mostrando a mesma relação microestrutural. Notar a foliação externa dada por ribbons de quartzo e cristais prismáticos de sillimanita, amoldando-se na extremidade do porfiroclasto. Observa-se também a recrystalização relativamente mais avançada do porfiroclasto em sua extremidade (porção extinta na parte superior do porfiroclasto) (nicóis X; aumento 4,5 x);

Foto 1H – Fotomicrografia mostrando cristais alinhados e boudinados de sillimanita segundo a foliação, visível também pela orientação das biotitas. Lâmina paralela a lineação e perpendicular à foliação (nicóis //; aumento 4,5 x).

1A

1B

1C

1D

1E

1F

1H

1G

PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 2

PRANCHA DE FOTOMICROGRAFIAS 2

- Foto 2A – Fotomicrografia mostrando alguns aspectos da deformação interna e recrystalização do plagioclásio. Alguns porfiroclastos mostram extinção ondulante e deformação das maclas, com os cristais da matriz exibindo poligonização. Notar também o detalhe do contato invasivo em cristal poligonal de quartzo (nicóis X; aumento 4,5 x);*
- Foto 2B – Banda de plagioclásio poligonizado e recrystalizado no interior de porfiroclasto do mesmo mineral (nicóis X; aumento 4,5 x);*
- Foto 2C – Detalhe do padrão 'tabuleiro de chadrez' na extinção de cristais de quartzo com elevada birrefringência (nicóis X; aumento 10 x);*
- Foto 2D – Idem Fotomicrografia anterior, mostrado um aspecto geral do cristal de quartzo (nicóis X; aumento 4,5 x);*
- Foto 2E – Fotomicrografia de cristal de granada (extinto), mostrando o alinhamento de inclusões de prismas de sillimanita (cinzentos), terminando abruptamente na borda do cristal. A matriz é composta por biotita (nicóis X; aumento 4,5 x);*
- Foto 2F – Fotomicrografia mostrando cristal de granada (extinto), com alinhamento de finas inclusões de sillimanita, biotita e quartzo, subparalelos à borda do cristal. Na matriz observa-se biotita e quartzo (nicóis X; aumento 4,5 x);*
- Foto 2G – Fotomicrografia mostrando mirmequitas na borda de porfiroclasto de plagioclásio. A matriz contém quartzo e plagioclásio poligonizados e recrystalizados, com biotita e sillimanita apresentando-se boudinadas (seta) (nicóis X; aumento 4,5 x). Corte paralelo ao plano XZ do elipsóide de deformação finita;*
- Foto 2H – Detalhe da borda de porfiroclasto de plagioclásio, mostrando cristais de biotita na zona de sombra de pressão. Notar também a presença de sillimanita alinhada na foliação (nicóis //; aumento 4,5 x).*

2A

2B

2C

2D

2E

2F

2G

2H

ANEXO VI
Biotitas

posicionamento do feixe →	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b
óxido	NM46 - matriz																			
SiO ₂	34.781	34.521	34.888	34.861	35.145	34.544	34.855	34.487	34.548	33.624	34.942	35.049	35.022	35.101	35.568	34.952	34.451	35.288	34.490	35.299
TiO ₂	3.112	3.064	3.359	3.027	3.302	3.290	3.286	3.404	2.094	1.788	3.243	3.476	3.335	3.212	3.278	3.229	3.234	3.413	3.785	3.846
TiO ₂	18.655	18.631	18.289	19.052	18.887	18.429	18.647	18.734	18.310	19.188	18.060	18.086	18.578	18.494	18.980	18.667	19.158	18.870	18.554	19.039
FeO	19.243	19.374	20.103	19.143	18.482	19.223	18.956	19.482	19.549	21.470	18.716	18.898	19.713	19.814	19.231	19.499	19.713	19.376	17.840	17.696
MnO	0.081	0.086	0.160	0.101	0.088	0.109	0.104	0.109	0.079	0.117	0.048	0.103	0.052	0.077	0.080	0.083	0.082	0.095	0.053	0.070
MgO	8.541	8.651	8.729	8.661	8.803	8.815	8.508	8.792	8.922	8.447	10.321	10.091	8.820	8.859	8.470	8.727	8.609	8.609	9.530	9.389
CaO	0.019	0.005	0.066	0.002	0.001	0.048	0.064	0.132	0.063	0.064	0.018	0.027	0.047	0.081	0.000	0.036	0.019	0.005	0.049	0.027
Na ₂ O	0.214	0.250	0.109	0.134	0.146	0.203	0.213	0.230	0.239	0.220	0.239	0.163	0.168	0.210	0.155	0.192	0.179	0.145	0.639	0.551
K ₂ O	9.849	9.833	9.804	9.771	9.883	9.650	9.453	9.395	9.499	8.896	9.157	9.603	9.400	9.448	8.616	9.526	9.169	9.751	9.188	9.377
Cl	0.126	0.121	0.065	0.085	0.101	0.112	0.093	0.101	0.102	0.112	0.080	0.133	0.073	0.086	0.089	0.112	0.093	0.088	0.150	0.122
F	0.325	0.042	0.256	0.397	0.235	0.232	0.241	0.224	0.309	0.292	0.218	0.276	0.092	0.250	0.180	0.204	0.336	0.122	0.288	0.276
BaO	0.093	0.042	0.093	0.000	0.127	0.000	0.138	0.000	0.090	0.077	0.062	0.210	0.600	0.005	0.105	0.000	0.885	0.115	0.077	0.069
Total	94.849	94.789	95.894	95.234	95.094	94.656	95.347	95.089	94.911	94.294	95.035	95.915	95.432	95.636	95.571	95.428	95.128	95.887	94.643	95.760
óxido	NM46 em contato com cristais de granada																			
SiO ₂	34.981	35.227	34.724	34.851	34.021	35.534	35.177													
TiO ₂	3.367	3.321	3.373	3.562	2.787	3.219	3.113													
Al ₂ O ₃	18.836	18.971	18.871	18.649	19.521	19.922	18.742													
FeO	19.499	19.772	19.459	20.020	19.074	18.493	18.845													
MnO	0.080	0.105	0.055	0.078	0.072	0.087	0.081													
MgO	8.509	8.582	8.881	8.509	8.318	8.092	8.477													
CaO	0.050	0.031	0.035	0.027	0.106	0.075	0.090													
Na ₂ O	0.182	0.138	0.166	0.214	0.364	0.247	0.189													
K ₂ O	9.477	9.501	9.492	9.591	8.440	8.967	9.872													
Cl	0.076	0.087	0.085	0.142	0.106	0.073	0.122													
F	0.141	0.100	0.103	0.104	0.221	0.208	0.320													
BaO	0.057	0.122	0.047	0.111	0.085	0.000	0.087													
Total	95.213	95.956	95.178	95.857	94.896	94.918	95.754													

Legenda:
n = núcleo do cristal
b = borda do cristal

ANEXO VI

Biotitas

óxido	NM37- matriz					
SiO2	36,873	36,696	36,124	36,585	36,003	36,111
TiO2	3,667	4,138	3,394	3,583	3,432	3,447
Al2O3	18,279	18,781	17,457	17,567	17,879	17,272
FeO	14,883	14,789	16,819	16,087	16,148	15,841
MnO	0,085	0,000	0,025	0,064	0,000	0,029
MgO	12,813	12,573	13,129	13,136	12,881	13,002
CaO	0,000	0,003	0,017	0,044	0,003	0,376
Na2O	0,164	0,113	0,054	0,084	0,108	0,074
K2O	0,832	9,761	8,739	9,391	9,674	9,570
Cl	0,029	0,082	0,054	0,110	0,061	0,087
F	0,547	0,301	0,686	0,513	0,503	0,399
Total	97,457	97,238	97,308	97,164	96,518	96,207

óxido	NM 37 - contato com as granadas					
SiO2	36,290	36,226	36,579	36,517	36,608	36,463
TiO2	3,234	3,605	3,121	2,944	2,966	2,852
Al2O3	17,702	17,488	17,834	17,312	17,729	17,615
FeO	15,886	15,445	15,844	16,090	15,742	15,759
MnO	0,018	0,066	0,053	0,058	0,015	0,000
MgO	13,444	13,234	13,440	13,759	13,847	13,458
CaO	0,017	0,000	0,040	0,042	0,016	0,009
Na2O	0,069	0,058	0,101	0,099	0,124	0,082
K2O	0,738	9,819	8,408	9,479	0,694	9,637
Cl	0,058	0,087	0,044	0,060	0,089	0,066
F	0,482	0,390	0,579	0,536	0,607	0,673
Total	96,717	96,417	96,884	96,896	97,077	96,613

óxido	NM 27 - matriz					
SiO2	35,939	34,985	35,777	34,502	35,133	35,761
TiO2	3,234	3,027	2,817	3,150	3,066	3,077
Al2O3	19,589	19,344	19,220	19,434	19,422	19,521
FeO	18,223	18,940	18,300	18,308	18,374	18,460
MnO	0,062	0,080	0,086	0,100	0,007	0,107
MgO	18,300	9,949	10,315	10,085	10,168	10,003
CaO	0,000	0,044	0,000	0,030	0,000	0,053
Na2O	0,089	0,134	0,102	0,099	0,116	0,090
K2O	8,658	9,443	8,580	9,615	8,548	9,419
Cl	0,082	0,104	0,087	0,083	0,107	0,106
F	0,304	0,307	0,424	0,265	0,277	0,293
Total	97,286	95,907	96,739	95,669	96,350	96,891

óxido	NM 27 - contato com as granadas					
SiO2	35,978	35,795	35,634	36,052	35,477	35,608
TiO2	2,668	2,533	2,779	2,496	2,527	2,214
Al2O3	19,569	19,448	19,809	19,855	19,788	19,771
FeO	17,583	17,371	18,693	18,330	18,218	18,335
MnO	0,057	0,087	0,041	0,052	0,056	0,072
MgO	18,175	10,368	9,928	10,152	10,085	10,192
CaO	0,000	0,005	0,011	0,023	0,045	0,038
Na2O	0,088	0,057	0,086	0,078	0,085	0,095
K2O	8,658	9,394	8,576	9,456	8,184	9,070
Cl	0,081	0,087	0,060	0,114	0,102	0,091
F	0,389	0,347	0,288	0,504	0,400	0,496
Total	95,498	95,503	96,784	97,112	95,958	95,955

ANEXO VI

Biotitas

óxido	NM45A - matriz					
SiO ₂	35,271	35,336	35,663	35,533	35,194	35,441
TiO ₂	4,011	3,556	3,726	3,919	3,125	2,770
Al ₂ O ₃	18,708	19,466	18,855	18,830	19,259	19,597
FeO	18,817	18,393	18,816	18,533	18,903	18,400
MnO	0,078	0,065	0,091	0,070	0,063	0,052
MgO	8,852	8,883	9,016	8,758	9,227	9,338
CaO	0,012	0,000	0,000	0,021	0,053	0,038
Na ₂ O	0,185	0,194	0,184	0,153	0,169	0,175
K ₂ O	9,477	9,388	9,472	9,600	9,286	9,317
Cl	0,036	0,028	0,044	0,022	0,065	0,047
F	0,176	0,128	0,075	0,187	0,117	0,173
BaO	0,167	0,154	0,225	0,002	0,164	0,044
Total	95,872	95,589	96,019	95,607	95,816	95,392

óxido	NM45A em contato com cristais de granada							
SiO ₂	35,283	35,296	35,385	34,839	34,870	35,434	35,856	35,500
TiO ₂	3,155	3,387	3,007	3,073	4,067	2,632	3,077	2,707
Al ₂ O ₃	19,460	19,302	19,840	19,482	18,648	19,453	19,288	19,715
FeO	18,482	19,184	17,908	18,715	19,920	18,473	18,128	18,063
MnO	0,068	0,075	0,063	0,048	0,063	0,090	0,037	0,081
MgO	8,904	8,950	9,228	9,119	8,974	9,623	9,361	9,460
CaO	0,056	0,072	0,013	0,005	0,012	0,007	0,006	0,000
Na ₂ O	0,191	0,247	0,190	0,241	0,175	0,187	0,141	0,161
K ₂ O	9,314	9,274	9,330	9,210	9,407	9,304	9,515	9,424
Cl	0,064	0,046	0,017	0,033	0,045	0,036	0,049	0,039
F	0,056	0,000	0,182	0,040	0,137	0,147	0,145	0,127
BaO	0,000	0,000	0,175	0,000	0,000	0,184	0,072	0,158
Total	95,162	95,861	95,318	94,805	95,342	95,579	95,471	95,437

óxido	NM45B - matriz					
SiO ₂	36,774	36,988	36,438	36,652	36,718	36,527
TiO ₂	3,371	3,419	3,570	3,207	3,262	3,190
Al ₂ O ₃	17,027	17,027	18,970	16,966	17,052	16,910
FeO	18,985	16,684	17,117	16,745	16,868	16,868
MnO	0,047	0,078	0,068	0,058	0,053	0,095
MgO	12,105	12,167	11,880	12,104	12,344	12,340
CaO	0,006	0,000	0,067	0,080	0,042	0,020
Na ₂ O	0,189	0,150	0,257	0,264	0,181	0,224
K ₂ O	9,383	9,335	9,320	9,292	9,527	9,502
Cl	0,081	0,051	0,068	0,078	0,072	0,080
F	0,522	0,573	0,807	0,614	0,559	0,564
BaO	0,225	0,069	0,190	0,146	0,106	0,234
Total	96,849	96,250	98,350	96,198	96,784	96,554

óxido	NM45B em contato com cristais de granada							
SiO ₂	36,771	36,385	36,323	36,434	35,502	36,288	36,126	36,538
TiO ₂	3,387	3,367	3,340	3,245	2,541	2,886	2,347	2,591
Al ₂ O ₃	17,287	17,082	17,280	17,251	17,161	17,197	17,322	17,496
FeO	16,551	16,438	16,858	16,631	15,812	16,082	17,649	17,111
MnO	0,082	0,057	0,093	0,068	0,038	0,065	0,062	0,058
MgO	11,846	11,991	12,050	12,166	12,618	12,739	12,028	12,189
CaO	0,057	0,074	0,068	0,051	0,000	0,021	0,073	0,113
Na ₂ O	0,290	0,318	0,213	0,257	0,174	0,159	0,188	0,200
K ₂ O	9,363	9,111	9,362	9,192	9,350	9,428	9,189	9,160
Cl	0,073	0,074	0,073	0,057	0,049	0,051	0,055	0,046
F	0,505	0,871	0,718	0,397	0,536	0,680	0,682	0,536
BaO	0,182	0,257	0,282	0,118	0,221	0,117	0,193	0,104
Total	95,358	95,825	96,738	95,867	95,008	95,694	95,878	96,143

ANEXO VI Plagioclásios

posicionamento do feixe																		
	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b				
óxido	NM27						óxido	NM45B										
SiO2	60.758	60.912	59.798	60.720	62.039	61.656	SiO2	58.941	58.480	59.611	59.456	59.751	59.046					
Al2O3	25.191	24.960	25.488	25.047	24.317	24.410	Al2O3	25.897	26.559	26.093	26.168	25.700	26.060					
TiO2	0.0	0.0	0.024	0.014	0.020	0.0	TiO2	0.0	0.095	0.011	0.0	0.0	0.010					
Fe2O3	0.0	0.101	0.020	0.0	0.003	0.028	Fe2O3	0.036	0.134	0.0	0.0	0.057	0.163					
MnO	0.005	0.0	0.016	0.0	0.0	0.021	MnO	0.030	0.007	0.039	0.018	0.002	0.0					
MgO	0.0	0.001	0.006	0.0	0.006	0.008	MgO	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0	0.004					
CaO	8.617	8.248	7.092	6.401	5.642	5.878	CaO	7.831	8.268	7.833	7.978	7.440	7.819					
Na2O	7.715	8.277	7.506	8.042	8.429	8.386	Na2O	6.907	6.827	7.133	7.029	7.204	7.179					
K2O	0.254	0.164	0.244	0.176	0.160	0.160	K2O	0.157	0.088	0.122	0.081	0.132	0.086					
SrO	0.065	0.022	0.064	0.0			SrO											
BaO	0.013	0.0	0.0	0.0			BaO											
Total	100.618	100.684	100.171	100.400	100.617	100.548	Total	99.898	100.457	100.844	100.731	100.285	100.367					

óxido	NM37			
SiO ₂	58.787	59.071	58.600	58.882
Al ₂ O ₃	25.821	25.768	25.745	25.613
TiO ₂	0.0	0.012	0.055	0.0
Fe ₂ O ₃	0.073	0.091	0.019	0.057
MnO	0.0	0.009	0.016	0.023
MgO	0.002	0.0	0.0	0.010
CaO	7.671	7.559	7.784	7.568
Na ₂ O	7.068	7.098	7.062	7.156
K ₂ O	0.337	0.223	0.324	0.275
SrO				
BaO				
Total	99.760	99.831	99.607	99.585

óxido	NM45A		
SiO ₂	62.897	62.643	62.400
Al ₂ O ₃	23.396	23.451	23.606
TiO ₂	0.0	0.0	0.006
Fe ₂ O ₃	0.051	0.005	0.015
MnO	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.001	0.0
CaO	4.774	4.828	4.868
Na ₂ O	8.134	8.760	8.815
K ₂ O	0.142	0.127	0.135
SrO			
BaO			
Total	100.375	99.815	99.848

óxido	NM46					
SiO ₂	59.500	62.270	62.372	62.332	60.707	62.324
Al ₂ O ₃	25.082	23.777	23.838	23.900	24.560	23.935
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.044	0.021
Fe ₂ O ₃	0.0	0.068	0.011	0.129	0.023	0.138
MnO	0.014	0.0	0.002	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.012	0.0	0.0	0.004
CaO	6.903	5.263	5.306	5.305	6.322	5.075
Na ₂ O	7.534	8.687	8.388	8.555	7.096	8.886
K ₂ O	0.246	0.217	0.204	0.176	0.354	0.190
SrO						
BaO						
Total	99.281	100.282	100.232	100.398	100.011	100.573

Legenda:
 a = núcleo do cristal
 b = borda do cristal

ANEXO VI

Granadas

AMOSTRA NM 37									
óxido	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
perfil 1 - centro	38,101	21,338	0,068	29,580	1,775	7,720	1,325	0,022	99,930
perfil 1 - centro+1	38,028	21,306	0,000	29,318	1,891	7,765	1,308	0,005	99,619
perfil 1 - centro+2	38,135	21,404	0,051	29,369	1,828	7,748	1,361	0,010	99,925
perfil 1 - centro+3	37,926	21,348	0,033	29,025	1,789	7,794	1,415	0,009	99,334
perfil 1 - centro+4	38,086	21,353	0,000	29,160	1,665	7,747	1,423	0,000	99,443
perfil 1 - centro+5	38,174	21,485	0,000	29,231	1,845	7,845	1,346	0,005	99,931
perfil 1 - centro+6	38,091	21,342	0,010	29,240	1,742	7,870	1,384	0,002	99,681
perfil 1 - borda 1	37,731	21,336	0,003	28,999	1,710	7,610	1,581	0,000	98,971
perfil 1 - borda 2	37,765	21,218	0,000	29,210	1,698	0,585	1,545	0,000	99,020
perfil 2 - centro	38,257	21,207	0,000	29,534	1,190	7,519	1,843	0,005	99,591
perfil 2 - centro+1	38,314	21,499	0,000	30,089	1,175	7,390	1,777	0,003	100,246
perfil 2 - centro+2	38,241	21,410	0,041	29,758	1,167	7,559	1,788	0,014	99,979
perfil 2 - centro+3	38,253	21,379	0,055	29,840	1,254	7,526	1,733	0,009	100,490
perfil 2 - centro+4	38,082	21,332	0,000	30,503	1,399	6,881	1,693	0,000	99,991
perfil 2 - borda	37,711	21,258	0,000	31,136	1,734	6,147	1,653	0,016	99,655
granada3 - centro	38,205	21,340	0,021	28,746	1,368	8,250	1,489	0,002	99,421
granada3 - borda	37,684	21,232	0,004	28,082	1,293	8,526	1,419	0,021	98,272

AMOSTRA NM 46									
óxido	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
granada 1a centro	37,334	21,119	0,036	33,603	2,787	3,870	1,169	0,020	99,938
granada 1a intermediário	37,500	21,402	0,000	33,634	2,478	4,322	1,087	0,062	100,685
granada 1a borda	37,055	21,207	0,016	33,861	3,365	3,349	1,352	0,014	100,339
granada 1b centro	37,440	21,342	0,000	33,531	2,532	4,370	1,114	0,016	100,345
granada 1b intermediário	37,143	21,236	0,030	33,423	2,385	4,318	1,043	0,023	99,602
granada 1b borda	37,732	21,117	0,000	33,347	2,778	4,067	1,084	0,036	99,801
granada 3a centro	37,584	21,281	0,039	32,393	2,509	4,551	1,099	0,000	100,011
granada 3a c+1	37,792	21,265	0,060	33,103	2,554	4,509	1,107	0,018	100,407
granada 3a c+2	37,716	21,235	0,054	33,817	2,413	4,432	1,166	0,026	100,859
granada 3a c+3	37,212	21,125	0,007	33,117	2,599	4,369	1,131	0,009	99,510
granada 3a c+4	37,652	21,290	0,059	33,110	2,712	4,303	1,057	0,001	100,184
borda + qz+sill+bio+musc	37,492	21,365	0,012	33,584	2,897	3,994	1,292	0,005	100,464
granada 4a c	37,233	21,217	0,027	32,617	2,555	4,453	1,117	0,000	99,220
granada 4a b	37,456	21,115	0,013	33,630	3,339	3,485	1,398	0,038	100,475
granada 5a c	37,389	21,091	0,000	33,918	2,519	4,187	1,141	0,001	100,246
granada 5a b	37,149	21,141	0,000	33,748	4,201	2,915	1,072	0,002	100,225
granada 6a c	37,654	21,312	0,053	33,528	2,530	4,086	1,092	0,005	100,240
granada 6a b	37,377	21,108	0,038	33,530	2,670	3,696	1,343	0,044	99,808

ANEXO VI

Granadas

AMOSTRA NM 27									
óxido	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
granada 2 - centro	37,796	21,482	0,001	33,321	1,667	5,121	1,064	0,008	100,441
granada 2 - borda	37,517	21,158	0,000	33,436	2,077	4,814	1,124	0,020	100,146
granada 3a - centro	37,283	21,136	0,000	33,613	1,863	4,919	1,203	0,024	100,042
granada 3a - ponto intermediário	37,645	21,150	0,000	33,187	1,624	5,231	1,113	0,002	99,952
granada 3a - borda	37,371	21,165	0,034	33,886	1,821	4,727	1,070	0,000	100,076
granada 3b - centro	37,286	21,063	0,037	34,282	1,778	4,712	1,057	0,000	100,217
granada 3b - borda	37,220	20,969	0,060	33,658	2,023	4,347	1,124	0,006	99,408
granada 4 - centro	37,210	21,318	0,084	33,077	1,716	5,102	1,107	0,000	99,613
granada 4 - borda	37,618	21,215	0,000	33,854	1,908	4,659	1,159	0,029	100,443
granada 5 - centro	37,686	21,242	0,000	32,857	1,631	5,104	1,089	0,010	99,600
granada 5 - borda	37,551	21,089	0,047	34,041	1,705	4,671	1,192	0,020	100,316
granada 6 - centro	37,623	21,260	0,030	33,146	1,595	5,287	1,006	0,029	99,974
granada 6 - borda	37,298	20,985	0,009	33,527	1,896	4,500	1,284	0,003	99,507
granada 7 - centro	37,702	21,122	0,014	32,778	1,655	5,252	1,114	0,014	99,651
granada 7 - borda	37,617	21,174	0,000	33,464	1,950	4,559	1,048	0,018	99,831
granada 8 - centro	37,626	21,169	0,009	32,800	1,657	5,248	1,052	0,000	99,369
granada 8 - borda	37,534	21,101	0,000	33,330	2,073	4,427	1,069	0,000	99,542
granada 9 - centro	37,396	21,200	0,000	33,007	1,716	5,160	1,029	0,035	99,542
granada 9 - borda	37,425	21,176	0,000	33,588	1,819	5,065	1,126	0,006	100,206
granada 10 - centro	37,318	21,021	0,000	32,835	1,646	5,193	1,076	0,000	99,089
granada 10 - borda	37,184	20,936	0,015	33,507	1,934	4,586	1,119	0,008	99,291

NM45A									
óxido	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
granada 1 - centro	37,332	21,004	0,073	33,056	1,929	5,077	0,704	0,025	99,200
granada 1 - borda	37,251	20,906	0,075	33,006	1,960	5,125	0,771	0,010	99,104
granada 2 - centro	37,389	21,016	0,000	33,111	1,947	5,094	0,892	0,000	99,450
granada 2 - c+1	37,298	21,022	0,046	32,780	1,809	5,136	0,901	0,018	98,990
granada 2 - c+2	37,375	20,680	0,014	32,903	1,942	5,197	0,869	0,000	99,180
granada 2 - borda	37,480	21,086	0,000	33,009	2,055	5,111	0,893	0,002	99,693
granada 3 - centro	37,046	20,741	0,062	33,603	1,953	4,818	0,988	0,024	99,253
granada 3 - borda	37,292	20,847	0,014	33,303	1,795	4,991	0,983	0,003	99,229
granada 4 - centro	37,654	21,432	0,035	33,352	1,953	5,133	0,841	0,017	100,398
granada 4 - borda	37,577	21,180	0,000	33,627	2,235	4,902	0,852	0,000	100,673
granada 5 - centro	37,577	21,561	0,000	33,720	1,971	5,095	0,849	0,000	100,762
granada 5 - intermediário	37,628	21,319	0,034	33,374	2,039	4,913	0,851	0,011	100,169
granada 5 - borda	37,424	21,471	0,000	33,121	2,174	4,963	1,031	0,000	99,883
granada 6 - centro	37,548	21,467	0,000	33,864	2,017	4,764	0,904	0,008	100,371
granada 6 - intermediário	37,828	21,446	0,000	33,802	2,362	4,588	1,148	0,034	100,889
granada 6 - borda	37,101	21,241	0,019	33,540	2,123	4,758	0,944	0,000	100,025
granada 7 - centro	37,468	21,384	0,000	33,968	1,744	4,785	0,951	0,035	100,525
granada 7 - intermediário	37,735	21,311	0,000	33,734	1,756	4,758	0,958	0,009	100,260

ANEXO VI

Granadas

NM45B									
óxido →	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total
granada 1 - centro	37,792	21,331	0,000	31,421	1,682	5,282	2,429	0,024	99,962
granada 1 - intermediário	37,240	21,288	0,000	32,154	1,678	5,122	2,162	0,014	99,659
granada 1 - borda	37,143	21,114	0,000	32,503	2,132	4,220	2,217	0,015	99,345
granada 2 - centro	37,133	21,150	0,038	31,557	2,307	4,245	2,678	0,021	99,129
granada 2 - intermediário	37,344	21,203	0,015	31,381	2,083	4,894	2,184	0,001	99,060
granada 2 - borda	37,143	21,160	0,023	31,388	2,374	4,363	2,822	0,000	99,252
granada 3 - centro	37,331	21,102	0,001	32,275	1,939	5,355	1,339	0,002	99,344
granada 3 - intermediário	37,782	21,325	0,026	32,702	2,054	5,479	1,046	0,004	100,418
granada 3 - borda	37,288	21,121	0,017	31,878	2,237	4,287	2,563	0,000	99,392
granada 4 - centro	37,699	21,303	0,047	31,760	1,801	5,156	1,754	0,001	99,522
granada 4 - intermediário	37,487	21,376	0,000	31,678	1,931	4,915	2,348	0,000	99,736
granada 4 - borda	37,535	21,268	0,039	31,887	2,205	4,374	2,688	0,000	99,997

(Sillimanita)-(granada)-muscovita-biotita granitos protomiloníticos a miloníticos

(Hornblenda)-biotita ortognaisse miloníticos, bandados

(Sillimanita)-(granada)-biotita paragneisses migmatíticos miloníticos, com intercalações de rochas calcissilicáticas

(Piroxênio)-hornblenda-biotita ortognaissees bandados, protomiloníticos a ultramiloníticos (N - granulitos;

- termos miloníticos a protomiloníticos; - termos miloníticos a ultramiloníticos)

Componentes do movimento do cisalhamento dúctil principal. Componentes do movimento do cisalhamento dúctil, a ductil-rúptil superposto. Zona transpressiva dextral. Dobras com foliação plano-axial.

SAT - Seção Areal-Três Rios; SSA - Seção da Serra das Araras

ANEXO III

SEÇÕES LITOESTRUTURAIS DE DETALHE

INST. DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Autores: Nolan Maia Dehler
Dr. Rômulo Machado (orientador)

Ano: 2002