UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE CINEMÁTICA DO SETOR DE JUNÇÃO ENTRE AS ZONAS DE CISALHAMENTO DIRECIONAIS SÃO BENTO DO SAPUCAÍ, SERTÃOZINHO E JUNDIUVIRA, NAS IMEDIAÇÕES DE PIRACAIA-SP

Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

nome

Mario da Costa Campos Neto

Examinadores:

Presidente:

Marcos Egydio da Silva

Hans Dirk Ebert

ass.

SÃO PAULO 1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



ANÁLISE CINEMÁTICA DO SETOR DE JUNÇÃO ENTRE AS ZONAS DE CISALHAMENTO DIRECIONAIS SÃO BENTO DO SAPUCAÍ, SERTÃOZINHO E JUNDIUVIRA, NAS IMEDIAÇÕES DE PIRACAIA-SP

Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO 1996

A meus pais, José Raul e Maria Kelena

RESUMO

O setor centro-leste do Estado de São Paulo é caracterizado por um importante sistema de falhas transcorrentes que se constitui na feição mais visível da Faixa Ribeira. O objetivo deste trabalho é compreender a evolução cinemática de uma área atravessada por três destas zonas de cisalhamento direcionais: São Bento do Sapucaí (ZCSBS), Sertãozinho (ZCS) e Jundiuvira (ZCJ).

As rochas mapeadas foram individualizadas nas seguintes unidades: <u>Complexo Piracaia</u>, constituído por paragnaisses e xistos a granada localmente migmatizados, <u>Grupo Serra do Itaberaba</u>, seqüência metavulcano-sedimentar com sillimanita-xistos, biotita-xistos, quartzitos, sericita-filitos e metabásicas e <u>Grupo São Roque</u>, formado por metarenitos a metargilitos. Estes terrenos são intrudidos por ortognaisses de composição granítica-granodiorítica (Serra do Barro Branco) a granítica (Serra do Mato Mole) e por vários corpos granitóides menores.

A movimentação das zonas de cisalhamento direcionais foi responsável pela geração da foliação mais persistente na área (Sn milonítica), orientada preferencialmente NE e plano axial a dobras apertadas a isoclinais em superfícies S(n-1). A similaridade mineralógica entre os dois planos sugere uma evolução progressiva sobre a própria foliação milonítica principal. Esta foliação é modificada localmente por clivagens S(n+1), tardias ou posteriores ao seu desenvolvimento e plano-axiais a dobras assimétricas com vergência para NW.

O deslocamento sinistral das zonas de cisalhamento São Bento do Sapucaí e Sertãozinho gerou movimentos laterais oblíquos divergentes essencialmente subhorizontais, responsáveis pelo desenvolvimento de uma estrutura em flor negativa (na ZCSBS) que permitiu o abatimento de rochas de grau mais baixo e provavelmente a colocação de corpos graníticos (Serra do Mato Mole). A movimentação destral posterior da ZCJ gerou domínios transtrativos, preenchidos por metassedimentos, e transpressivos, responsáveis por compressão generalizada para NW e pelo desenvolvimento de grande parte das estruturas S(n+1). Esta inversão tectônica foi acompanhada de redução na temperatura em toda a área.

Com base nos estudos de orientação preferencial cristalográfica (OPC) de eixos-C de quartzo foi possível a individualização de dois setores, caracterizados, respectivamente, por <u>deformação não-coaxial (cisalhamento simples)</u> e <u>deformação não-coaxial associada a achatamento (transpressão)</u>. Estes setores estão relacionados com os limites do domínio transpressivo da ZCJ, cujos padrões de OPC sugerem ainda redução na temperatura de deformação das bordas para o centro.

ABSTRACT

The middle-eastern part of the State of São Paulo is characterised by a transcurrent fault system that is the most visible feature of the Ribeira Belt. The aim of this research is to understand the kinematic evolution of an area cross-cut by three of these strike-slip shear zones (SZ): São Bento do Sapucaí (SBSSZ), Sertãozinho (SSZ) and Jundiuvira (JSZ).

Field data allowed identification of the following units: <u>Piracaia Complex</u>, composed of paragneissic rocks and locally migmatized garnet schists; <u>Serra do Itaberaba Group</u>, a metavolcanic-sedimentary sequence that includes sillimanite-schists, biotite-schists, quartzites, sericite-filites and metabasic rocks; and <u>São Roque Group</u>, made up of metasandstones to metamudstones. These terrains are intruded by orthogneissic rocks of granitic-granodioritic (Serra do Barro Branco) to granitic (Serra do Mato Mole) composition and by several small granitic bodies.

Displacement along these shear zones has generated the most penetrative planar structure in the area, an axial-plane foliation (milonitic, called Sn) to tight to isoclinal folds of S(n-1) surfaces, oriented mostly NE. The mineralogical resemblance between the two planes suggests a progressive evolution of the main milonitic foliation. It is locally modified by late to post S(n+1) axial-plane cleavages to asymmetric, northwest-verging folds.

A sinistral sense of shear, identified in the São Bento do Sapucaí and Sertãozinho shear zones, produced mainly horizontal, divergent oblique lateral movements, by which a negative flower structure evolved (SBSSZ), leading to the subsidence of low-grade metasedimentary blocks and emplacement of granitic bodies (Serra do Mato Mole). The late dextral shear movement of the JSZ gave rise to transtensile domains, occupied by metasedimentary rocks, and transpressive domains, which led to a general compression toward the NW and to the development of the S(n+1) structures. This tectonic inversion was accompanied by a temperature reduction in the whole area.

On the basis of lattice preferred orientation (LPO) analysis of quartz C-axes it was possible to identify two main sectors, which are characterised, respectively, by <u>non-coaxial</u> <u>deformation (simple shear)</u> and <u>non-coaxial deformation followed by flattening (transpression)</u>. These sectors are related to the limits of the JSZ transpressive domain, in which the LPO patterns also suggest a decrease in the temperature of deformation from the boundaries to the centre.

iii

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto, pela criteriosa orientação, cuidado nas revisões e pela paciência durante os processos de aprendizado científico e de maturação deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva e Prof. Dr. Alain Vauchez, pela atenção e pelo auxílio na confecção e interpretação dos diagramas de OPC de eixos-C de quartzo;

A Ivone Keiko Sonoki (CPGEO), pela preciosa assistência nos intermináveis problemas com o computador;

A José Roberto Motta Garcia (INPE), pelo programa de conversão de medidas de eixos-C de quartzo;

A Rita Parisi Conde, Márcia Cristina da Ponte e Thelma Maria Collaço Samara (Laboratório de Informática) pela ajuda na confecção dos mapas, perfis e desenhos;

A Deborah Mendes (a Comúna) e Diana Ragatki, pela colaboração nas etapas de campo;

Ao Prof. Dr. Thomaz R. Fairchild pela revisão do abstract;

Ao Prof. Alexis Rosa Nummer (UFRRJ), pelas sugestões quanto à parte gráfica;

Ao Prof. Dr. Caetano Juliani, pelos vários artigos cedidos e pela atenção sempre dispensada;

Ao Prof. Gergely A. Szabó, pelo auxílio nos problemas com os microscópios e com a platina universal;

A comunidade da EEPGR do Bairro do Peão (Piracaia-SP), em especial ao Diretor Luis Martins (o Zoca), pelo apoio e hospitalidade;

A Nícia Maria Brandão Zalaf e Sônia Gomes Costa Vieira (Secretaria do DGG), ao Sr. Dalton Machado da Silva e sua equipe (Gráfica) e Angélica Dolores de Mello Morente (Laboratório de Ótica do DMP), pelos inúmeros serviços gentilmente prestados;

À FAPESP (proc. n° 92/3368-0) e CNPq.

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Localização e acesso	1
1.2 - Aspectos geográficos	2
1.3 - Objetivos	2 2 3
1.4 - Metodologia específica	5 5 5
2 - SOBRE O CONHECIMENTO ANTERIOR	0
2.1- Contexto tectônico regional 2.2- Evolução das idéias 2.2.1 - Generalidades 2.2.2 - Os grandes falhamentos	6 7 7 8
2.3.2 Os grandes namentos	10 11 14 14
2.3.4 - Rochas granitóides	15 16
3.1 - Unidades Mapeadas 3.1.1 - Complexo Piracaia 3.1.2 - Grupo Serra do Itaberaba 3.1.3 - Grupo São Roque	16 16 17 22
3.2 - Atividades magmáticas 3.2.1 - Ortognaisses 3.2.2 - Corpos graníticos menores 4 - ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL	23 23 26 28
4.1 - Conceitos básicos e terminologia utilizada	28
4.2 - Aspectos gerais das zonas de cisalhamento	30
4.3 - Zona de cisalhamento São Bento do Sapucaí (ZCSBS) 4.3.1 - Foliações 4.3.2 - Lineações 4.3.3 - Dobras 4.3.4 - Domínio transtrativo do ZCSBS	33 33 37 37 38

4.4 - Zona de cisalhamento Sertãozinho (ZCS)	42
4.4.1 - Foliações	42
4.4.2 - Lineações	46
4.4.3 - Dobras	46
4.4.4 - Outras estruturas	47
4.5 - Zona de cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)	48
4.5 1 - Foliações	49
4.5.2 - Lineações	53
4.5.3 - Dobras	54
4.5.4 - Domínios transtrativos e transpressivos	55
5 - INDICADORES CINEMÁTICOS	58
5.1 - Conceito	58
5.2 - Classificação	58
5.2.1 - Assimetrias em porfiroclastos/porfiroblastos	58
5.2.2 - Mica fish	60
5.2.3 - Bandas de cisalhamento	63
5.2.4 - Desvios da foliação	65
5.2.5 - Fragmentos imbricados	65
5.2.6 - Estruturas back-rotated	67
5.2.7 - Outros tipos de indicadores	67
6 - ESTUDO DE PETROTRAMA DE QUARTZO	70
6.1 - Generalidades	70
6.2 - O Estudo da Orientação dos Eixos-C no quartzo	72
6.2.1 - Características cristalográficas	73
6.2.2 - Deformação coaxial	75
6.2.3 - Deformação não-coaxial	75
6.3 - Apresentação dos Dados	79
6.3.1 - Setor com predomínio de cisalhamento simples	80
6.3.2 - Setor com predomínio de cisalhamento simples associado a achatamento (transpressão)	82
6.4 - Discussão	86
7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	91
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

Índice de Figuras

Fig.	1. 1 - Mapa de localização.	_ 1
Fig.	1.2 - Articulação das folhas 1:10.000	_ 4
Fig.	2.1 - Principais feições estruturais do setor leste do Estado de São Paulo e adjacências. Baseado em Hasural. (1977), Campos Neto & Basei (1983b) e Artur e Wernick (1986).	i et 9
Fig.	2.2 - Domínios tectônicos na porção sudeste do Estado de São Paulo. Tassinari (1988) e Tassinari & Camp Neto (1988).	005 12
Fig.	4. 1 - Domínios e subdomínios estruturais na área mapeada.	29
Fig.	4. 2 - Principais traços da foliação e limites aproximados das zonas de cisalhamento na área mapeada.	31
Fig.	4. 3 - Orientação geral das principais estruturas observadas na área. a) Foliação milonítica Sn (Contornos 0.47, 1.18, 1.88, 2.59, 3.29); b) Lineações de estiramento miloníticas Lem () e eixos de dobras $E(n)$ () $E(n+1)$ ().	s e 32
Fig.	4. 4 - Domínio da ZCSBS. a) Subdomínio dos xistos e migmatitos; b)Subdomínio dos paragnaisses; c)	
	Subdomínio dos xistos e filitos. Contornos de Sn	36
Fig.	4.5 - Domínio da ZCSBS, subdomínio dos paragnaisses. Dobra subcilíndrica $D(n+1)$ em superficies Sn, mostrando plano axial e eixo construído.	38
Fig.	4.6 - Planta e perfis esquemáticos dos subdomínios da estrutura em flor da ZCSBS. (a) Subdomínio SW. (b) Subdomínio NE.	40
Fig.	4.7 - Fotomicrografia mostrando estrutura rúptil distensiva em rochas graníticas do domínio da ZCSBS. A porção central, mais clara, desceu. Objetiva 0.8 X, sem analisador. Ponto G-152	41
Fig.	4.8 - Superficie extensional subparalela (N15°E/75°SE) ao traço principal da estrutura em flor negativa. Bloco da direita desceu. Biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, Ponto G-210.	41
Fig.	4.9 - Domínio da ZCS. a) Subdomínio noroeste; b) Subdomínio sudeste (plano axial e eixo construído da estrutura sinformal). Contornos de Sn	43
Fig	4.10 - Fotomicrografia mostrando dobra intrafolial em superficies S(n-1). Foliação principal milonítica (Sn	1).
8	Objetiva 2.5 X com analisador. Sillimanita-xisto do Grupo Serra do Itaberaba. Amostra G-214.	45
Fig.	4.11 - Dobra D(n+1) em paragnaisses bandados do Grupo Serra do Itaberaba. Ponto G-79.	47
Fig.	4. 12 - Dobras isoclinais plano-axiais a Sn em metassedimentos do Grupo São Roque. Ponto G-200.	51
Fig.	4.13 - Domínio da ZCJ. a) Subdomínio sudoeste; b) Subdomínio central; c) Subdomínio nordeste. Contorna de Sn.	os 52
Fig.	4. 14 - (a) Relação entre Sn e S(n-1). (b) e (c) Dobras indicativas de transposição. Ortognaisses graníticos, ponto G-21.	53
Fig.	4.15 - Fotomicrografia mostrando dobra $D(n+1)$ assimétrica em quartzo sillimanita-xisto do Grupo Serra a Itaberaba. Vergência da dobra para NW. Notar o crescimento de biotita estática em planos Sn. Aumento 0.8 X, sem analisador. Ponto G-3.	to 55
Fig.	5.1 - Fotomicrografia mostrando manto de recristalização assimétrico sinistral em porfiroclasto de K- feldspato, Aumento 2.5 X, com analisador, Domínio da ZCJ, ponto G-126.	59
Fig.	5.2 - Fotomicrografia mostrando manto de recristalização e porfiroclasto assimétricos indicando movimentação sinistral Aumento 5.0 X com analisador. Domínio da ZCL ponto G-48	60
Fig.	5.3 - Fotomicrografia de porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas sinistrais em quartzo biotita sillimanita-xistos do Complexo Piracaia. Aumento 1.2 X, com analisador. Domínio da ZCSBS, ponto G-132.	61
Fig.	5.4 - Fotomicrografia mostrando figuras tipo δ destrais pouco desenvolvidas em porfiroclastos de K- feldspato. Aumento 2.5 X, com analisador. Milonito porfiroclástico de ortognaisse da Serra do Mato Mole domínio da ZCJ, ponto G-293.	e, 61

Fig. 5.5 - Fotomicrografia mostrando mica fish sinistral em ortognaisses da Serra do Barro Branco. Aumento	10
X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-52	_ 62
Fig. 5.6 - Fotomicrografia de mica fish mostrando crescimento de muscovita em zonas de alívio de pressão,	
relacionado possivelmente a uma movimentação destral tardia. Aumento 10 X, com analisador.	
Ortognaisses da Serra do Barro branco, domínio da ZCJ, ponto G-53.	_ 62
Fig.5.7 - Fotomicrografia de superficies S-C com arranjo sinistral em biotita-xistos do Grupo Serra do Itaber	aba.
Aumento 2.5 X, sem analisador. Domínio da ZCSBS, ponto G-35.	_ 64
Fig. 5.8 - Fotomicrografia mostrando superficies S-C destrais em muscovita sericita-filitos do Grupo Serra do	,
Itaberaba. Aumento 1.2 X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-163.	_ 64
Fig. 5.9 - Fotomicrografia de superficies C' destrais em sillimanita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba. Aumo	ento
0.8 X, sem analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-214.	_ 65
Fig. 5.10 - Fotomicrografia mostrando micro zona de cisalhamento sinistral. Aumento 2.5 X, sem analisador.	
Biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, domínio da ZCSBS, ponto G-35	_ 66
Fig. 5.11 - Fotomicrografia mostrando porfiroclasto de K-feldspato fraturado indicando movimentação destru	ıl.
Aumento 2.5 X, com analisador. Ortognaisses da Serra do Barro Branco, domínio da ZCJ, ponto G-167.	66
Fig. 5.12 - Boudin de granito hololeucocrático em biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba mostrando	
estrutura back rotated indicativa de movimentação sinistral. Domínio da ZCSBS, ponto G-290	_ 67
Fig. 5.13 - Veios de quartzo formando tension gashes indicativos de movimentação sinistral. Ortognaisses da	
Serra do Barro Branco, domínio da ZCS, ponto G-86	_ 68
Fig. 5.14 - Dobras assimétricas com eixos paralelos à direção de maior estiramento em biotita-xistos do Grup	00
Serra do Itaberaba. Sentido de movimentação sinistral. Domínio da ZCSBS, ponto G-290	_ 69
Fig. 6.1 - Principais planos e direções de deslizamento que podem ser ativados no quartzo.	_ 73
Fig. 6.2 - Relação entre crss e temperatura para os principais sistemas de deslizamento no quartzo (Blacic 19	75;
<u>in</u> Hobbs 1985)	_ 74
Fig. 6.3 - Diagrama de Flinn mostrando a relação da geometria dos padrões de orientação preferencial de eiz	xos-
C de quartzo com a deformação coaxial	76
Fig. 6.4 - Esquema da deformação por deslizamento intracristalino basal em quartzo. C é o eixo cristalográfic	:0
perpendicular ao plano basal {0001}, S é a foliação, L é a lineação de estiramento e $lpha$ é o ângulo entre	? a
foliação S e a direção de fluxo, que tende a 0° com o aumento da deformação. O sentido de cisalhament	0
está representado pelas setas. (Laurent & Etchecopar 1976)	_ 77
Fig. 6.5 - Esquema dos três ângulos α , $\beta e \eta$ em diagramas do tipo guirlanda simples em relação aos eixos X,	Ye
Z do elipsóide de deformação (Simpson 1980).	_ 78
Fig. 6.6 - Diagramas de orientação de eixos-C de quartzo em regimes de deformação progressiva não-coaxial	
devido a mudanças nos sistemas de deslizamento dominantes. a) Máximos típicos de deslizamento do	
sistema basal (a); b) Guirlanda simples; c) Guirlanda cruzada tipo I; d) Máximos típicos de deslizament	o do
sistema prismático (c). Sentido de movimentação nos diagramas destral. Eixo X horizontal	_ 79
Fig. 6.7 - Esquema da orientação da foliação e da lineação em relação a) aos cortes das seções delgadas e b)	aos
diagramas de petrotrama de quartzo. De acordo com Nicolas & Poirier (1976) assume-se que os eixos	
principais do fabric macroscópico coincidem com os eixos do elipsóide de deformação finita.	_ 80
Fig. 6.8 - Diagramas de petrotrama de eixos-C de quartzo do setor com predomínio de cisalhamento simples.	
a)Domínio da ZCJ; b), c), d), e) Domínio da ZCS.	81
Fig. 6.9 - Diagramas de petrotrama de eixos-C de quartzo do setor com predomínio de transpressão. a) a f)	
Domínio da ZCJ; g) a m) Domínio da ZCSBS.	83
Fig. 6.10 - Mapa e perfil esquemático mostrando a distribuição dos diagramas de orientação preferencial de	
eixos-C de quartzo na área estudada.	90

Anexos

1 - Mapa de pontos

2. Mapa geológico-estrutural e seções geológicas

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área em questão está localizada na porção centro-leste do Estado de São Paulo, inserida nos setores NE e NW das folhas Piracaia (SF.23-Y-D-I-1) e Igaratá (SF.23-Y-D-I-2), respectivamente. Está incluída nos limites dos municípios de Piracaia, Igaratá e Nazaré Paulista, e é delimitada pelas seguintes coordenadas geográficas: 23° 4' 5.31" e 23° 07' 30" S; 46° 13' 11.36" e 46° 18' 45" W (Fig. 1.1). O acesso principal à área estudada se dá pelas rodovias Dom Pedro II (SP-65) e SP-36. A partir daí inúmeras estradas secundárias e trilhas de lenheiros facilitam bastante a penetração no local, constituindo uma malha quase que suficiente para se visitar toda a região.



Fig. 1. 1 - Mapa de localização.

1.2 - ASPECTOS GEOGRÁFICOS

A configuração geomorfológica da área mapeada (inserida totalmente dentro dos limites da província denominada Planalto Atlântico) foi imposta em grande parte pelas zonas de cisalhamento direcionais que atravessam estes terrenos. Almeida (1964) já apontava a morfologia estrutural como a principal responsável pelas formas topográficas exibidas na região. A diversidade litológica é também fator condicionante para os elementos morfológicos.

O padrão hidrográfico está também intimamente ligado a esta estruturação, caso do Rio Atibainha e seus afluentes, que constituem a rede de drenagem principal da região. Este rio, assim como a represa homônima, possui direção persistente para NE-SW controlada pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ), com inflexões para ENE/SSW, enquanto que seus tributários obedecem, na sua maioria, a uma estruturação ligada ao sistema de fraturamentos regional.

O clima ameno e a abundância de chuvas favoreceram a formação de florestas, caracterizadas por uma formação intermediária entre as florestas perenes da encosta e as não-florestas do interior. Na região em pauta esta vegetação encontra-se parcialmente devastada, dando lugar a plantações de eucaliptos destinados à fabricação de carvão.

1.3 - OBJETIVOS

1.3.1 - Justificativa

O setor leste do Estado de São Paulo é formado por rochas do embasamento Pré-Cambriano, grande parte delas retrabalhadas no Ciclo Brasiliano, durante o qual houve também a instalação de feixes de falhas transcorrentes, que colocou lado a lado terrenos com histórias geológicas diferentes, provenientes de ambientes tectônicos diversos. Os movimentos transtensivos ao longo destes falhamentos permitiram a deposição de seqüências sedimentares de caráter tardi-tectônico, de pequeno porte, da mesma forma que a sua reativação, durante o Evento Sul-Atlantiano (Schobbenhaus *et al.* 1984), foi responsável pela instalação de bacias.

A compreensão da cinemática destas falhas, assim como o posicionamento temporal da sua movimentação é de vital importância para o entendimento da geologia regional, já que são responsáveis pela compartimentação em blocos que se constitui na característica mais notável destes terrenos.

O objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento da evolução estrutural das rochas que se encontram na junção entre as zonas de cisalhamentos de Jundiuvira, Sertãozinho e São Bento do Sapucaí, responsáveis pela segmentação de terrenos em distintos níveis crustais.

Os segmentos em questão correspondem :

a. Terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto *et al.* 1984), situados a oeste das zonas de cisalhamento Jundiuvira e São Bento do Sapucaí. Neste domínio predominam unidades supracrustais metamorfizadas no grau alto associadas a intensa anatexia, que ocorrem envolvendo porções alóctones mais antigas. Estes terrenos têm sido denominados Complexo Piracaia (Campos Neto e Basei 1983a; Campos Neto 1991).

b. Seqüências metassedimentares e metavulcânicas dos grupos São Roque (Hasui *et al.* 1969) e Serra do Itaberaba (Juliani 1993; Juliani *et al.* 1986), limitados pelas zonas de cisalhamento Itu-Jundiuvira a norte, Taxaquara e rio Jaguari a sul e de Monteiro Lobato a leste. O comportamento destas rochas junto às zonas de cisalhamento ainda é pouco conhecido. Nestes locais, como entre as zonas de cisalhamento Jundiuvira/Sertãozinho e Jundiuvira/São Bento do Sapucaí, ocorrem estruturas acunhaladas que merecem um estudo mais apurado.

A ocorrência de corpos granitóides pré a tardi-cinemáticos em relação às zonas de cisalhamento transcorrentes, é característica marcante na região. Estes corpos aparecem deformados ou não, mas em geral são concordantes com o *trend* regional.

1.3.2 - Etapas de trabalho

O produto final deste trabalho pode ser dividido em cinco partes, na confecção dos quais foram utilizados determinados critérios e métodos.

1. Confecção de mapas e seções geológicas;

O mapeamento geológico foi feito na escala 1:10.000, com a utilização de folhas topográficas produzidas pela Emplasa (Fig. 1.2). Paralelamente foram utilizadas fotografias aéreas na escala aproximada 1:35.000 (Terra Foto S.A. 1978) com vistas à visualização dos principais lineamentos existentes na área.



Fig. 1.2 - Articulação das folhas 1:10.000

2. Individualização dos domínios estruturais;

A análise dos dados estruturais obtidos no campo permitiu a delimitação de domínios com distribuição geométrica das estruturas planares (especialmente a foliação principal, Sn) e lineares homogênea. Posteriormente, o tratamento destes dados em estereogramas e em diagramas de isofreqüência permitiu a caracterização estatística de cada domínio.

3. Caracterização dos principais conjuntos de estruturas pré a pós-cinemáticas;

Esta caracterização foi feita com base nos tipos de estruturas identificadas no campo e, posteriormente, em seção delgada. Os conjuntos foram descritos relativamente à foliação milonítica predominante na área.

4. Descrição dos tipos de indicadores cinemáticos observados em microestruturas;

Esta seção, predominantemente descritiva, contou com fotomicrografias dos principais tipos de indicadores cinemáticos encontrados, e visou a geração de dados adicionais quanto à movimentação das zonas de cisalhamento.

5. Análise de petrotrama de quartzo;

Aquisição de dados de orientação de eixos-C de quartzo em lâminas orientadas, utilizando-se platina universal de quatro e cinco eixos. Estes dados foram posteriormente plotados em diagramas de isofrequência e interpretados convenientemente.

1.4 - METODOLOGIA ESPECÍFICA

1.4.1. - Procedimentos iniciais

A preparação das amostras a serem utilizadas nos estudos de petrotrama de quartzo envolveu as seguintes etapas:

<u>Amostragem</u> - Coleta de amostras de rochas orientadas segundo um plano de orientação qualquer, em geral o plano da foliação principal ou plano de fratura mais marcante. A orientação do plano escolhido é feita anotando-se sua atitude e a posição do norte verdadeiro, além das relações de topo e base, vistas no campo.

<u>Orientação do corte</u> - Identificação do melhor posicionamento para as seções a serem feitas, observando-se os planos de deformação que contêm as principais feições (xistosidade e lineação). Os dois cortes devem ser ortogonais, nas posições dos planos paralelo (XZ) e perpendicular (YZ) à lineação de estiramento.

Laminação - Preparação das lâminas delgadas.

1.4.2.- Platina Universal

A Platina Universal é um método clássico para medir a orientação preferencial cristalográfica (OPC) dos grãos de determinado mineral em rochas muito deformadas. Este instrumento consiste de dois hemisférios de vidro, entre os quais é colocada a lâmina delgada a ser analisada. O conjunto todo é acoplado a um microscópio petrográfico e, através de um sistema de eixos (neste trabalho foram utilizadas platinas de quatro e cinco eixos), a seção é rotacionada em diversas direções. Deste modo a orientação de cristais ou microestruturas pode ser medida segundo sua posição em relação aos eixos do microscópio (Hackspacher *et al.* 1988; Passchier & Trouw 1994). Os dados obtidos são plotados em redes estereográficas (Schimdt-Lambert) e posteriormente transformados em diagramas de contorno.

Neste estudo a Platina Universal foi utilizada para medir a orientação de eixos-C em grãos de quartzo. Através da análise dos diagramas resultantes procurar-se-á buscar informações sobre o estado de deformação finita, a trajetória e as condições da deformação e o sentido do cisalhamento.

2 - SOBRE O CONHECIMENTO ANTERIOR

2.1- CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

O arcabouço estrutural dos terrenos da porção sudeste do Estado de São Paulo é caracterizada pela justaposição de blocos separados por grandes falhamentos transcorrentes e empurrões de idade brasiliana (Hasui e Sadowski 1976; Almeida *et al.* 1977; Tassinari e Campos Neto 1988). Estes blocos, alguns alóctones, constituem domínios tectônicos que tiveram histórias geológicas diversas, e sofreram as influências dos cinturões de dobramentos que se instalaram na região.

Almeida *et al.* (1973) descreveram o Cinturão Ribeira e suas relações com o Cinturão Paraíba do Sul, de idade transamazônica (1800-2000 m.a.), remobilizado durante o Ciclo Brasiliano. Estes dois cinturões fariam parte do Cinturão de Dobramentos Ribeira, formado pelos terrenos da região costeira entre o Estado da Bahia e o Uruguai (Hasui *et al.* 1975), que dividirse-ia em dois segmentos, Meridional e Setentrional, separados pela Zona de Transcorrência São Paulo. O Cinturão Ribeira inserir-se-ia no Segmento Setentrional, juntamente com o Cinturão Paraíba do Sul. Posteriormente, Almeida *et al.* (1976) propuseram o nome Região de Dobramentos Sudeste para substituir a designação Cinturão de Dobramentos Ribeira.

A origem dos cinturões de dobramentos brasilianos foi discutida por diversos autores, discussão esta acompanhada através dos tempos pela evolução dos conceitos geológicos. Almeida (1967) aponta os estudos que levaram os geólogos a identificar uma significativa faixa tectogênica Baicaliana (Brasiliana), que constituiria um geossinclíneo com área interna no vale do Rio Paraíba do Sul e área externa no sul de Minas Gerais. O desenvolvimento destes geossinclíneos estaria ligado à origem da plataforma brasileira, consolidada como resultado do evento tecto-orogenético Baicaliano.

Hasui *et al.* (1978), em uma síntese sobre as unidades geotectônicas brasilianas e sua relação com o lado africano, distinguiram a Faixa Apiaí- São Roque, de caráter interior, que se restringiria ao lado brasileiro. A evolução desta faixa de dobramentos teria seu término no Cambro- Ordoviciano, idade dos granitos pós-tectônicos e das rochas vulcânicas associadas às molassas.

Brito Neves e Cordani (1991), numa tentativa de relacionar a história geológica do Gondwana Ocidental ao evento tectono-magmático Brasiliano / Pan-Africano, caracterizaram a Faixa Ribeira como um complexo sistema de nappes e empurrões do tipo interior, formado pela interação dos crátons do São Francisco e Rio de la Plata.

As características gerais dos cinturões de dobramentos interiores são descritas por vários autores (Almeida et al. 1977; Brito Neves e Cordani 1991), sendo as principais:

a. Sedimentação de caráter psamo-pelítico, associada a de vulcanismo bimodal;

b. Magmatismo pré-tectônico pouco significativo;

- c. Magmatismo sin e pós-tectônico intenso, de caráter granítico a granodiorítico;
- d. Metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibolito, com localizada migmatização;

e. Deformação polifásica;

f. Presença de feixes de falhas transcorrentes, longitudinais.

2.2- EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS

2.2.1 - Generalidades

Artur e Wernick (1986) apresentam um modelo de colisão continental para a região do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e adjacências, através da correlação entre as feições encontradas e aquelas descritas na literatura. A colisão teria ocorrido em ângulo, aproximadamente na direção E-W.

A hipótese de colisão crustal para a área em questão é corroborada por Davino *et al.* (1986), que sugerem um modelo colisional com subducção do tipo-A do Cinturão Ribeira sob o Cinturão Paraíba do Sul. A interpretação de levantamentos gravimétricos feita pelos autores indica que a presença de uma anomalia linear negativa numa extensa faixa milonítica no local corresponde à zona de sutura principal.

Através da análise tipológica do zircão Wernick (1990) fez uma análise do zoneamento magmático da região, e reconheceu a existência de duas zonas de subducção, sugerida por um cinturão de granitóides crustais. A primeira é referida em Artur e Wernick (1986) e a segunda, mais ocidental, em Tassinari (1988), e são sugestivas para uma tectônica de colisão entre os crátons do Paraná e Kalahari.

Uma síntese dos modelos geotectônicos existentes para o Pré-Cambriano da região foi realizada por Artur & Wernick (1993). A evolução dos modelos com o decorrer do tempo e do

desenvolvimento metodológico foi dividida em três fases: clássica, essencialmente ensiálica e com aplicações da tectônica de placas.

2.2.2 - Os grandes falhamentos

Os grandes falhamentos transcorrentes que secionam a região leste do Estado de São Paulo e porções adjacentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro possuem enorme importância na estruturação regional, pois são responsáveis pela estrutura em blocos característica dessa região (Fig. 2.1). Desde o reconhecimento da primeira falha (Hennies *et al.* 1967), inúmeros trabalhos buscando a identificação e o entendimento destas estruturas foram realizados. Com a gradual expansão da malha estrutural e com o desenvolvimento natural dos conceitos e técnicas geológicos, os estudos relacionados aos falhamentos nesta região adquiriram caráter mais específico. Assim, além das grandes sínteses regionais, as pesquisas envolvendo metamorfismo, análise estrutural e cinemática, geometria, relação temporal de corpos granitóides e sedimentação ao longo de segmentos menores ganharam significativo impulso.

Um primeiro inventário das principais falhas transcorrentes do embasamento do Estado de São Paulo foi feito por Penalva & Wernick (1974), no qual são destacados os profundos reflexos destas falhas na morfologia das áreas cristalinas. A origem dos falhamentos transcorrentes é então relacionada a movimentos pós-orogênicos.

Hasui e Sadowski (1976) apontam uma série de evidências indicativas de uma evolução ligada ao Ciclo Brasiliano para este sistema de falhas, que teria começado a se desenvolver após o metamorfismo regional e se manifestado até após o magmatismo pós-tectônico, no estágio de estabilização da plataforma. Um intervalo mínimo para o desenvolvimento deste sistema é apresentado como entre 600 e 540 M.a. Estas idéias são corroboradas por Campos Neto & Basei (1983b), que citam ainda alguns fatores (além dos expostos por Hasui e Sadowski, *op cit*) que justificariam uma idade Brasiliana para os falhamentos, e observam que, em geral, os metassedimentos brasilianos apresentam distribuição coerente com os conjuntos estruturais presentes.

Hasui *et al.* (1977) fazem um síntese destas zonas de falhas, que foram ativas no final do Ciclo Brasiliano e reativadas no Meso-Cenozóico, apontando como principal característica o caráter transcorrente destas estruturas, com deslocamentos sub-horizontais e foliação planar bem desenvolvida, tendo sido reconhecidas várias faixas cataclásticas.



Fig. 2.1 - Principais feições estruturais do setor leste do Estado de São Paulo e adjacências. Baseado em Hasui et al. (1977), Campos Neto & Basei (1983b) e Artur e Wernick (1986).

.

A ocorrência de movimentação ao longo destas falhas, desde a época da diferenciação das áreas de sedimentação brasilianas até o final do ciclo, foi admitida por Hasui *et al.* (1980). As principais evidências deste fato seriam a presença de rochas metabásicas no seu interior, a compartimentação das seqüências supracrustais, a estreita relação espacial dos corpos granitóides com as falhas e o posicionamento das bacias molássicas.

O sistema de falhamentos transcorrentes do Cinturão de Dobramentos Ribeira foi associado a um regime transpressional gerado a partir do Mioceno (Riccomini 1987), que destaca o fato deste regime afetar sedimentos já depositados e sugere que as idades brasilianas ou mais antigas atribuídas por muitos autores a estas falhas deve ser revista.

Vauchez *et al.* (1992) interpretam a distribuição das estruturas na Faixa Ribeira por meio de uma tectônica de escape da litosfera em direção a SW, causada por uma compressão entre os crátons do São Francisco e do Congo. O regime transcorrente paralelo à faixa, associado a metamorfismo de alta temperatura e magmatismo abundante seriam característicos de regiões mais afastadas do cráton.

Analisando as mesmas estruturas Machado & Endo (1993a; 1993b) concluem que o Cinturão de Cisalhamento Atlântico (redenominação dada para o Cinturão Ribeira) se constituiria num foco a partir do qual a deformação se propagaria para as zonas mais internas ao cinturão. Nesta região é descrita uma megaestrutura em flor positiva, resultante de movimentos transpressionais ligados a zonas de cisalhamentos transcorrentes destrais.

2.3 - UNIDADES GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS PRESENTES

A compartimentação em blocos que caracteriza a região em pauta tem permitido a diversos autores dividí-la em domínios ou setores homogêneos. Com relação aos terrenos que interessam a esta pesquisa, existe, de modo geral, certa concordância no que se refere às diferenças entre as rochas pelas quais são constituídos e seus limites. Assim estes terrenos têm recebido várias denominações, como Compartimentos Jundiaí e São Roque (Hasui & Sadowski 1976; Hasui *et al.* 1977). Campos Neto & Basei (1983b) mantêm esta divisão, separando estes compartimentos em blocos, dentre os quais interessar-nos-ia o Bloco Piracaia, entre as falhas de Extrema e São Bento do Sapucaí, e o Bloco Mantiqueira, entre esta última e a falha de Jundiuvira, no Compartimento Jundiaí.

Hasui (1983) reconhece três conjuntos de rochas entre a falha de Camanducaia e a Bacia de Taubaté. O primeiro, mais antigo e formado por rochas granito-gnáissicas e granulíticas,

estaria colocado principalmente nos limites deste setor, a noroeste e sudeste. Um segundo conjunto, constituído por gnaisses e xistos, foi incluído no Grupo São Roque e situado aproximadamente na porção central. O terceiro conjunto seria formado por epimetamorfitos e estaria limitado a faixas estreitas e bastante extensas que acompanhariam trechos das falhas de Jundiuvira e São Bento do Sapucaí.

Posteriormente a região que compreende a porção sudeste do Estado de São Paulo e parte do Estado de Minas Gerais foi separada em cinco terrenos tectônicos, com base nos padrões geocronológicos e história geológica (Fig. 2.2). Estes domínios são separados por falhamentos transcorrentes e por cavalgamentos (Campos Neto *et al.* 1984; Campos Neto 1985; Tassinari & Campos Neto 1988; Tassinari 1988; Campos neto 1991), dizendo-nos respeito aqueles referentes à Nappe Socorro-Guaxupé e Domínio São Roque.

2.3.1 - Domínio São Roque

Constituído inteiramente pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo São Roque *latu sensu*, que inclui quartzitos, metaconglomerados, xistos, filitos, gnaisses, rochas carbonáticas e metavulcânicas ácidas e básicas, orientada aproximadamente a E-W e limitada, a norte, pela falha de Itu-Jundiuvira e a sul pela falha de Taxaquara. Um histórico completo desde as primeiras pesquisas geológicas na região (ligadas à exploração de ouro) até a evolução das idéias com relação à litoestratigrafia do Grupo São Roque foi apresentado por Juliani (1993).

A primeira referência de caráter nominal ao Grupo São Roque é atribuída erroneamente a Gonzaga de Campos (1889, <u>in</u> Juliani 1993 e Juliani e Beljavskis 1995), que teria denominado esta unidade como "Camadas de São Roque". Na verdade, o autor referia-se às camadas que afloram próximo à cidade de São Roque (SP), não havendo, portanto, nenhuma conotação nominativa. Por muito tempo, estas seqüências foram consideradas uma extensão do Grupo Açungui, existindo inclusive uma tendência de abandono do nome São Roque em favor deste último. Hasui *et al.* (1975), através de estudos estruturais, concluíram que as duas seqüências tiveram histórias deformacionais diferentes, não podendo por isso ser enquadradas na mesma unidade estratigráfica.



Fig. 2.2 - Domínios tectônicos na porção sudeste do Estado de São Paulo. Tassinari (1988) e Tassinari & Campos Neto (1988).

As pesquisas relacionadas ao Grupo São Roque *latu sensu* têm sido realizadas quase que totalmente na região a noroeste da cidade de São Paulo, nas proximidades de São Roque, mais precisamente na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais. Carneiro *et al.* (1984a), a partir da aplicação de métodos de análise estrutural em várias escalas e estudos metamórficos, caracterizaram três fases de deformação para a área. Algumas zonas de movimentação transcorrente também foram reconhecidas, através da identificação de faixas formadas por rochas miloníticas.

Figueiredo *et al.* (1982) reconheceram estruturas de *pillow lavas* nas rochas metavulcânicas básicas, e sugeriram que este grupo fosse uma seqüência vulcano-sedimentar. Campos Neto *et al.* (1983) admitem para o Grupo São Roque uma evolução geológica a partir de um mar raso, epicontinental, transgressivo em direção a sudeste. A deposição destas seqüências ter-se-ia iniciado no início do ciclo Brasiliano, em presença de magmatismo básico pré-orogênico.

Na região estudada a expressão cartográfica do Grupo São Roque *latu sensu* tem sido a de uma faixa que se desfaz entre as falhas de Jundiuvira e Rio Jaguari (Hasui 1983), Jundiuvira e São Bento do Sapucaí (Campos Neto *et al.* 1983). Campos Neto e Basei (1983a) definem para este grupo uma evolução estrutural com quatro fases de dobramentos superpostos, em que as idades brasilianas obtidas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar corresponderiam ao final da segunda fase.

Tassinari *et al.* (1985) estudaram os metaconglomerados do Grupo São Roque e obtiveram, através de amostras de seixos analisadas pelos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em concentrados de minerais separados, valores de 1200 M.a., que corresponderia a uma idade máxima para a deposição dos sedimentos do grupo. Para as análises realizadas na matriz dos metaconglomerados as idades próximas a 800 M.a. foram interpretadas como a época do metamorfismo principal, provavelmente sin-tectônico, e a idade aproximada de 620 M.a. como representativas da fase de resfriamento regional.

Juliani *et al.* (1986), Juliani (1993) e Juliani & Beljavskis (1995) estudaram as rochas polideformadas e polimetamorfizadas da região da Serra do Itaberaba e, através de parâmetros estratigráficos, deformacionais e metamórficos, redefiniram o Grupo São Roque *latu sensu* neste local. Assim, estas supracrustais foram subdivididas nos grupos Serra do Itaberaba, mais antigo e basal e São Roque, superior. Destaca-se ainda uma redução na deformação e no metamorfismo da base para o topo, nos dois grupos.

A idade de sedimentação dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque foi admitida como em torno de 1.7 Ga por Hackspacher (1994). A história tectono-metamórfica do conjunto estaria vinculada a processos colisionais ocorridos no final do Ciclo Brasiliano, que causaram mudanças

localizadas nos regimes tectônicos e foram dominados por movimentos transcorrentes/transpressivos responsáveis pela deformação dos sedimentos destas unidades e pelo alojamento de corpos graníticos em diferentes níveis crustais.

2.3.2 - Domínio da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé

Esta estrutura engloba terrenos gnáissicos, migmatíticos, granulíticos e graníticos que sofreram transporte para noroeste no Ciclo Brasiliano (Campos Neto *et al.* 1984). Seu padrão estrutural é constituído por domínios transcorrentes e de cavalgamento, associados a porções alóctones que incluem lascas de empurrão, suítes granitóides sin a tardi-cinemáticas e complexos gnáissico-migmatíticos. Segundo Tassinari e Campos Neto (1988) pelo menos dois importantes eventos formadores de rochas ocorreram neste domínio, o primeiro em 1.4 Ga e o segundo por volta de 800 Ma.

Na área mapeada estes terrenos estão representados pelo Complexo Piracaia (Campos Neto *et al.* 1983), que compreende rochas gnáissicas e migmatíticas associadas a um complexo granitóide intrusivo, de caráter intermediário (Janasi 1986). A unidade estaria limitada, a norte, por cavalgamentos sobre o Complexo Socorro e a leste pela falha de São Bento do Sapucaí.

A ocorrência de metaritmitos de alto grau foi estudada, na região de Atibaia, por Peloggia & Melhem (1991), que constataram a presença de estruturas gradacionais primárias nestas rochas.

2.3.3 - Zonas de cisalhamento

A área mapeada neste trabalho é secionada por três faixas de rochas miloníticas distintas, que têm sido freqüentemente chamadas de falhas ou falhamentos. São elas as zonas de cisalhamento direcionais São Bento do Sapucaí (ZCSBS), Sertãozinho (ZCS) e Jundiuvira (ZCJ), que serão aqui denominadas assim devido ao caráter predominantemente dúctil. São ainda critérios a serem considerados a grande extensão, o padrão anastomosado que promove contatos tectônicos entre as rochas envolvidas e o alto grau de deformação a que foram submetidas as rochas nos seus domínios, na área estudada.

2.3.4 - Rochas granitóides

A evolução das rochas granitóides que se distribuem por quase todo o embasamento do Estado de São Paulo é bastante complexa e ainda não conhecida satisfatoriamente. Carneiro *et al.* (1984b) estudaram o magmatismo do Grupo São Roque e identificaram as rochas metavulcânicas e os anfibolitos metabasíticos e bandados como representantes de uma atividade ígnea pré-tectônica. A complexidade da evolução dos corpos granitóides também foi atestada pelos mesmos autores, além da incidência de intrusões pré-tectônicas a F2 e da presença de corpos pós-cinemáticos essencialmente pegmatíticos.

Com base em informações petrográficas, geocronológicas e estruturais, e analisando a distribuição geográfica dos corpos, Hasui *et al.* (1978) classificaram os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste de acordo com diversos critérios, descritivos (relações de estruturas, fácies) e interpretativos (posicionamento tectônico, nível crustal). Merece atenção a divisão obtida entre granitóides sin e pós-tectônicos. Nos primeiros, foram incluídos os gnaisses Igaratá.

Tentativa semelhante foi realizada por Janasi e Ulbrich (1985, 1991). A região foi dividida em sete domínios, estando a área deste trabalho incluída nos domínios São Roque e Jundiaí. No primeiro, destacam-se granitóides porfiríticos, como os do Maciço de Igaratá, e leucogranitos a granada esparsos. No segundo domínio, são dignos de comentário os grandes volumes de granitóides porfiríticos e *augen* gnaisses, além do maciço monzodiorítico a quartzo-sienítico de Piracaia.

3 - APRESENTAÇÃO DA GEOLOGIA LOCAL

3.1 - UNIDADES MAPEADAS

3.1.1 - Complexo Piracaia

Esta unidade engloba as rochas metassedimentares na fácies anfibolito, migmatizadas ou não, pertencentes ao Complexo Piracaia (Campos Neto 1984). São separados nesta unidade os seguintes litotipos:

- 1. Granada biotita sillimanita-xistos localmente migmatizados
- 2. Paragnaisses bandados e porfiroclásticos

Granada biotita sillimanita - xistos localmente migmatizados

Estas rochas ocorrem no extremo noroeste da área mapeada. Seu contato com os gnaisses adjacentes é tectônico.

O tipo de estrutura predominante nestes migmatitos é a estromática, dada por alternância de bandas centimétricas a métricas com padrão anastomosado.

O mesossoma é constituído por biotita sillimanita-xistos, biotita sillimanita quartzoxistos, biotita quartzo-xistos e granada biotita sillimanita quartzo-xistos, que ocorrem em ritmos centimétricos a subcentimétricos, associados a mica-quartzitos finos a grossos. A granulometria é predominantemente média e a foliação principal é formada pela disposição de placas de biotita e fibras de sillimanita alternadas com bandas de quartzo recristalizado. Os cristais de granada chegam a atingir 0.5 cm. Uma foliação anterior é visível nestas rochas, configurando superfícies S que contêm restos de charneiras.

O leucossoma é formado por bandas graníticas hololeucocráticas com granulometria média a grossa, a turmalina. Às vezes aparecem como bolsões em meio aos xistos, cortando a foliação milonítica. As bordas são marcadas por enriquecimento biotítico, de espessura milimétrica.

Não foram encontradas exposições frescas, principalmente no caso dos xistos. Na maioria das vezes, estes apresentam-se com cores de alteração vermelho a alaranjado, quando

ricos em granada e sillimanita. O leucossoma granítico encontra-se também bastante alterado, com avançada caolinização dos feldspatos.

São freqüentes ainda intercalações de anfibolitos bandados e maciços, sob a forma de lentes métricas. A foliação nestas lentes é em geral concordante com a dos xistos.

Paragnaisses bandados e porfiroclásticos

Estas rochas apresentam-se sob duas formas:

- <u>Gnaisses bandados</u> - exibem bandamentos de espessuras variáveis, desde centimétrica até métrica. As bandas são formadas em geral pela alternância de porções ricas em minerais micáceos, especialmente biotita, e outras quartzo-feldspáticas (bandamento diferencial), mas a presença de níveis quartzíticos com granulometria média a grossa são também freqüentes.

- <u>Gnaisses porfiroclásticos</u> - possuem geralmente cor cinza clara, matriz com granulometria fina e porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico de até 5 mm no diâmetro maior.

Os dois tipos ocorrem freqüentemente associados e, quando miloníticos, exibem uma estrutura linear dada por *ribbons* de quartzo. A granada é mineral freqüente nestas rochas, como acessório ou não, podendo alcançar dimensões subcentimétricas. Suas bordas estão comumente substituídas por biotita.

A sequência é atravessada por corpos de rochas granitóides bem diferentes entre si, que serão descritos posteriormente.

3.1.2 - Grupo Serra do Itaberaba

Esta unidade é representada essencialmente por rochas metassedimentares e metabásicas de baixo a médio graus, incluídas por Juliani *et al.* (1986) e Juliani (1993) no Grupo Serra do Itaberaba, e que representariam a porção basal do Grupo São Roque *latu sensu*, com taxas de deformação e metamorfismo mais altas que este último. Foram individualizadas as seguintes seqüências litotípicas:

1. Quartzitos e metassedimentos quartzosos;

2. Paragnaisses bandados;

3. Sillimanita-xistos a sillimanita quartzo-xistos;

4. Biotita sericita-xistos a sericita quartzo-xistos com intercalações de metabásicas;

- 5. Sericita-filitos a filitos grafitosos quartzosos ou não;
- 6. Anfibolitos maciços e bandados.

Quartzitos e metassedimentos quartzosos

Estas rochas ocorrem predominantemente sob a forma de lentes alongadas segundo a direção das zonas de cisalhamento onde estão situadas (Jundiuvira e Sertãozinho). Por isto apresentam-se quase sempre milonitizadas, exibindo pronunciada lineação de estiramento mineral dada por *ribbons* de quartzo. Seus contatos são quase sempre tectônicos, mas foram observadas gradações internas para membros feldspáticos ou micáceos, além de intercalações locais com lentes de metassedimentos quartzosos rítmicos e filitos arenosos.

Dependendo do grau e do tipo de impurezas a rocha apresenta cor de alteração vermelha, amarela ou mesmo cinza, mas em geral sua aparência é branca. As proximidades da borda do corpo maior encontra-se quase sempre laminado ou bandado, enquanto que no centro seu aspecto é mais maciço. Os membros feldspáticos chegam à granulação média. Às vezes a rocha passa para um quartzito micáceo, com superfícies de desplacamento desenvolvidas a partir de bandas com espessuras milimétrica a subcentimétrica. Nos metassedimentos quartzosos rítmicos e filitos arenosos a granulometria varia de areia fina a silte, com coloração cinza esverdeado a marrom. Os ritmos definem um acamamento primário subcentimétricos na escala do decímetro foram encontradas em alguns blocos distantes dos corpos principais.

A turmalina é acessório freqüente nestes quartzitos, podendo atingir dimensões centimétricas. Sua cor é sempre negra e ocorre tanto nos quartzitos puros como nos feldspáticos e micáceos. Porções ricas em grafita também foram observadas.

Microscopicamente estes quartzitos são caracterizados por cristais de quartzo fortemente recristalizados, com granulometria fina. A muscovita ocorre tanto em grãos de pequeno tamanho, que são envolvidos pelo quartzo, como em grãos maiores, que controlam o crescimento deste mineral e faz com que adquira aspecto tabular.

Paragnaisses bandados

Esta unidade dispõe-se com formato lenticular ou de faixas alongadas na direção NE/SW, e faz contato, a noroeste, com rochas ultramiloníticas da ZCJ e a norte com metassedimentos do Grupo São Roque. O contato com os ortognaisses bandados da Serra do Barro Branco, a sudeste, não é claro, mas algum material granítico intrusivo foi observado formando bandas ou níveis que se intercalam freqüentemente aos metassedimentos, de maneira concordante.

Não foram encontrados afloramentos frescos destas rochas. De um modo geral estas apresentam estrutura gnáissica a xistosa bandada a fitada, com bandas centimétricas a eventualmente decamétricas. Estas bandas ocorrem freqüentemente de maneira descontínua, formando lentes por vezes sigmoidais. A coloração nos leitos mais escuros é em geral dada por tons avermelhados a amarelados. Nos mais claros é quase sempre branca a ligeiramente acinzentada.

O bandamento é caracterizado principalmente por diferenças composicionais e/ou granulométricas. Os níveis mais claros são compostos essencialmente por material quartzítico com ou sem contribuição de minerais micáceos (sericita e/ou muscovita) ou de feldspatos, que ocorrem freqüentemente como porfiroclastos. A granulometria nestas bandas varia de média a muito fina, chegando aparentemente à filonitização quando ricas em mica. Os níveis mais escuros são constituídos por material biotítico a quartzo-biotítico que, dependendo da granulometria, apresenta aspecto filítico a xistoso. Além disto aparentes gradações granulométricas foram observadas localmente. A estruturação interna destes leitos varia, não faltando tipos laminados e, mais raramente, maciços.

Sillimanita-xistos a sillimanita biotita quartzo-xistos

Estas rochas ocorrem a sudeste da ZCJ, nos domínios da ZCS, e constituem-se de xistos com granulometria fina a média que mostram freqüentemente um bandamento bastante estreito, dado por alternância de leitos subcentimétricos a milimétricos. Nas porções mais frescas este bandamento é representado por alternância de bandas de cor acinzentada, claras e escuras. Estados mais alterados conferem a estas bandas colorações alaranjadas (provenientes da sillimanita) e esverdeadas.

Ao microscópio os sillimanita-xistos têm texturas granolepidoblásticas a granonematoblásticas, estas últimas relacionadas à ocorrência de sillimanita fibrosa (fibrolita). Composicionalmente possuem, além de filossilicatos (biotita e muscovita) e quartzo, apenas sillimanita e/ou fibrolita, que aparece freqüentemente em forma de agregados nos quais podem ser observados núcleos aparentemente mais antigos de sillimanita. O quartzo ocorre geralmente sob a

forma de lentes ou filmes, exibindo forte extinção ondulante, mas em alguns locais apresenta-se sob a forma de cristais poligonizados, refletindo um grau de recristalização bastante avançado.

Foram encontrados leitos turmaliníferos com espessura decimétrica, concordantes com a foliação principal.

Biotita sericita-xistos a sericita quartzo-xistos e xistos com granada com intercalações de metabásicas

As rochas englobadas nesta seqüência têm sua ocorrência invariavelmente associada aos metapelitos sericíticos e grafitosos mencionados, e aparecem a noroeste da ZCJ, nos domínios da ZCSBS. São biotita quartzo-xistos, biotita muscovita-xistos, biotita sericita muscovita quartzo-xistos, biotita muscovita e xistos com granada com granulometria predominantemente média, podendo localmente alcançar dimensões pegmatóides.

Os afloramentos disponíveis encontram-se quase sempre alterados ou parcialmente alterados, exibindo tons violáceos a vermelhos e alaranjados, sendo que nas porções com alta concentração de biotita predominam tons dourados. São comuns as disseminações de manganês e a formação de canga manganesífera. Em geral a foliação é anastomosada, desenvolvida por minerais planares envolvendo núcleos quartzo-feldspáticos. Este padrão pode ser observado também a nível mesoscópico.

Os xistos com granada têm sua ocorrência restrita a poucos afloramentos situados preferencialmente a nordeste e, aparentemente, refletem um aumento de grau metamórfico nesta direção. A granada é quase sempre mais grossa do que os outros minerais e, quando fresca, possui cor marrom avermelhada, exibindo formas euédricas a subédricas.

Microscopicamente estes xistos apresentam texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas, com quantidades de biotita que atingem até quase a totalidade da rocha, mas que, em geral, aparecem como cristais finos a médios, intercrescidos com a muscovita. Sua cor varia de verde-claro a marrom, e está geralmente associada a minerais opacos. A ocorrência do quartzo dá-se em agregados com formatos lenticulares a ovalados, policristalinos, exibindo contatos internos geralmente em mosaicos poligonais e envolvidos por biotita. Os cristais de granada não possuem inclusões. Turmalina ocorre normalmente com hábito prismático característico, mas cristais anédricos foram observados localmente. O zircão e opacos se destacam também como minerais acessórios comuns.

Sericita-filitos a filitos grafitosos quartzosos ou não

O modo de ocorrência associado destas rochas fez com que fossem agrupadas numa mesma seqüência, sendo que há franca predominância dos sericita-filitos e sericita quartzo-filitos em relação aos filitos grafitosos. O contato com a seqüência descrita anteriormente é gradacional, caracterizado por interdigitações de bandas gradualmente empobrecidas em sericita e enriquecidas em biotita e muscovita. Atividades hidrotermais são freqüentes, principalmente próximo a estes contatos, promovendo o desenvolvimento de inúmeros veios de quartzo com espessura decimétrica. Texturas pegmatóides e turmalina ocorrem associadas a estas atividades.

De uma maneira geral os sericita-filitos e sericita quartzo-filitos apresentam coloração esverdeada a azulada. As porções mais pelíticas possuem aspecto prateado quando alteradas, enquanto que nas bandas mais arenosas o predomínio é de cores entre o amarelo e o vermelho. Os filitos e xistos finos a grafita são comumente de cor cinza e aspecto brilhante, sedosos ao tato. Estas rochas estão em geral bem laminadas, e não raro passam a filitos ardosianos com alternância de ritmos de metarenitos finos, de cor branca, centimétricos.

A relação entre estes dois litotipos não é clara. É possível que haja empobrecimento relativo de grafita próximo aos contatos com os sericita-filitos e sericita quartzo-filitos, como atesta Juliani (1993).

A nível microscópico estas rochas apresentam predominantemente sericita e/ou muscovita muito fina formando a foliação principal. Como acessórios mais comuns ocorrem grafita e turmalina.

Anfibolitos bandados e maciços

Estas rochas são encontradas como intercalações, principalmente nos xistos, e ocorrem em forma de lentes ou níveis de espessura decimétrica a métrica, e extensão atingindo o quilômetro. Sua estruturação pode ser bandada (bandas milimétricas) ou maciça, exibindo cor de alteração ocre característica. Quando encontradas frescas, possuem cor cinza escuro. A forma e o grau de deformação destas lentes variam de acordo com seu posicionamento em relação às zonas de cisalhamento que atravessam a área.

Associadas aos anfibolitos estão prováveis rochas metavulcânicas básicas com granulometria média, cujo aspecto quando sob alteração é de uma massa homogênea de cor vermelha com cristais de feldspato milimétricos dispostos caoticamente. Além disso foi

encontrada uma rocha com granulometria grossa, constituída essencialmente por anfibólio em grãos pontiagudos e plagioclásio.

Microscopicamente os anfibolitos são constituídos predominantemente por anfibólio de cor verde (hornblenda), que se altera com freqüência para clorita, nas bordas. Além disto as hornblendas exibem muitas vezes núcleos mais claros, de composição possivelmente actinolítitica. Ocorrem quantidades menores de plagioclásio. A granulometria predominante nestas rochas é a média, mas localmente são encontrados espécimes bastante finos e com forte orientação dos cristais de hornblenda.

Na porção central da ZCJ verificou-se a ocorrência de rocha composta por porfiroclastos euédricos a semi-euédricos de feldspato potássico e plagioclásio em meio a uma matriz essencialmente biotítica. Esta rocha está intensamente milonitizada, chegando mesmo à ultramilonitização, e é freqüentemente encontrada intercalada com material quartzítico recristalizado de cor branca, com granulometria média. Estas intercalações são, na maioria das vezes, centimétricas.

3.1.3 - Grupo São Roque

As rochas que compõem esta unidade fazem parte do Grupo São Roque *strictu sensu*, redefinido por Juliani *et al.* (1986) e Juliani (1993) como superior ao Grupo Serra do Itaberaba. Sua ocorrência restringe-se ao extremo sudeste da área e à porção central da seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba. Neste último o corpo maior encontrado possui forma alongada e situa-se na região onde a ZCJ faz uma inflexão para ENE, mas corpos menores ocorrem de modo esparso. Na parte sudeste as rochas do Grupo São Roque estão em contato tectônico com os ortognaisses da Serra do Barro Branco e com os mica-xistos da unidade subjacente.

Os metassedimentos que compõem esta unidade estão quase sempre muito alterados, exibindo cores variadas. Tons róseos, avermelhados, arroxeados, violáceos e amarelos alternamse com leitos brancos de composição quartzosa. Quando mais frescas apresentam cores cinza claro a escuro. São metargilitos a metarenitos de grau baixo, que alternam-se com rochas metabásicas e anfibolitos. O grau de alteração destas rochas é sempre alto, e não foram encontrados afloramentos frescos. A seqüência é formada por metassedimentos de cor roxa, de aspecto poroso, seguidos de mica-xistos esverdeados, metassedimentos arcoseanos (cor branca), anfibolitos bandados (cor ocre) e rochas metabásicas (vermelho maciço).

A estruturação em bandas de espessuras variáveis constitui-se na aparência mais comum observada nestas rochas. Estas bandas diferem na composição e na granulometria. Em geral os leitos mais arenosos possuem cores mais claras do que aqueles ricos em argila. Ritmitos também são relativamente freqüentes, e mais comuns em níveis argilosos. Por vezes, grandes bancos com estrutura maciça são encontrados, onde pode ser observada uma certa gradação granulométrica, de origem sedimentar. O acamamento original nestas rochas corresponde provavelmente ao bandamento composicional descrito, embora haja uma foliação paralela superposta. Não são raras as porções com aparência mais xistosa, nas quais esta foliação é mais visível.

3.2 - ATIVIDADES MAGMÁTICAS

3.2.1 - Ortognaisses

Granitóides tipo Serra do Barro Branco (ysb)

Estas rochas afloram a leste da ZCJ, e estão intercaladas com os xistos e filitos do Grupo Serra do Itaberaba. A relação entre estes granitóides e os metassedimentos é intrusiva, como atestam Campos Neto *et al.*(1988), embora os contatos observados sejam na sua maioria tectônicos. A sequência toda aparece sob a forma de corpos estirados segundo a direção geral (NE-SW), ocorrendo ao longo de toda a extensão da larga faixa milonítica que compõe a ZCS.

Foi possível separar três formas de ocorrência:

- <u>Ortognaisses porfiroclásticos homogêneos (γ sbp)</u> - São rochas de coloração cinza claro com matriz de granulação predominantemente fina, encontrando-se na área em questão quase que totalmente milonitizadas. Os porfiroclastos atingem até 1 cm de diâmetro e exibem freqüentemente mantos de recristalização associados a cominuição de grãos. Tipos equigranulares ocorrem localmente. Uma fraca turmalinização pôde ser observada e veios pegmatóides são freqüentes junto aos contatos com os sillimanita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, especialmente na porção mais a sudeste.

A composição varia de granítica a granodiorítica. Seus constituintes principais são biotita, plagioclásio, microclina, quartzo, ortoclásio e mais raramente anfibólio (hornblenda). Como acessórios, aparecem titanita, apatita, zircão e opacos, além de clorita, epidoto e

muscovita/sericita como produtos de alteração. A biotita mostra-se ora verde, ora marrom, sendo que a ocorrência da última parece estar relacionada com os membros mais graníticos.

- <u>Ortognaisses bandados (γsbb)</u> - Estas rochas diferenciam-se das anteriores devido à constante presença de veios graníticos hololeucocráticos e intercalações de níveis quartzíticos, que resultam em uma estruturação bandada. Localmente ocorrem lentes anfibolíticas e de rochas metabásicas, concordantes com a foliação geral.

Devido ao grau de alteração dos afloramentos não foi possível analisar petrograficamente os veios. No entanto, seus contatos com os granitóides são paralelos à foliação milonítica regional.

- <u>Ortognaisses porfiroclásticos grossos (γsbg)</u> - Não foram realizadas análises petrográficas nestas rochas. Trata-se provavelmente de membro mais diferenciado da série, o que evidencia-se pela maior quantidade de porfiroclastos de feldspato potássico (com dimensões maiores que 1 cm) em relação aos de plagioclásio.

Granitóides tipo Serra do Mato Mole (ymm)

Constituem-se num batólito que teve sua colocação provavelmente ligada à movimentação da zona de cisalhamento São Bento do Sapucaí. A forma do corpo maior, localizado a norte, é alongada segundo WSW-ENE, mas foram encontradas outras exposições mais a sul, de pequenas dimensões.

Trata-se de um *augen* gnaisse rosado a cinza rosado de estrutura planar com matriz fina, cinza escura, e porfiroclastos de feldspato alcalino róseo ou cinza que atingem até 5 cm de diâmetro maior. Estão geralmente alongados segundo a direção de estiramento principal. A parte mais central do corpo exibe um fácies equigranular, sendo possível que haja uma gradação entre os dois tipos. A milonitização é freqüente, principalmente nas bordas.

O contato a oeste e sudoeste se faz com os filitos do Grupo Serra do Itaberaba. Cunhas afiladas destes metassedimentos, em locais onde pôde ser notado ligeiro aumento na recristalização dos mesmos, são encontradas adentrando os gnaisses. A sul e sudeste o corpo é interrompido por uma extensa faixa de sillimanita-xistos, para depois continuar na forma de um segmento estirado. O novo contato é feito com os metassedimentos arenosos a argilosos.

Os ortognaisses da Serra do Mato Mole são formados por uma matriz biotítica, com hornblenda em menor quantidade, bastante fina. Duas gerações de biotita são aparentemente reconhecidas. A primeira forma a foliação principal da rocha, possui cor verde e granulometria

fina; a outra, de cor marrom e aspecto fibroso, possui granulometria mais grossa e está associada aos porfiroclastos. A orientação desta última é discordante em relação à primeira. Quartzo ocorre em *ribbons*, e é constituinte da matriz. Os porfiroclastos são formados preferencialmente por feldspato potássico, em especial microclina, mas plagioclásio também ocorre não sem freqüência. A cominuição de grãos ao redor dos porfiroclastos é comum, formando sombras de pressão assimétricas. Como minerais acessórios principais estão a titanita, carbonatos e opacos.

Em termos composicionais, estas rochas são constituídas por biotita (15%), quartzo (35%), microclina (25%), plagioclásio (12%), ortoclásio (6%), titanita (4%) e acessórios (3%).

Ortognaisses com bandamento transposto (yt)

São rochas cuja ocorrência está ligada também ao setor de junção entre as zonas de cisalhamento Jundiuvira e São Bento do Sapucaí, e cujo corpo principal acompanha a inflexão observada na primeira. Trata-se de um *pod* menos deformado cuja metade sul está colocada quase que inteiramente dentro dos mica-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, em razão do que estes apresentam uma estrutura bifurcada. A porção norte faz contato com os ortognaisses da Serra do Mato Mole e com os metassedimentos arenosos a argilosos. A sul estas rochas aparecem sob a forma de uma estreita faixa, na parte central da ZCJ.

A xistosidade principal nestes ortognaisses é dada por transposição, o que evidencia-se pela presença de inúmeros restos de charneiras e de foliações antigas, observadas principalmente nas bandas micáceas em escala mesoscópica. Estas estruturas são encontradas no interior do corpo principal, cuja forma facilitou sua preservação.

A composição desta rocha é de um granito a quartzo-granito com textura porfiroclástica poiquilítica e granulometria fina a média. Como constituintes principais destacam-se quartzo (35 a 40%), microclina (25%), plagioclásio (15%), biotita e hornblenda (10%) e ortoclásio(8%), além de titanita, zircão, turmalina e opacos como acessórios (5%). A muscovita (5%) ocorre como mineral secundário, crescendo principalmente paralela às novas superfícies formadas pelo cisalhamento e nos planos de clivagem dos feldspatos. Cristais aciculares de rutilo formam inclusões romboédricas na biotita.
3.2.2 - Corpos graníticos menores

A área mapeada é caracterizada pela ocorrência de corpos graníticos com pequenas dimensões. A forma geral destes corpos é alongada segundo o trend regional, podendo estar mais ou menos deformados em função da época de colocação e de sua relação temporal com os eventos tectônicos que atuaram na região. De um modo geral são separados quatro tipos de rochas granitóides:

Granito a duas micas (y2m)

Rocha com granulometria média-grossa, inequigranular. Forma pequenos corpos alongados, intrusivos preferencialmente nas rochas do Complexo Piracaia e, quando foliados, exibem estruturas S-C e mantos de recristalização assimétricos que indicam sentido de movimentação sinistral (ZCSBS).

O corpo maior possui cerca de 2.5 km de comprimento, e está situado na porção centrosul da seqüência paragnáissica, fazendo contato a oeste com os xistos e migmatitos. A forma retilínea leva-nos a crer que se trata de um limite tectônico. Encontra-se praticamente indeformado e é cortado por veios hololeucocráticos com espessura centimétrica. Suas exposições estão limitadas a matacões arredondados quase sem foliação.

Um outro corpo desta rocha é encontrado no contato entre os metassedimentos de alto grau do Complexo Piracaia e os xistos e filitos do Grupo Serra do Itaberaba, que se intercalam repetidamente no local. A forma extremamente estirada deste corpo (dentro da área mapeada alcança 2.5 km de extensão maior, enquanto que a largura não ultrapassa 250m) e a relação de contatos pode sugerir, no máximo, uma contemporaneidade com o evento cisalhante principal.

Composicionalmente trata-se de um muscovita biotita-granito inequigranular a porfirítico, com granulometria predominantemente média, leucocrático. Apresenta como minerais essenciais microclina (29%), quartzo (25%), plagioclásio (32%), biotita (10%) e muscovita (1,5%). Como acessórios ocorrem zircão, titanita, alanita, apatita e opacos (2,5%). Minerais de alteração como epidoto e sericita são comuns como produtos da saussuritização do plagioclásio. Também a biotita se altera freqüentemente para clorita, por vezes pseudomórfica.

Granito fino, cinza, linear (γc)

Ocorre no setor norte da seqüência, sob a forma de um corpo alongado e bipartite intrudido nos paragnaisses.

Trata-se de um granito de cor cinza claro, com granulometria fina, equigranular a porfirítico, com marcada estruturação linear. Muitos veios de quartzo cortam esta rocha, nas proximidades dos quais proliferam minerais com textura pegmatítica.

Biotita-granito porfiroclástico milonitizado (γl)

Aparece na parte sul da seqüência paragnáissica, em forma de uma lente cujo contato a leste se faz com metassedimentos rítmicos de baixo grau. São rochas com granulometria médiagrossa, porfiríticas, com pronunciadas foliação milonítica e lineação de estiramento de quartzo.

As análises petrográficas revelaram tratar-se de um granito, cuja composição inclui plagioclásio (33%), quartzo (24%), microclina (17%), biotita (10%) e ortoclásio (8%), além de zircão e minerais opacos como acessórios (3%). Clorita e muscovita ocorrem como produtos de alteração.

Leucogranito porfiroclástico milonitizado a granada (yg)

Esta rocha forma corpos extremamente estirados nas proximidades do eixo central da ZCJ. Sua ocorrência está restrita às porções central e norte desta zona de cisalhamento (fazendo contato com os metarenitos a metargilitos do Grupo São Roque).

Ao microscópio o leucogranito é constituído por quartzo muito fino recristalizado, porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio fraturados (apresentam deslizamento relativo entre as superficies de fratura) e muscovita em grãos finos a grossos definindo a foliação principal. Há formação de *mica fish* indicando movimentação destral. Biotita quase não é vista, mas existem vestígios de que ao menos parte da muscovita encontrada tenha se formado às suas expensas. Quantidade considerável de granada (cerca de 8%, sem inclusões) foi observada. Os cristais deste mineral exibem fraturas nas quais há formação de clorita, e seu crescimento parece ter sido posterior ao desenvolvimento da foliação, pois existe truncamento das estruturas. Além disso são ainda constituintes desta rocha titanita, zircão e turmalina.

4 - ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL

4.1 - CONCEITOS BÁSICOS E TERMINOLOGIA UTILIZADA

Neste capítulo procurar-se-á descrever e interpretar as estruturas micro, meso e macroscópicas observadas no campo e nos diagramas de plotagem de pontos, além de discutir e classificar as rochas encontradas de acordo com seu grau de deformação. Para a descrição das estruturas planares e lineares optou-se pela utilização da letra n como índice, correspondendo ao conjunto das feições principais e mais penetrativas na área, sendo acrescida de (-1), (+1) e (+2) quando se referir a outros conjuntos de estruturas. Deste modo, as foliações, lineações de estiramento miloníticas, lineações de crenulação, lineações de interseção, dobras e eixos de dobras serão referidos, respectivamente, como S, Lem, Lc, Li, D e E.

Para a descrição das rochas miloníticas utilizar-se-á a classificação de Sibson (1977), em conjunto com a de Higgins (1971). Assim, os termos <u>protomilonito</u>, <u>milonito</u> e <u>ultramilonito</u> serão aplicados de acordo com a porcentagem entre porfiroclastos e matriz, em rochas nas quais predominam os processos de cominuição de grãos por deformação dúctil.

Na realidade o limite entre estas denominações é um tanto subjetivo, e depende do modo como é interpretado. Como comentam Passchier & Trouw (1994) uma rocha classificada como ultramilonito pode não evidenciar, necessariamente, um grau de deformação maior do que um milonito, pois o desenvolvimento de porfiroclastos não ocorre por exemplo em altas temperaturas ou em rochas com granulometria muito fina. Estudos mais recentes (Tullis *et al.* 1982; Mawer 1986) têm buscado um consenso sobre critérios mais precisos na definição de rochas miloníticas. De um modo geral admite-se que milonitos sejam rochas desenvolvidas predominantemente por deformação dúctil, com significativa redução no tamanho dos grãos, pronunciadas foliação e lineação e exibindo comumente estruturas assimétricas (planos S-C, porfiroclastos/blastos rotacionados, etc.). As zonas miloníticas podem se desenvolver em qualquer escala.

Para facilitar a análise e a compreensão a área foi dividida em domínios estruturais homogêneos, que correspondem basicamente às zonas de cisalhamento envolvidas, e subdomínios (Fig. 4.1). Os dados foram tratados em diagramas de projeção estereográfica, com plotagem de pontos e curvas de isofreqüência, utilizando-se o *software* Stereonet (Steinsund 1993). Os contornos mostrados correspondem aos planos Sn (foliação milonítica), que se constituem na foliação principal observada.



Fig. 4. 1 - Domínios e subdomínios estruturais na área mapeada.

A determinação do sentido do movimento nestas zonas de cisalhamento também será objeto deste estudo, através da utilização de critérios cinemáticos. Uma descrição detalhada destes indicadores será realizada oportunamente.

4.2 - ASPECTOS GERAIS DAS ZONAS DE CISALHAMENTO

A área pesquisada é cortada por três zonas de cisalhamento direcionais denominadas São Bento do Sapucaí (ZCSBS), Sertãozinho (ZCS) e Jundiuvira (ZCJ), cujos aspectos deformacionais serão discutidos posteriormente (Fig. 4.2). A movimentação destas zonas atuou imperiosamente sobre a região estudada, impondo às rochas uma deformação visível em quase toda a área. Esta deformação foi responsável pela obliteração e mudanças na orientação de feições mais antigas, por modificações nas condições de metamorfismo e por geração de novas estruturas. Além disto, a segmentação de determinados terrenos e justaposição de outros e a colocação de corpos granitóides diversos constituem-se numa importante característica destas zonas de cisalhamento.

A distribuição geral das megaestruturas envolvidas pode ser sintetizada da seguinte maneira: Duas zonas de cisalhamento sinistrais, São Bento do Sapucaí e Sertãozinho, orientadas NE/SW, nas quais a similaridade nos aspectos estruturais, litológicos e mineralógicos denotam uma disposição original na forma de uma única e extensa faixa sinistral. A feição mais marcante da ZCSBS é uma estrutura em flor negativa, gerada por movimentos laterais oblíquos divergentes essencialmente subhorizontais que promoveram o abatimento de terrenos de grau metamórfico mais baixo e cujo flanco oeste encontra aparentemente reflexo na ZCS. Esta estrutura em flor é cortada no seu flanco leste pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira, destral, causando visível truncamento de estruturas. A movimentação lateral destral da ZCSBS e foram responsáveis provavelmente pelo desenvolvimento de dobras assimétricas com vergência para NW, plano-axiais a superfícies que deformam a foliação milonítica formada por cisalhamento.



Fig. 4. 2 - Principais traços da foliação e limites aproximados das zonas de cisalhamento na área mapeada.

A feição estrutural mais característica desta região é uma foliação milonítica a protomilonítica (Sn) penetrativa em todos os tipos litológicos mapeados, exibindo orientação preferencial NE/SW e apresentando ângulos de mergulho médios a altos, sendo modificada localmente por estruturas tardias ou posteriores ao seu desenvolvimento. Esta foliação é quase sempre paralela a um bandamento composicional e/ou diferencial e aos contatos entre as rochas presentes. Estruturas mais antigas são identificadas em dobras intrafoliais e em charneiras de microdobras, não havendo entretanto diferenças mineralógicas significativas entre os dois planos, sugerindo uma relação de contemporaneidade. Dobramentos simétricos isoclinais a fechados com eixos caindo preferencialmente para NE e SW admitem planos axiais paralelos a estas superfícies. Outra importante característica da foliação milonítica é a presença de intensa lineação de estiramento dispersa na direção NE/SW, a maioria de baixo caimento. A orientação das foliações Sn, lineações de estiramento miloníticas Lem e dos eixos de dobras E(n) são bastante semelhantes em todos os domínios e pode ser vista na Fig. 4.3.



Fig. 4. 3 - Orientação geral das principais estruturas observadas na área. a) Foliação milonítica Sn (Contornos 0.47, 1.18, 1.88, 2.59, 3.29); b) Lineações de estiramento miloníticas Lem (\checkmark) e eixos de dobras E(n) (\checkmark) e E(n+1) (σ^{\times}).

A evolução estrutural destas zonas de cisalhamento passa certamente por um progressivo arrefecimento nas condições metamórficas. Como será visto mais detalhadamente adiante, a geração da foliação milonítica principal (Sn) foi algo posterior ao ápice do metamorfismo, no caso da movimentação sinistral (zona da sillimanita na ZCSBS e ZCS). Nestes domínios, esta redução chegou à zona da biotita. Ao mesmo tempo, a instalação da ZCJ destral produziu superfícies miloníticas não distinguíveis, quanto à orientação, daquelas geradas anteriormente, mas cujas assembléias mineralógicas chegam à zona da clorita.

4.3 - ZONA DE CISALHAMENTO SÃO BENTO DO SAPUCAÍ (ZCSBS)

A ZCSBS foi inicialmente descrita como falha por Cavalcante *et al.*(1979) e estende-se na direção SSW-NNE desde os arredores de Baependi (MG) até Nazaré Paulista (SP).Oliveira *et al.* (1983) identificaram uma faixa cataclástica com espessura aproximada de 600 m para esta zona de cisalhamento, numa região a nordeste da aqui abordada. Foram reconhecidos desde protomilonitos até ultramilonitos, além de corpos lenticulares de mica-xistos e quartzitos associados, colocados tectonicamente. Os fortes mergulhos da foliação, preferencialmente para SE, são sugestivos de uma movimentação de alto ângulo.

No local onde está inserida a área desta pesquisa a ZCSBS conforma um domínio transtrativo caracterizado pela justaposição de terrenos de graus metamórficos diferentes e pela possível colocação de corpos graníticos. No contato entre os metassedimentos de baixo a médio graus do Grupo Serra do Itaberaba, a sudeste, com as rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Piracaia, a noroeste, a presença de rochas exibindo feições cataclásticas e a continuidade dos indicadores cinemáticos sinistrais sugerem um provável limite para esta zona de cisalhamento.

4.3.1 - Foliações

O principal registro deformacional reconhecido na região ocorre sob a forma de superficies miloníticas penetrativas com orientação NE e mergulhos predominantemente para SE. Estes planos, ora denominados Sn, são materializados nos gnaisses e xistos do Complexo Piracaia através de uma estruturação bandada bastante comum nestas rochas. Esta estruturação é dada por superficies de diferenciação, transposição, crescimento planar de minerais (xistosidade) e

lenticularização e achatamento de minerais ou agregados minerais. O bandamento é freqüentemente descontínuo, gerando formas lenticulares.

Nos sillimanita-xistos e granada sillimanita-xistos o desenvolvimento dos planos Sn miloníticos gera lenticularização e estiramento dos minerais, e é marcado pela orientação de minerais planares e prismáticos orientados subparalelamente à foliação principal. Os aspectos microestruturais mostram que esta foliação se desenvolveu após o metamorfismo principal que gerou a sillimanita, já que os principais registros deste mineral encontram-se em porções mais preservadas nos flancos de microdobras com planos axiais paralelos a Sn. A redução nas condições de metamorfismo é revelada pela recristalização estática de biotita ao longo das superfícies Sn, formando arcos poligonais. Além disto a observação destas estruturas foi possível também em granadas (ver Fig. 5.3), em cujo interior superfícies Sn constituídas por quartzo e inclusões opacas apresentam relativa ligação com a foliação externa, indicando seu caráter sin a pós-metamórfico.

Nos paragnaisses a foliação milonítica é caracterizada por porfiroclastos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio geralmente cominuídos e fraturados, em meio a uma matriz quartzo-feldspática finamente recristalizada (mortar). Esta matriz forma agregados principalmente ao redor dos porfiroclastos, formando sigmóides indicativos de movimentação sinistral. Nos domínios micáceos a foliação principal se amolda a estes porfiroclastos, formando pequenas dobras que conformam estruturas em quadrante sinistrais.

A foliação milonítica mostra grau variável de desenvolvimento nos biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba. Faixas contínuas ou descontínuas de metassedimentos dispõem-se alternadamente de modo anastomosado com intrusões graníticas hololeucocráticas submétricas milonitizadas, gerando formas lenticulares. Esta foliação está organizada microestruturalmente nestes xistos como níveis de biotita orientada paralela ou subparalelamente à foliação envolvendo agregados de quartzo policristalino com formatos lenticulares a ovalados, normalmente assimétricos. Nos planos de cisalhamento C o crescimento de muscovita secundária é comum.

Algumas rochas granitóides encontradas nos domínios da ZCSBS exibem foliações concordantes com os xistos e filitos nos quais estão intrusivos. Outras vezes são encontrados bolsões graníticos hololeucocráticos métricos com formas alongadas na direção da foliação milonítica, mas sem estrutura interna aparente. Pedaços menores destes granitos aparecem como *pods* sigmoidais, configurando arranjos sinistrais.

Embora apresentem, aparentemente em toda a extensão mapeada, um *fabric* planar concordante com a das encaixantes, os ortognaisses graníticos da Serra do Mato Mole exibem

foliação milonítica apenas próximo às bordas. Nestes locais esta foliação é dada por porfiroclastos de feldspato potássico, parcialmente alterados para microclina, fraturados e alongados geralmente segundo a foliação principal. Estes porfiroclastos estão envoltos em matriz rica em biotita e anfibólio bastante finos. Níveis de quartzo em *ribbons* e sombras de pressão assimétricas dão à rocha por vezes um aspecto ligeiramente bandado. A relação porfiroclastos/matriz é gradualmente reduzida com o aumento da deformação, principalmente em ocorrências menores, distantes do corpo principal.

Na porção nordeste da ZCSBS foram encontradas rochas que, embora não tenham sido caracterizadas como cataclasitos, apresentam elementos indicativos de deformação rúptil. São gnaisses porfiroclásticos e bandados com foliação milonítica de direções entre N80E e N30E, caracterizados texturalmente por fragmentação e imbricamento dos porfiroclastos em uma matriz essencialmente quartzo-feldspática recristalizada.

Subordinadamente à foliação milonítica principal foram reconhecidas superficies anteriores, denominadas S(n-1). Estes planos são formados por uma foliação metamórfica possivelmente paralela a um bandamento composicional pretérito, e revelam-se através de sua relação com os planos Sn posteriores, formados por diferenciação. Restos de charneiras e dobras sem raiz isoclinais a fechadas com relativo espessamento apical e que admitem planos axiais paralelos a Sn são encontradas em alguns níveis gnáissicos do Complexo Piracaia.

A presença de clivagem de crenulação, em xistos, e disjuntiva, em rochas quartzofeldspáticas, cortando a foliação milonítica é bastante freqüente na área. Estas superfícies, referidas aqui como S(n+1), podem também ser observadas em núcleos de algumas dobras tardias, e apresentam geralmente direções semelhantes às da foliação principal, com mergulhos ligeiramente mais baixos. O desenvolvimento destas estruturas foi aqui relacionada a movimentos transpressivos posteriores gerados pela movimentação destral da Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ), e que serão descritos adiante.

Os planos S(n+1) encontram-se bem representados no subdomínio dos xistos e migmatitos, onde observa-se uma clara tendência NE com mergulhos predominantemente para SE e subordinadamente, para E. A orientação média é de N42E/52SE (Fig. 4.4a). No subdomínio dos paragnaisses (Fig. 4.4b) a dispersão nas orientações e nos mergulhos das foliações Sn dentro dos quadrantes NW e SE é mais acentuada. As superfícies com mergulhos mais baixos concentram-se preferencialmente próximo ao limite noroeste deste subdomínio com o dos xistos e migmatitos.

No subdomínio correspondente aos xistos e filitos a foliação milonítica assume direção SSW/NNE com mergulhos bastante altos para ESE e WNW (Fig. 4.4c). A distribuição de Sn

exibe um padrão bastante uniforme, configurando dois agrupamentos principais nestas direções. Discussões a respeito desta distribuição serão feitas oportunamente.



Fig. 4. 4 - Domínio da ZCSBS. a) Subdomínio dos xistos e migmatitos; b)Subdomínio dos paragnaisses; c) Subdomínio dos xistos e filitos. Contornos de Sn.

4.3.2 - Lineações

A lineação principal observada no domínio da ZCSBS é definida essencialmente por agregados de filossilicatos e cristais de quartzo e feldspato estirados, e está contida no plano da foliação milonítica Sn. Entende-se neste contexto esta lineação principal como o eixo maior de extensão (X) do elipsóide de deformação.

Estas lineações, denominadas aqui Lem (lineação de estiramento milonítica), apresentam caimento baixo a médio, com orientações predominantemente para NE (Fig. 4.4a, b e c). A dispersão observada ao longo deste quadrante reflete a distribuição dos planos miloníticos nos dois flancos da estrutura em flor negativa caracterizada neste domínio. As direções e caimentos exibidos correspondem aos movimentos oblíquos relativos à geração desta estrutura.

4.3.3 - Dobras

Duas gerações de dobras puderam, aparentemente, ser identificadas no domínio em pauta. As primeiras, isoclinais a fechadas, simétricas, admitem planos axiais paralelos à foliação milonítica Sn e exibem eixos com orientações semelhantes às da lineação de estiramento. Estes eixos foram chamados E(n).

A segunda geração de dobras foi aqui relacionada a componentes compressivos produzidos por movimentos oblíquos convergentes ao longo da ZCJ destral. São dobramentos assimétricos, abertos a fechados, com vergência provavelmente para NW e que deformam a foliação milonítica principal. Os eixos destas dobras possuem orientações preferencialmente para NE/SW, mas o grau de dispersão é bem maior que o dos eixos E(n).

As superfícies S(n+1) não foram identificadas nos xistos e migmatitos do Complexo Piracaia. Nas rochas gnáissicas, contudo, são relativamente comuns as dobras em escala de afloramento que deformam a foliação Sn. Além disto, os dobramentos assimétricos D(n+1)podem ser reconhecidos em mega escala neste domínio. A análise da distribuição de Sn no subdomínio dos paragnaisses mostra a presença de um eixo E(n+1) orientado N50E/5°, relacionado a dobramento subcilíndrico (Ramsay & Hubber 1987) (Fig. 4.5). De acordo com observações de campo, a disposição destas foliações configura uma estrutura sinformal.

A análise das dobras intrafoliais revela a presença de foliações em teoria mais antigas do que a foliação hospedeira, no caso Sn. As características mineralógicas semelhantes das duas foliações, no entanto, permitem interpretar que estas dobras podem ter sido geradas durante a

evolução da foliação principal, na qual a deformação progressiva de remobilizados em zonas de distensão produz dobras com charneiras espessadas e flancos rompidos. Estas dobras foram encontradas principalmente em sillimanita-xistos migmatizados e em paragnaisses, e são geralmente assimétricas, com planos axiais paralelos a subparalelos à foliação milonítica principal.



✓ Plano Axial
Eixo construído
✓ Plano principal médio de simetria monoclínica

Fig. 4.5 - Domínio da ZCSBS, subdomínio dos paragnaisses. Provável dobra subcilíndrica D(n+1) em superfícies Sn.

4.3.4 - Domínio transtrativo da ZCSBS

Como visto anteriormente, as foliações Sn apresentam-se, no subdomínio dos xistos e filitos, concentradas em dois agrupamentos principais, a SE e NW, exibindo altos ângulos de mergulho. Dois aspectos podem ser considerados para explicar esta dicotomia:

1. Os dados de campo mostram que as foliações com mergulhos para NW concentram-se quase que totalmente na porção sul da faixa principal desta zona de cisalhamento, enquanto que as foliações com mergulhos para SE estão situadas preferencialmente na porção norte. Bell & Hammond (1984) confirmam que este caráter anastomosado da foliação é bastante comum em zonas de cisalhamento, principalmente nas de alto ângulo.

2. A presença de uma estrutura em flor negativa, resultante de movimentação lateral oblíqua divergente de caráter sinistral ao longo desta faixa e responsável pelo encaixe de

metassedimentos de baixo a médio graus dentro de gnaisses e migmatitos. Nesta zona transtrativa, orientada NE, as foliações a noroeste possuem mergulhos para SE, enquanto que aquelas a sudeste mergulham preferencialmente para NW.

Dois subdomínios são reconhecidos (Fig.4.6). No primeiro, a SW, os xistos e filitos do Grupo Serra do Itaberaba alternam-se repetidamente em ambos os lados da estrutura em flor, em fatias com contatos certamente tectônicos. Corpos de rochas granitóides com formas extremamente alongadas também são encontrados em meio a estas fatias.

No segundo subdomínio, a NE, a estrutura em flor negativa se abre, permitindo provavelmente a colocação de um imenso corpo granítico (Ortognaisses da Serra do Mato Mole). A forma alongada do batólito e a continuidade entre as estruturas das encaixantes e do plúton constituem-se em forte indício do seu caráter sin-tectônico, além da presença de halos de metamorfismo dinâmico (Jardim de Sá 1984, 1994). Com efeito, amostras colhidas nas bordas do corpo granítico exibem feições típicas de deformação no estado sólido a subsólido (feldspatos estirados e/ou fraturados, com desenvolvimento de caudas de recristalização dinâmica), ao contrário do núcleo. Cavalcante *et al.* (1979) descrevem rochas graníticas facoidais cinzentas a róseas, bastante semelhantes a estes ortognaisses, sendo atravessadas pela Falha de São Bento do Sapucaí, a sul da área deste trabalho.

O limite desta estrutura em flor é feito, a noroeste, com os paragnaisses do Complexo Piracaia, e caracteriza-se pela justaposição de terrenos com graus metamórficos distintos. Existem indícios, porém, de que a faixa milonítica relativa à ZCSBS estenda-se ainda mais para noroeste, além do contato tectônico entre os paragnaisses e os xistos e migmatitos. Observações de campo permitiram identificar neste local uma faixa milonítica orientada NE, visível em fotografias aéreas e com uma forte persistência dos indicadores sinistrais. Em um afloramento próximo foram encontradas rochas cataclásticas, associadas às quais observaram-se estruturas mesoscópicas rúpteis distensivas, relacionadas provavelmente ao domínio transtrativo em questão (Fig. 4. 7), e estrias direcionais típicas de superfícies de falhas.

O flanco sudeste da estrutura em flor é truncada pelas estruturas da ZCJ, orientadas predominantemente NE/ENE com mergulhos altos para SE. Esta relação de estruturas é indicativa do caráter mais jovem da ZCJ.



Fig. 4.6 - Planta e perfis esquemáticos dos subdomínios da estrutura em flor da ZCSBS. (a) Subdomínio SW. (b) Subdomínio NE.



Fig. 4.7 - Fotomicrografia mostrando estrutura rúptil distensiva em rochas graníticas do domínio da ZCSBS. A porção central, mais clara, desceu. Objetiva 0.8 X, sem analisador. Ponto G-152.



Fig. 4.7 - Superfície extensional subparalela (N15°E/75°SE) ao traço principal da estrutura em flor negativa. Bloco da direita desceu. Biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, Ponto G-210.

A ausência de lineações oblíquas e/ou perpendiculares ao traço principal da estrutura sugere que sua geração tenha se dado predominantemente através de movimentos horizontais a subhorizontais (Fossen *et al.* 1994). Localmente foram observadas estruturas interpretadas como superfícies extensionais que geram um bandamento assimétrico (Fig. 4.7) que deve constituir um sistema normal escalonado, típico deste tipo de movimentação.

Registros de movimentação de caráter sinistral foram observados por Riccomini (1993) e por Teixeira (1995), estudando os metassedimentos neoproterozóicos das bacias do Pico de Itapeva e Eleutério, respectivamente. Esta movimentação teria sido responsável pela abertura destas bacias (tipo *pull-apart*), que sofreram posteriormente os efeitos de uma inversão tectônica de sinistral para destral através de uma compressão de SE para NW.

4.4 - ZONA DE CISALHAMENTO SERTÃOZINHO (ZCS)

A ZCS (Cavalcante & Kaefer 1974) tem sido considerada como limítrofe entre as rochas do Grupo São Roque, a noroeste, e terrenos gnáissico-migmatíticos, a sudeste (Compartimento Monteiro Lobato de Hasui *et al.* 1977). Campos Neto & Basei (1983b) consideram que esta falha promova a compartimentação do Grupo São Roque nesta região.

Na área mapeada esta zona de cisalhamento está representada por uma larga faixa milonítica orientada NE/SW que promove intercalações entre os metassedimentos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque e os ortognaisses da Serra do Barro Branco, em contatos predominantemente tectônicos. As estruturas da ZCS são truncadas, a noroeste e a norte, pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ), e seus limites parecem estender-se talvez para sudeste, além da área deste trabalho, não sendo possível, portanto, delimitar um traço de cisalhamento principal.

4.4.1 - Foliações

A exemplo do que ocorre nos outros domínios, na ZCS a foliação milonítica constitui-se na superficie mais penetrativa observada (Fig. 4.8a e b). De um modo geral, existe uma clara predominância de protomilonitos, caracterizados principalmente nas rochas com granulometria mais grossa, em relação aos milonitos.



Fig. 4.8 - Domínio da ZCS. a) Subdomínio noroeste; b) Subdomínio sudeste (plano axial e eixo construído da estrutura sinformal). Contornos de Sn.

Nos sillimanita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba a foliação milonítica é constituída por um bandamento composicional e/ou diferencial milimétrico a centimétrico bastante conspícuo, e que desenvolve localmente clivagem de crenulação. Esta foliação é delineada, nestas rochas, por *ribbons* de quartzo e sillimanita prismática e fibrosa (fibrolita), alongados segundo a direção de estiramento principal. Esta última forma ainda charneiras de pequenas dobras plano-axiais, cujos restos podem ser observados microscopicamente, sugerindo que o bandamento diferencial rompido pelo cisalhamento foi desenvolvido a partir de crenulação. Existem vestígios de que os planos Sn sejam plano-axiais a dobras apertadas a isoclinais com eixos orientados NE, e charneiras espessadas e agudas, mas em níveis mais metamórficos estes planos são paralelos a superfícies axiais de microdobras. O significativo crescimento de biotita estática e a formação de muscovita secundária a partir da sillimanita nas charneiras destas microdobras sugerem uma diminuição na temperatura após a geração da foliação milonítica. Além disto, observou-se que os prismas de sillimanita tendem a se concentrar em núcleos mais preservados, ao redor dos quais predomina sillimanita fibrosa. Há indícios de que este bandamento sofra localmente processos de redobramento seletivo, fazendo com que os planos micáceos de diferenciação sejam novamente crenulados (Passchier & Trouw 1994).

Nas rochas granitóides, constituídas de protomilonitos e milonitos, a foliação principal rompe dobras fechadas a apertadas, cujos flancos foram afinados com a deformação cisalhante. Estas rochas são na sua maioria porfiroclásticas, e formam tectonitos L a LS com grande profusão de indicadores cinemáticos sinistrais. Assimetrias deste tipo em mantos de recristalização ao redor de porfiroclastos e em objetos do tipo δ foram identificadas em ortognaisses porfiroclásticos da Serra do Barro Branco.

De acordo com a intensidade da deformação a foliação nestes ortognaisses varia de protomilonítica a milonítica, exibindo sempre algum grau de recristalização. De um modo geral, os processos de milonitização progressiva são caracterizados, nestas rochas, pela cominuição gradativa dos grãos, inicialmente de quartzo e depois de feldspato, provocada principalmente por recristalização dinâmica. Feições como extinção ondulante, recuperação e bandas de deformação, no quartzo, e microfraturamento e arqueamento da geminação, nos feldspatos, vão sendo gradualmente substituídas por subgrãos e cristais neoformados com granulação mais fina. Os contatos entre os grãos de quartzo nos *ribbons* e agregados policristalinos tornam-se cada vez mais retos e definidos. Os grãos recristalizados de biotita mais finos, freqüentemente transformados retrometamorficamente em muscovita, orientam-se geralmente segundo os planos C, enquanto os mais grossos tendem a alinhar-se na direção de S. A matriz, formada pelos filossilicatos e por grãos de quartzo e feldspato recristalizados envolve, quase sempre assimetricamente, os porfiroclastos remanescentes.

A presença de *tension gashes* com preenchimento de quartzo parece indicar movimentação em níveis crustais mais rasos, também de caráter sinistral. Além disto, em um

afloramento da ZCS foram observadas fraturas conjugadas preenchidas por material quartzoso, e em algumas rochas próximas identificaram-se texturas cataclásticas.

Estruturas anteriores à foliação milonítica foram encontradas nos sillimanita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba sob a forma de dobras intrafoliais ou intraestratais desenhadas por superfícies S(n-1), plano axiais a Sn (Fig. 4.9). Estas superfícies apresentam características mineralógicas e estruturais similares às da foliação plano axial, fato sugestivo de uma evolução progressiva sobre a própria foliação milonítica principal.



Fig 4.9 - Fotomicrografia mostrando dobra intrafolial em superfícies S(n-1). Foliação principal milonítica (Sn). Objetiva 2.5 X, com analisador. Sillimanita-xisto do Grupo Serra do Itaberaba, Amostra G-214.

Os contatos entre os ortognaisses graníticos e os metassedimentos encaixantes são tectônicos, caracterizados pelo desenvolvimento de lenticularização. Intercalações rítmicas resultantes da deformação cisalhante são relativamente comuns, próximo às quais infiltrações de material granítico hololeucocrático e quartzoso ao longo dos planos de cisalhamento ocorrem freqüentemente. Contatos de caráter intrusivo entre estas rochas foram observados localmente na porção sudeste da ZCS, sob a forma de xenólitos do xisto dentro dos ortognaisses da Serra do Barro Branco.

Uma clivagem de fratura e/ou crenulação S(n+1) cortando subparalelamente a foliação milonítica foi observada não sem freqüência. Estes planos rompem localmente a foliação principal e foram associados, inicialmente, a componentes compressivos ligados ao domínio transpressivo da ZCJ. Indícios de movimentação de baixo ângulo com vergência para NW, compatível com a orientação destas clivagens, foram observados, entretanto, na porção sudeste da região mapeada, sugerindo que a origem das estruturas (n+1) pode estar relacionada a padrões de movimentação regional.

4.4.2 - Lineações

Como no domínio anterior a principal lineação identificada é uma lineação de estiramento contida nos planos miloníticos, normalmente paralela aos eixos de dobras E(n) (Fig. 4.9a e b). Esta lineação é marcada por *ribbons* de quartzo, agregados de filossilicatos, microboudinagem e feldspatos estirados.

A distribuição das lineações assemelha-se, no subdomínio noroeste, à observada no domínio da ZCSBS. O baixo caimento e a orientação NE/SW estão relacionados com a movimentação da ZCS. Não foram medidas lineações de estiramento no subdomínio sudeste.

Nos ortognaisses da Serra do Barro Branco a foliação milonítica envolve *pods* de rochas cálcio-silicáticas que exibem intensa lineação e constituem tectonitos L.

4.4.3 - Dobras

Neste domínio os dobramentos identificados com mais freqüência foram aqueles responsáveis pela geração das superficies S(n+1), homoaxiais aos que admitem Sn como plano axial e representados por dobras assimétricas orientadas NNW a ENE, com vergência para NW, que podem ser observadas em várias escalas (Fig. 4. 10). As foliações S(n+1) estão representadas principalmente por uma clivagem de crenulação plano-axial em xistos e filitos e localmente por planos de recristalização e/ou clivagem disjuntiva em quartzitos. Estas superficies concentram-se predominantemente segundo direções NE e mergulhos para SE, configurando uma orientação média de N41E/68SE, e estão bem representadas no subdomínio noroeste (Fig. 4.9).

Foram observadas, em ortognaisses no subdomínio sudeste, dobras abertas métricas em cálcio-silicáticas, com núcleos constituídos por material granítico leucocrático. Os planos axiais destas dobras são concordantes com a foliação principal.



Fig. 4.10 - Dobra D(n+1) em paragnaisses bandados do Grupo Serra do Itaberaba. Ponto G-79.

Embora exibam orientações semelhantes aos observados no domínio da ZCSBS os dobramentos assimétricos (n+1) neste domínio podem não estar totalmente relacionados à fase transpressiva da ZCJ. Estudos realizados posteriormente em petrotrama de quartzo (ver Seção 6) indicaram que esta região não foi afetada, ao menos nos últimos estágios de deformação, por componentes coaxiais significativos.

4.4.4 - Outras estruturas

O subdomínio sudeste é caracterizado por uma estrutura sinformal vista em mapa, orientada para SSE, que dobra as foliações Sn segundo um eixo com caimento para SE. A visualização em estereograma desta sinforma é dificultada devido ao seu padrão ligeiramente inclinado (Hobbs *et al.* 1976), no qual ambos os flancos mergulham predominantemente para o mesmo lado (Fig. 4.9b). As rochas protomiloníticas e miloníticas neste subdomínio exibem foliações com orientações NW-SE, provavelmente relacionadas com esta estrutura.

Algumas estruturas observadas na região, como dobramentos suaves com eixos caindo para ESE a SSE, indicados principalmente pelas mudanças na orientação de lineações de estiramento miloníticas (Lem) e eixos de dobras E(n) e E(n+1) podem estar relacionados com esta feição. A observação destas estruturas é facilitada em escala megascópica.

4.5 - ZONA DE CISALHAMENTO JUNDIUVIRA (ZCJ)

A Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ) foi reconhecida por Hasui *et al.* (1969) desde a cidade de Itu até Francisco Morato, controlando a estruturação do vale do Rio Jundiuvira e por isto também sendo conhecida por Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira. Posteriormente foi prolongada por Cavalcante e Kaefer (1974) para a região de Piracaia e para as imediações de Delfim Moreira por Hasui *et al.* (1977). Esta zona de cisalhamento está orientada NNE a E-W e chega a atingir uma espessura de até 2.000 m de rochas miloníticas nas proximidades de Nazaré Paulista, segundo Campos Neto & Basei (1983b). Oliveira *et al.* (1983) observam a presença de vários ramos da ZCJ a nordeste da área deste trabalho, destacando que ela separa rochas graníticas de gnaisses e xistos ao longo de quase todo o seu percurso. É comentada ainda a presença de dois corpos graníticos, separados por migmatitos, no setor compreendido entre as falhas de São Bento do Sapucaí e Jundiuvira. Neste mesmo setor, a sudoeste, Campos Neto *et al.* (1983) encontraram metassedimentos epimetamórficos correlacionados ao Grupo São Roque.

Na região a SE de Jundiaí (SP) Simões *et al.* (1986) encontraram evidências de que os terrenos denominados de grupos Amparo (a norte) e São Roque (a sul) fariam, na realidade, parte de uma mesma seqüência. Estas evidências estariam relacionadas com a grande similaridade existente entre as evoluções metamórficas e dos protólitos dos dois blocos.

As zonas de cisalhamento de Itu-Jundiuvira e Mairinque foram estudadas por Hackspacher & Godoy (1989), que as definiram como tendo sido geradas sob regimes predominantemente dúcteis, transcorrentes e destrais durante o Ciclo Brasiliano. Os cataclasitos associados foram considerados produtos de uma evolução contínua posterior, em níveis mais rasos. Hackspacher *et al.* (1991a) analisaram a petrotrama de quartzo e feldspato em quartzitos e ortognaisses milonitizados da Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira e concluíram por uma evolução estrutural ligada, inicialmente, a uma deformação superplástica seguida de aquecimento generalizado, aos quais se superpôs, posteriormente, uma tectônica rúptil destral.

A sudoeste, nas proximidades de Itu, esta zona de cisalhamento separa os terrenos metavulcano-sedimentares dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque das rochas de mais alto grau tidos como do Complexo Itapira (Hackspacher 1994, Hackspacher *et al.* 1991). A evolução tectônica desta região estaria ligada à movimentação da ZCJ em associação com a Zona de Cisalhamento Taxaquara, e seria responsável pelo estabelecimento de um regime transtrativo, numa fase inicial, seguido de uma fase transcorrente posterior.

Na região abordada o domínio da ZCJ é caracterizado por uma faixa milonítica relativamente estreita, mas bastante significativa, responsável pela estruturação da principal rede de drenagem da região (Rio Atibainha), sendo constituído por rochas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Os protomilonitos concentram-se preferencialmente na porção central a sul, enquanto que no setor norte há uma clara predominância dos milonitos. Uma faixa estreita de ultramilonitos foi encontrada em meio aos protomilonitos, caracterizando possivelmente a parte central da zona de cisalhamento.

Acredita-se que a instalação da ZCJ tenha sido acompanhada de uma significativa redução nas condições de temperatura. Evidências como crescimento de muscovita paralela a superfícies de cisalhamento destrais em granitóides e transformação retrometamórfica de granada em biotita pseudomórfica em xistos do Complexo Piracaia são relativamente comuns. Além disto, núcleos de sillimanita em meio a agregados de fibrolita foram observados em xistos do Grupo Serra do Itaberaba.

4.5 1 - Foliações

As superficies miloníticas desenvolvidas durante a instalação da ZCJ destral são muito pouco diferençáveis das geradas pelo cisalhamento sinistral anterior. Com exceção de vestígios localizados, como crescimento de minerais retrometamórficos em superficies comprovadamente destrais, de um modo geral observa-se uma única foliação milonítica principal, descrita aqui como Sn. Do mesmo modo, a não ser por algumas lentes anfibolíticas e corpos quartzíticos e graníticos estirados e/ou amoldados segundo sua orientação, as rochas afetadas pela movimentação desta zona de cisalhamento não diferem daquelas descritas anteriormente, nem tampouco a organização microestrutural da foliação milonítica.

No corpo quartzítico situado no sul da área os planos de foliação aparecem sob duas formas. Amostras coletadas na borda do corpo mostram uma foliação milonítica dada por muscovita orientada e por *ribbons* de quartzo totalmente recristalizado, geralmente de formato

tabular. Os grãos maiores de muscovita controlam o crescimento dos cristais de quartzo, enquanto os menores são englobados por ele. Exemplos provenientes do centro do corpo, todavia, indicam que neste local a deformação se deu em condições de temperatura bem mais baixas. A muscovita, freqüentemente alterada em sericita, apresenta pouca ou nenhuma orientação, e os grãos de quartzo exibem forte extinção ondulante. Alguma recristalização, dinâmica, é vista em poucos grãos filhos nas bordas de grãos maiores e alongados.

Leucogranitos miloníticos a ultramiloníticos a muscovita e granada também ocorrem, sob a forma de corpos extremamente estirados, onde as modificações microestruturais comuns durante a progressão de uma deformação encontram-se bem representadas. Quando miloníticos, estes leucogranitos apresentam nítida lineação mineral, formada por cristais de quartzo convertidos quase que totalmente em *ribbons* policristalinos, e secundariamente em agregados, mesmo aqueles incluídos em feldspatos. A matriz é composta pelos agregados de quartzo, pequenos grãos de feldspato recristalizados e por muscovita orientada. Com o aumento da deformação, as rochas tornam-se ultramiloníticas; o tamanho dos porfiroclastos diminui gradualmente até restarem apenas pequenos grãos em meio a uma matriz cuja recristalização mascara a orientação. O crescimento de granada é pós-cinemático, pois os porfiroblastos truncam a foliação geral.

72246

As superfícies Sn são identificadas também nos domínios do Grupo São Roque na porção centro-nordeste da área. Neste local, esta foliação é paralela a um acamamento composicional provavelmente primário, não tendo sido reconhecidas superfícies anteriores. Nestes metassedimentos, as foliações Sn são plano-axiais a dobras isoclinais (Fig. 4.11), intrafoliais e de arrasto, com eixos orientados a NE e caimento bastante baixo, configurando uma estruturação linear bastante penetrativa no local. Associadas a estes metassedimentos estão pequenas lentes de quartzitos e biotita-xistos, que exibem o mesmo padrão linear.

Na área em foco, a ZCJ sofre uma forte inflexão de SSW para ENE. Neste local, as foliações Sn mostram um padrão de distribuição disperso, embora seus mergulhos permaneçam, de um modo geral, relativamente altos (Fig. 4.12b). O que pode ser ressaltado pela análise estatística é que as foliações com direções NNE possuem mergulhos preferencialmente para WNW, enquanto que aquelas orientadas segundo ENE mergulham mais freqüentemente para SSE.



Fig. 4. 11 - Dobras isoclinais plano-axiais a Sn em metassedimentos do Grupo São Roque. Ponto G-200.

Os corpos granitóides situados próximos a esta inflexão possuem formas concordantes com esta. A foliação milonítica nestes corpos possui orientação semelhante à das encaixantes. Os processos de milonitização destes granitóides parecem ter sido bastante intensos, pois possibilitou a formação de bandamento gnáissico diferencial, causando rompimento de dobras anteriores. Algumas charneiras destas dobras foram encontradas, e possuem eixos com caimentos para SW. Além disto, foram encontradas também dobras intrafoliais nestes ortognaisses, indicativas de transposição (Fig. 4.13b e c). Restos de superfícies S(n-1) foram também identificadas preservadas em *pods*, formando um ângulo de cerca de 15° com a foliação milonítica (Fig. 4.13a).

A sudoeste desta inflexão a foliação Sn apresenta mergulhos bastante altos, com distribuição uniforme tanto para SE como para NW (Fig. 4.11b). Ao contrário do que parece, este padrão não representa um dobramento. Os dados de campo mostraram tratar-se de truncamento de estruturas relativas às zonas de cisalhamento São Bento do Sapucaí e Jundiuvira. Secundariamente, esta distribuição mostra variações na direção para ENE e NNE, configurando um eixo com caimento baixo para SE.



Fig. 4.13 - Domínio da ZCJ. a) Subdomínio sudoeste; b) Subdomínio central; c) Subdomínio nordeste. Contornos de Sn.



Fig. 4. 13 - (a) Relação entre Sn e S(n-1). (b) e (c) Dobras indicativas de transposição. Ortognaisses graníticos, ponto G-21.

4.5.2 - Lineações

No domínio da ZCJ a lineação de estiramento milonítica constitui-se no principal elemento linear observado, e está contida nos planos da foliação Sn, sendo definida por *ribbons* de quartzo e material filossilicático estirado.

Esta estruturação pode ser observada principalmente nos metassedimentos do Grupo São Roque, caracterizados por uma marcada lineação associada, sempre com caimento bastante baixo, paralela aos eixos de dobras Dn. A estruturação destes metassedimentos (incluindo alguns quartzitos micáceos e filitos quartzosos) no campo é fortemente linear, configurando tectonitos do tipo "L". Subordinadamente, alguns leucogranitos e ortognaisses apresentam organização semelhante.

A formação de *boudins* nestes anfibolitos, com direção de estiramento paralela ao cisalhamento principal também foi observada, e é provável que a direção de encurtamento esteja relacionada aos movimentos transpressivos ao longo da ZCJ.

4.5.3 - Dobras

No domínio da ZCJ a dispersão na orientação dos eixos de dobras E(n+1) é bastante acentuada, ao contrário dos eixos En (Fig. 4.11a, b e c). Os dobramentos D(n+1), mais abertos e muitas vezes oblíquos a este estiramento, podem então estar relacionados ao domínio transpressivo da ZCJ, tendo neste caso sido gerados em etapas tardias da evolução destas zonas de cisalhamento, o que estaria de acordo com modelos de formação de dobras (Carreras *et al.* 1977).

Nos ortognaisses foram encontradas dobras fechadas com planos axiais aparentemente paralelos à foliação milonítica Sn e exibindo eixos com caimentos baixos para NNE e NE. No intrado destas dobras, formado por material micáceo, podem ser observados planos de uma clivagem oblíqua ao plano axial das dobras, possivelmente posterior, definida por deformação da foliação milonítica. Esta deformação não é visível no material quartzo feldspático pelo qual são constituídas, provavelmente devido à sua maior competência. Morales *et al.* (1985) descrevem relações semelhantes nos arredores de Atibaia, mas associam esta clivagem a deformações anteriores, ou, no máximo, contemporâneas à formação de Sn.

As dobras assimétricas D(n+1) também são encontradas nos metassedimentos do Grupo São Roque, e seus eixos orientam-se NNW a NE. O caráter pós-cinemático destas dobras em relação às zonas de cisalhamento é atestado pela presença de material leucogranítico a granada associado a metassedimentos acinzentados, ambos extremamente milonitizados e dobrados no intrado da estrutura.

No Grupo Serra do Itaberaba foram reconhecidas microdobras assimétricas em bandamento diferencial de sillimanita-xistos (Fig. 4.14), que, nas zonas de charneira, evoluem para uma clivagem de crenulação quase paralela a Sn. Deve-se destacar que parece haver uma ligação estreita entre o desenvolvimento destas relações e o aumento do grau metamórfico nestas rochas. Várias lentes e níveis anfibolíticos estão intercalados nestes xistos, e são dobrados juntamente com as superfícies Sn. Os eixos destas dobras apresentam caimentos preferenciais para NE. Nos quartzitos e nos ortognaisses bandados, estas dobras deformam uma foliação milonítica anterior, além de controlar, nos primeiros, o crescimento estático dos grãos de quartzo.

4.5.4 - Domínios transtrativos e transpressivos

Devido à sinuosidade do traço da ZCJ, a movimentação lateral destral ao longo desta zona de cisalhamento produziu setores com predomínio de tectônica lateral oblíqua divergente (domínios transtrativos) e convergente (domínios transpressivos). De acordo com Davis (1984), estes tipos de domínios apresentam formas geométricas em "Z" e "S", respectivamente.



Fig. 4.14 - Fotomicrografia mostrando dobra D(n+1) assimétrica em quartzo sillimanita-xisto do Grupo Serra do Itaberaba. Vergência da dobra para NW. Notar o crescimento de biotita estática em planos Sn. Aumento 0.8 X, sem analisador. Ponto G-3.

O principal domínio transtrativo na ZCJ, a nordeste, foi responsável pela abertura de uma cavidade tectônica de formato lenticular, orientada NE e que trunca invariavelmente as estruturas relativas à ZCS, dentro da qual abateram-se rochas metassedimentares arenosas a argilosas, de grau metamórfico baixo (Grupo São Roque).

As foliações Sn neste domínio apresentam distribuição preferencial semelhante àquelas observadas na maior parte da área, ou seja, direções NE-SW com mergulhos para NW e para SE (Fig. 4.11c). Dignos de atenção são as lineações Lem e os eixos E(n) nos metassedimentos, que exibem caimentos atipicamente baixos (entre 3° e 10° para as Lem). É possível destacar ainda

uma guirlanda com orientação WNW-ESE, que configura um eixo aproximado de 15° caindo para SSW.

Segundo Ebert *et al.* (1993), os domínios distensivos ao longo da ZCJ ocorrem apenas subordinadamente, e as feições indicativas destes movimentos têm permitido a vários autores relacionar a colocação de corpos graníticos ou desenvolvimento de bacias sedimentares (p. ex. Formação Pico de Itapeva - Cavalcante *et al.* 1974). Na maioria das vezes, porém, estas estruturas tendem a ser rotacionadas até entrarem no campo de achatamento oblíquo às transcorrências. Hasui *et al.* (1977) destacam a presença de fatias de xistos embutidas em alguns trechos das falhas transcorrentes (região de Francisco Morato na ZCJ) como indicativa da importância dos componentes verticais nos seus rejeitos.

A análise geométrica dos contornos da ZCJ permitiu identificar também domínios transpressivos. A predominância de *fabrics* planares em relação aos lineares e a obliquidade das lineações de estiramento (subhorizontais) e das foliações (subverticais) com o traço principal da ZCJ sugerem, segundo Fossen *et al.* (1994), que a transpressão tenha sido gerada por movimentos dominantemente não-coaxiais, com eixo de estiramento máximo horizontal, oblíquo à zona de cisalhamento.

Ebert *et al.* (1988, 1993) descreveram algumas feições diagnósticas da predominância de segmentos transpressivos no cinturão Rio Paraíba do Sul. Algumas destas feições podem ser observadas nos domínios em questão, como o pequeno ângulo entre as estruturas oblíquas (certas charneiras de dobras, traços da foliação) e os lineamentos transcorrentes. Ângulos menores do que 30° podem indicar o fechamento concomitante destas dobras com a movimentação cisalhante (Harding 1974). Localmente, lineações direcionais associadas a movimentação lateral de cavalgamento também são encontradas. Um outro aspecto diagnóstico pode ser a associação freqüente de estruturas indicativas de movimentação transcorrente e compressiva ao longo da ZCJ (ver Fig. 4. 2).

Harland (1971) afirma que, enquanto a transtração parece ser acomodada dominantemente por movimentos oblíquos escalonados, a transpressão admite predominantemente movimentos oblíquos cisalhantes. A atuação dos processos de extensão, transtração e transcorrência limitar-se-ia normalmente a zonas estreitas. Os processos de compressão e transpressão, contudo, pelo menos nos estágios iniciais, seriam materializados através de estruturas compressivas ao longo de extensas zonas. Duas considerações podem ser feitas a respeito da materialização desta situação na região focalizada:

1. Uma compressão na direção NW/SE foi identificada para quase toda a área, formando dobras com eixos predominantemente para NE e SW. Estes movimentos compressivos foram, ao menos em parte, gerados pelo encurvamento da ZCJ, e estão representados por um encurtamento perpendicular aos eixos verticais e paralelos aos traços dos lineamentos, considerados domínios tracionais. Ao menos parte dos dobramentos assimétricos com eixos E(n+1) e descritos anteriormente foram relacionados ao domínio transpressivo da ZCJ (Figs. 4.11 e 4.13). Estes dobramentos concentram-se preferencialmente no domínio da ZCSBS e mostram vergência para NW, em concordância com a direção esperada para os componentes compressivos. Em termos evolutivos, as feições originadas durante estes processos são relacionáveis ao conjunto de estruturas (n+1), considerado tardi a pós-cinemático em relação às zonas de cisalhamento.

2. O segmento transtrativo identificado é secundário em relação a uma transpressão generalizada, e limita-se a uma faixa estreita na qual foram encaixadas rochas de níveis crustais mais rasos.

5 - INDICADORES CINEMÁTICOS

5.1 - CONCEITO

Indicadores cinemáticos são estruturas micro a mesoscópicas cujas assimetrias interna e externa são utilizadas na determinação de direções de transporte tectônico e do sentido de movimentação em zonas de cisalhamento. A grande diversidade de tipos observados, assim como o significado cinemático de cada um, são função principalmente das condições e da trajetória da deformação, que podem variar localmente e não refletir o comportamento regional, Por esta razão, análises deste tipo devem passar, necessariamente, pela identificação de uma assembléia de estruturas, independentes entre si e que, ao menos estatisticamente, indiquem um sentido de movimentação coerente.

O objetivo desta seção é descrever os tipos de indicadores cinemáticos observados nas rochas da área estudada, consistentes dentro do conjunto considerado. Ênfase foi dada àqueles em escala microscópica.

5.2 - CLASSIFICAÇÃO

A descrição dos principais tipos de indicadores cinemáticos foi baseada nos trabalhos de Simpson & Schimd 1983; Simpson (1986); Hasui & Sena Costa (1988); Hamner & Passchier (1992) e Passchier & Trouw (1994).

5.2.1 - Assimetrias em porfiroclastos/porfiroblastos

Em muitas rochas miloníticas, especialmente gnáissicas, é comum a ocorrência de porfiroclastos de minerais rígidos (tipicamente feldspatos) envolvidos por agregados de material mais fino com composição diferente da matriz. A simetria interna destas estruturas, também chamadas de <u>núcleo-manto</u> (Nicolas & Poirier 1976), é monoclínica e definida por mantos estreitos e caudas (ou asas) alongadas. Estas simetrias foram utilizadas por Passchier & Simpson (1986) para classificá-las nos tipos σ e δ , e posteriormente em θ e ϕ (Hanmer & Passchier 1991, Passchier & Trouw 1994). Além disto, estas feições podem evoluir para termos mais complexos,

como as <u>estruturas em quadrante</u>. O desenvolvimento de um ou de outro tipo é função principalmente das taxas de recristalização e de deformação.

A assimetria dos sistemas porfiroclastos/mantos têm sido largamente utilizadas em estudos de sentido de cisalhamento (Mawer 1986, Takagi & Ito 1988). Dependendo da composição dos agregados, estes sistemas recebem as seguintes denominações, que, embora desenvolvam geometria aparentemente semelhantes, possuem significados cinemáticos distintos:

Mantos de recristalização - Ocorrem quando os agregados possuem a mesma composição dos porfiroclastos, e são interpretados como produtos de deformação cristal-plástica, durante a qual regiões com altas concentrações de densidade de deformação sofrem recristalização dinâmica progressiva. As Figs. 5.1 e 5.2 mostram exemplos de mantos de recristalização assimétricos em porfiroclastos de K-feldspato. O grau de recristalização e a forma assimétrica dos grãos de K-feldspato indicam que a deformação ocorreu sob altas temperaturas (maior que 450°). A presença de *ribbons* de quartzo policristalinos sugere um reaquecimento tardio com temperaturas em torno de 350°, coerente com crescimento estático de biotita em planos Sn observado em rochas da região (ver Fig. 4.14).



Fig. 5.1 – Fotomicrografia mostrando manto de recristalização assimétrico sinistral em porfiroclasto de K-feldspato. Aumento 2.5 X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-126.



Fig. 5.2 - Fotomicrografia mostrando manto de recristalização e porfiroclasto assimétricos indicando movimentação sinistral. Aumento 5.0 X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-48.

<u>Sombras de pressão</u> - São agregados policristalinos com composição e *fabric* diferentes dos porfiroclastos/porfiroblastos e da matriz, respectivamente (Figs. 5.3 e 5.4). Estes agregados se formam em bordas de grãos mais rígidos (comumente feldspatos e granadas), em zonas onde há alívio de pressão, e são constituídos por material solúvel, especialmente quartzo. A precipitação deste material pode ocorrer também sob a forma de fibras, sendo denominadas então de <u>franjas de recristalização</u>, que, em condições de baixo grau são comumente formadas ao redor de cristais de pirita e magnetita.

5.2.2 - Mica fish

Trata-se de grãos de mica branca freqüentemente assimétricos, cujos planos (001) orientam-se em baixo ângulo com o plano de fluxo (10-15°), perpendicularmente à direção de máximo encurtamento (Figs. 5.5 e 5.6). Os *mica fish* têm sido considerados como porfiroclastos, formados a partir de grãos originais maiores, boudinados anteriormente por processos rúpteis e cristal-plásticos (Eisbacher 1970, Lister & Snoke 1984), mas é possível que sejam gerados sincinematicamente (Hamner & Passchier 1991).



Fig. 5.3 - Fotomicrografia de porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas sinistrais em quartzo biotita sillimanita-xistos do Complexo Piracaia. Os planos Sn são rotacionados com o cisalhamento. Aumento 1.2 X, com analisador. Domínio da ZCSBS, ponto G-132.



Fig. 5.4 - Fotomicrografia mostrando figuras tipo δ destrais pouco desenvolvidas em porfiroclastos de K-feldspato. Aumento 2.5 X, com analisador. Milonito porfiroclástico de ortognaisse da Serra do Mato Mole, domínio da ZCJ, ponto G-293.


Fig. 5.5 - Fotomicrografia mostrando mica fish sinistral em ortognaisses da Serra do Barro Branco. Aumento 10 X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-52.



Fig. 5.6 - Fotomicrografia de mica fish mostrando crescimento de muscovita em zonas de alívio de pressão, relacionado possivelmente a uma movimentação destral tardia. Aumento 10 X, com analisador. Ortognaisses da Serra do Barro branco, domínio da ZCJ, ponto G-53.

Os mecanismos de formação e os tipos de *mica fish* foram estudados por Lister & Snoke (1984). É comum a ocorrência de recristalização dinâmica nas bordas dos grãos, produzindo pequenos fragmentos que se estendem sob a forma de caudas ao longo do plano de cisalhamento e cujas assimetrias são utilizadas como indicação do sentido de movimento. A orientação destes grãos em relação ao plano de fluxo também constituem-se em bom indicador cinemático, mesmo a olho nu (Simpson 1986).

5.2.3 - Bandas de cisalhamento

São zonas de cisalhamento de espessura milimétrica a submilimétrica que se desenvolvem como resultado de fluxo não-coaxial ao longo dos planos de anisotropia (acamamento, foliação metamórfica) em rochas miloníticas. O sentido de movimentação nestas estruturas é indicado pelas simetrias interna (forma sigmoidal da foliação anterior) e externa (ângulo entre a foliação anterior e as bandas de cisalhamento).

Existem dois tipos de bandas de cisalhamento:

1. <u>Estruturas S-C</u> - Estas feições foram inicialmente descritas por Berthé *et al.* (1979), referindo-se a dois conjuntos de anisotropias planares observadas em rochas graníticas deformadas. Os planos S são representados por superfícies penetrativas que correspondem aproximadamente ao plano XY do elipsóide de deformação finita, enquanto que as superfícies C são constituídas por pequenas zonas de cisalhamento paralelas ao plano geral de fluxo (Figs. 5.7 e 5.8). O espaçamento entre os planos C diminui com o aumento da deformação, assim como o ângulo entre estes planos e a foliação S anterior.

Em rochas pouco foliadas, especialmente granitóides, os planos S-C se anastomosam ao redor dos porfiroclastos de feldspato. Lister & Snoke (1984) denominaram este tipo de milonito de tipo I, enquanto os gerados em rochas micáceas foram chamados tipo II.

2. <u>Clivagens de crenulação extensionais assimétricas (ecc)</u> - Também chamadas de bandas de cisalhamento extensionais assimétricas (Hamner & Passchier 1991), orientam-se obliquamente ao plano de fluxo segundo ângulos de 15-25° (Platt 1984, Platt & Vissers 1980), e se desenvolvem na região principalmente em rochas miloníticas fortemente foliadas, como filonitos e mica-xistos. Os planos *ecc* são em geral menos contínuos do que os planos C, e se superpõem freqüentemente aos últimos, quando são então chamados C'(Fig. 5.10). A ocorrência sob a forma de conjugados é comum, admitindo-se neste caso a participação de um componente coaxial perpendicular ao plano de fluxo (Harris & Cobbold 1984). Sua geração é provavelmente

favorecida durante os estágios mais tardios em zonas de cisalhamento, quando as anisotropias planares já estão desenvolvidas.



Fig. 5.7 - Fotomicrografia de superfícies S-C com arranjo sinistral em biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba. Aumento 2.5 X, sem analisador. Domínio da ZCSBS, ponto G-35.



Fig. 5.8 - Fotomicrografia mostrando superfícies S-C destrais em muscovita sericitafilitos do Grupo Serra do Itaberaba. Aumento 1.2 X, com analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-163.



Fig. 5.9 - Fotomicrografia de superfícies C' destrais em sillimanita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba. Aumento 0.8 X, sem analisador. Domínio da ZCJ, ponto G-214. Ver também Fig. 4. 8.

5.2.4 - Desvios da foliação

Durante uma deformação cisalhante progressiva, uma foliação anterior S pode ser gradativamente rotacionada até atingir o paralelismo com os planos de cisalhamento C (Ramsay 1980). As mudanças na orientação de S refletem a posição do elipsóide de deformação finita ao longo da normal ao traço principal da zona de cisalhamento, e são materializadas através da curvatura desta foliação. Este tipo de estrutura é considerado um indicador cinemático bastante valioso, e está exemplificado na Fig. 5.10.

5.2.5 - Fragmentos imbricados

Estas estruturas ocorrem principalmente em condições de deformação rúptil, e caracterizam-se pelo fraturamento e posterior deslocamento de fragmentos (geralmente feldspatos) devido à deformação não coaxial durante um cisalhamento. O sentido de movimentação é freqüentemente antitético, e depende não apenas do sentido do cisalhamento, mas da orientação das fraturas, rotacionadas progressivamente na direção do plano de fluxo, e da

forma original do porfiroclasto. A Fig. 5.11 mostra exemplo deste tipo de estrutura, observada unicamente em rochas situadas nos domínios da ZCJ.



Fig. 5.10 - Fotomicrografia mostrando micro zona de cisalhamento sinistral. Aumento 2.5 X, sem analisador. Biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba, domínio da ZCSBS, ponto G-35.



Fig. 5.11 - Fotomicrografia mostrando porfiroclasto de K-feldspato fraturado indicando movimentação destral. Aumento 2.5 X, com analisador. Ortognaisses da Serra do Barro Branco, domínio da ZCJ, ponto G-167.

5.2.6 - Estruturas back-rotated

Trata-se de um conjunto de estruturas cujo sentido de rotação é antitético em relação ao fluxo geral, e que exibem características comuns como o formato alongado no plano XZ, anisotropia planar interna paralela ao eixo maior de alongamento e obliquidade destas estruturas em relação à foliação externa (Hanmer & Passhier 1991). A Fig. 5.12 mostra exemplo de desenvolvimento destas estruturas em *boudins* (material de composição diferente da matriz), mas porções com a mesma composição da rocha envolvente podem sofrer também rotação antitética, sendo então distinguidas pela orientação da foliação interna.



Fig. 5.12 - Boudin de granito hololeucocrático em biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba mostrando estrutura back rotated indicativa de movimentação sinistral. Domínio da ZCSBS, ponto G-290.

5.2.7 - Outros tipos de indicadores

<u>Tension gashes sigmóides</u> - São estruturas típicas de zonas de cisalhamento geradas em regime dúctil-rúptil (McClay 1987), e que se apresentam freqüentemente em conjuntos *en echelon*. A forma sigmoidal destes veios deve-se ao fato de que sua porção central, mais antiga, é formada inicialmente segundo a direção perpendicular à de máximo estiramento, sendo então

rotacionada durante o cisalhamento. As extremidades, mais jovens e portanto menos rotacionadas, têm direções mais próximas às de máximo encurtamento (Fig. 5.13).

Os *tension gashes* se desenvolvem normalmente a partir de pequenas fraturas formadas ao longo de uma zona de cisalhamento. O crescimento de minerais no interior destas fraturas (comumente quartzo e/ou calcita) pode ocorrer sob a forma de fibras, denominadas antiaxiais ou sintaxiais se possuem sentidos de curvatura iguais ou opostos ao do veio, respectivamente.



Fig. 5.13 - Veios de quartzo formando tension gashes indicativos de movimentação sinistral. Ortognaisses da Serra do Barro Branco, domínio da ZCS, ponto G-86.

<u>Assimetria de dobras</u> - Quando desenvolvidas durante o fluxo não-coaxial em zonas miloníticas, as dobras assimétricas possuem vergência consistente com o sentido de cisalhamento (Simpson 1986), e podem portanto ser utilizadas nesta determinação. No exemplo da Fig. 5.14 estas dobras possuem eixos paralelos a subparalelos à direção de máximo estiramento (direção de fluxo).

Evidências desta contemporaneidade, como a rotação de estruturas planares, ou a geometria total destas dobras (no caso de dobras em bainha) nem sempre são observáveis, o que faz com que freqüentemente o sentido de movimentação indicado não seja real. Por esta razão, a assimetria de dobras é considerada como critério cinemático pouco confiável e que, segundo Hanmer & Passchier (1991), deve ser utilizada somente quando sua geometria mostrar-se coerente regionalmente e coincidir com outros marcadores.



Fig. 5.14 - Dobras assimétricas com eixos paralelos à direção de maior estiramento em biotita-xistos do Grupo Serra do Itaberaba. Sentido de movimentação sinistral. Domínio da ZCSBS, ponto G-290.

<u>Orientação preferencial cristalográfica (OPC)</u> - Este estudo têm trazido também bons resultados com relação ao sentido de movimentação em zonas de cisalhamento, e será objeto de análise mais detalhada.

6 - ESTUDO DE PETROTRAMA DE QUARTZO

6.1 - Generalidades

A análise da orientação preferencial dos minerais em rochas deformadas (petrotrama) pode fornecer informações sobre as condições e processos deformacionais associados ao fluxo intracristalino na rocha. Pesquisas em rochas deformadas experimentalmente (Tullis et al. 1973, Lister & Hobbs 1980, Dell'Angelo & Tullis 1989) e em rochas naturais têm mostrado que os seguintes tipos de informações podem ser obtidos (Hobbs et al. 1976, Lister & Paterson 1979, Lister & Dornsiepen 1982, Schimd & Casey 1986, Fueten et al. 1991):

1. O tipo de história deformacional (achatamento, extensão, deformação plana ou intermediária) e, consequentemente, a forma do elipsóide de deformação finita;

2. A trajetória da deformação, particularmente se coaxial ou não;

- 3. O sentido do cisalhamento;
- 4. A magnitude da deformação (forma do elipsóide de deformação finita);
- 5. As condições físicas sob as quais a deformação ocorreu.

As orientações cristalográficas preferenciais desenvolvidas em agregados minerais, sem recristalização, são uma conseqüência de determinados mecanismos de deformação interna utilizados por cada grão, individualmente, para acomodar uma deformação imposta externamente. Este tipo de deformação é denominado <u>deformação plástica</u> e envolve processos como deslizamento intracristalino e geminação mecânica. No caso do quartzo, é sabido que a geminação mecânica não afeta a orientação preferencial do eixo-C cristalográfico, fazendo com que o deslizamento intracristalino seja apontado como o principal responsável pelo desenvolvimento da petrotrama. Neste mecanismo, mais freqüente em baixas temperaturas ou altas taxas de deformação, a orientação preferencial é produzida devido à movimentação relativa entre os planos cristalográficos do mineral segundo determinadas direções ou eixos, constituindo um <u>sistema de deslizamento</u> a combinação entre os planos e eixos a ser ativada durante a deformação. Um sistema de deslizamento torna-se ativo quando o esforço diferencial atinge um valor limite específico, o *critical resolved shear stress (crss)*, que é diferente para cada sistema e depende das condições físicas reinantes. A probabilidade de que mais de um sistema de

deslizamento seja ativado durante a deformação aumenta de acordo com o valor do esforço diferencial, o que faz com que, para valores altos, vários sistemas possam, teoricamente, operar simultaneamente no mesmo mineral. Porém, mesmo quando vários sistemas de deslizamento estão disponíveis, existe uma tendência dos grãos de se deformarem segundo um único sistema, mais favoravelmente orientado (Fueten et al. 1991, Law et al. 1990). Isto se deve ao fato de que a interação entre os diversos sistemas operantes em um mesmo grão resulta em uma maior resistência à deformação e em uma maior energia de deformação interna do que em grãos onde apenas um sistema é ativo.

Embora menos compreendidos, os processos de recristalização são também apontados como responsáveis pela geração de orientação preferencial em rochas deformadas. Estes processos estão possivelmente relacionados com o crescimento orientado de cristais a partir de núcleos inicialmente dispostos de maneira caótica, onde se desenvolverão aqueles orientados favoravelmente (Price 1985), de acordo com a direção dos esforços envolvidos. Um outro mecanismo possível prevê um alinhamento inicial dos núcleos, desenvolvido a partir de retículos cristalinos e limites de grãos fortemente deformados e orientados.

O tipo de padrão cristalográfico desenvolvido em uma rocha depende de uma série de fatores que atuam simultaneamente, tornando bastante dificultosa a distinção entre a influência absoluta de cada um (Tullis 1977, Lister & Hobbs 1980, Hobbs 1985, Price 1985, Schmid & Casey 1986, Mancktelow 1987, Wenk & Christie 1991, Passchier & Trouw 1994):

1. Os sistemas de deslizamento operantes. A ativação de um ou de outro sistema depende de fatores denominados <u>intrínsecos</u>, como condições de temperatura, taxa de deformação, esforço diferencial e atividade hidrotermal e termodinâmica de impurezas, como OH, CO_2 e outras;

2. Quantidade relativa de atividade em cada sistema. As mudanças nos padrões de orientação preferencial podem estar relacionadas, por exemplo, com a proporção entre as lamelas de deformação prismática e basal;

3. Orientação e magnitude dos principais eixos de deformação. A relação entre estes eixos determina a direção de rotação dos cristais e, por conseguinte, a geometria do padrão cristalográfico desenvolvido;

4. História da deformação incremental, sendo que qualquer relação com a deformação finita é provavelmente acidental. O tipo de história deformacional está relacionado com o grau de simetria exibido pelo padrão de orientação preferencial, ou seja, histórias deformacionais coaxiais e não-coaxiais resultam em padrões simétricos e assimétricos, respectivamente;

71

5. Homogeneidade da deformação. Uma história não-coaxial pretérita, seguida de um longo período de deformação coaxial, pode resultar em um padrão cristalográfico simétrico. Este pode ser o caso, por exemplo, de zonas de cisalhamento que sofreram um cisalhamento simples progressivo seguido de encurtamento normal à zona. Além disto, a deformação imposta pode não ser homogênea mesmo na escala do grão;

6. Quantidade de deformação. As relações entre os elementos que definem um determinado padrão cristalográfico permanecem constantes, mas o grau de definição destes padrões torna-se mais intenso à medida em que a deformação aumenta;

7. Relação entre deslizamento intracristalino e recristalização. A influência desta última pode ir desde o enfraquecimento de um padrão pré-existente através da geração de novos grãos caoticamente orientados até o aumento na intensidade de um padrão pela remoção de certos grãos;

8. Atividade da recristalização dinâmica. Em situações onde a recristalização ocorre concomitantemente com a deformação os padrões observados são similares àqueles encontrados em rochas sem recristalização significante;

9. Crescimento de grãos a partir de soluções. Em muitos minerais a taxa de nucleação e de crescimento de grãos depende da direção cristalográfica, o que influencia a produção de um padrão de orientação preferencial;

10. Anisotropia do material. Este fator está diretamente ligado à forma e orientação dos grãos novos e antigos e ao tipo de textura desenvolvida na rocha durante a deformação. A formação de bandas de cisalhamento ou clivagem de crenulação extensional, por exemplo, é claramente relacionada à foliação, e ocorre como resultado da presença de uma forte anisotropia planar.

6.2 - O Estudo da Orientação dos Eixos-C no quartzo

A deformação do quartzo tem sido objeto de intenso estudo devido à sua importância como mineral formador de rocha e à variedade das microestruturas observadas. A diversidade destas microestruturas e de seus padrões de orientação preferencial cristalográficos vêm sendo amplamente analisados, visando a compreensão dos mecanismos de deformação que as

72

originaram, essencial para inferir, através de uma dada associação, as condições de deformação sob as quais foi produzida.

6.2.1 - Características cristalográficas

Os principais planos e direções de deslizamento que podem ser ativados no quartzo estão esquematizados na Fig. 6.1. Considerando-se os sistemas basal, prismático e romboédrico são admitidos para o quartzo um total de 33 sistemas de deslizamento possíveis de serem ativados (Lister & Paterson 1979).



Fig. 6.1 - Principais planos e direções de deslizamento que podem ser ativados no quartzo.

A Fig. 6.2 mostra a relação entre os valores do *crss* e a variação na temperatura para os diversos sistemas de deslizamento no quartzo. Segundo Hobbs (1985) o aumento na concentração de OH e possivelmente de outras impurezas, ou a diminuição da taxa de deformação neste mineral trazem influências similares às observadas para o aumento da temperatura. A variação da pressão hidrostática, contudo, não exerce papel significativo no *crss* para o deslizamento em minerais.





Os padrões de orientação preferencial podem aparecer, em estereogramas, como <u>máximos</u>, <u>pequenos círculos</u> ou <u>guirlandas simples</u> (grandes círculos). Nos padrões mais complexos, estas guirlandas são ainda ligadas umas às outras formando <u>guirlandas cruzadas</u> dos tipos I (mais comuns) ou II (Lister 1977).

As mudanças nos padrões de orientação preferencial resultantes de variações nos fatores intrínsecos (temperatura, taxa de deformação e concentração de OH) são denominadas <u>transições</u> <u>de fabric</u> (Lister & Paterson 1979), sendo de se esperar, portanto, que transições deste tipo sejam observadas em terrenos metamórficos, onde estas variações são comuns. Estudos neste sentido foram realizados por Lister & Dornsiepen (1982), que observam que a mudança de um padrão de orientação preferencial para outro não é gradual, mas descontínua, refletindo a diversidade de forma e condições que, por sua vez, influenciam os valores do *crss* para cada sistema de deslizamento.

A recristalização exerce também papel importante no desenvolvimento de trama cristalográfica em rochas deformadas. Estudos comparativos entre padrões de orientação preferencial de eixos-C de quartzo em grãos porfiroclastos e recristalizados sugerem que as diferenças observadas entre estes padrões sejam resultado de mudanças nas condições sob as quais a deformação ocorreu (Marjoribanks 1976, Kirschner & Teyssier 1991). Parece haver, também, diferenças significativas entre os tipos de padrões desenvolvidos por grãos que sofreram recristalização durante a deformação (recristalização dinâmica) e aqueles nos quais a recristalização se deu após a deformação.

6.2.2 - Deformação coaxial

A simetria dos padrões de orientação cristalográficos estão intimamente relacionados com o tipo de história deformacional. Por esta razão, *fabrics* simétricos tanto internamente como em relação aos eixos do elipsóide de deformação finita (foliação e lineação) podem ser interpretados como indicadores de deformação coaxial (Law 1990).

Experimentos envolvendo este tipo de deformação foram realizados por Lister et al. (1978) e Lister & Hobbs (1980), utilizando amostras de quartzitos submetidas a histórias deformacionais coaxiais variando de achatamento simples até extensão simples, passando por deformação plana, e seus resultados apresentados em diagramas de Flinn. Os padrões verificados vêm sendo discutidos e aplicados por vários autores (Price 1985, Schmid & Casey 1986) e são mostrados esquematicamente na Fig. 6.3.

6.2.3 - Deformação não-coaxial

O estudo da assimetria nos padrões de orientação preferencial cristalográfica (principal característica da deformação não-coaxial) tem recebido atenção especial graças à sua utilização na análise do sentido de movimentação em zonas de cisalhamento. Exemplos do uso das assimetrias de padrões de eixos-C de quartzo com esta finalidade podem ser encontrados em Bouchez & Pecher (1976), Simpson (1980), Berthé et al. (1979), Lister & Snoke (1984), Law et al. (1990) e nas revisões de Bouchez et al. (1983), Simpson (1986), Simpson & Schmid (1983) e Law (1990).

(O princípio no qual se baseiam estes estudos é de que, durante uma deformação cisalhante progressiva, o sistema de deslizamento principal ativado tende a se paralelizar com o plano e com a direção de cisalhamento. No caso do quartzo, seja qual for o plano considerado, a

direção $\langle a \rangle$ parece ser, por várias razões, a mais freqüentemente ativada (Bouchez 1977, Schmid & Casey 1986), tendo-se então que os eixos-C deste mineral alinham-se preferencialmente na direção normal à do cisalhamento (Fig. 6.4). Assumindo-se que a foliação seja aproximadamente paralela aos eixos do elipsóide de deformação finita, e oblíqua ao plano de cisalhamento, os padrões de eixos-C medidos em rochas miloníticas deformadas não-coaxialmente são comumente assimétricos em relação à foliação principal e à lineação da rocha (direção de maior estiramento e paralela ao eixo X), mas simétricos em relação ao plano principal da zona de cisalhamento (Lister & Williams 1979). Se o plano ativado for o basal, os eixos-C estarão paralelos à direção de maior encurtamento (eixo Z do elipsóide de deformação); se for o prismático, o alinhamento será na direção paralela a Y (eixo de deformação intermediário). A ativação do plano romboédrico resultará em eixos-C oblíquos em relação a Z e a Y.



Fig. 6.3 - Diagrama de Flinn mostrando a relação da geometria dos padrões de orientação preferencial de eixos-C de quartzo com a deformação coaxial.

O deslizamento nos planos basais do quartzo resulta principalmente em padrões de eixos-C na periferia do diagrama, enquanto que os sistemas prismáticos e romboédricos contribuem para uma distribuição no centro e no setor intermediário, respectivamente. O modelo de Etchecopar (1977) leva em conta a assimetria dos máximos de eixos-C de quartzo gerados por deslizamento no plano basal $\langle a \rangle$ (Fig. 6.6a), esbarrando, entretanto, em limitações como as baixas condições de temperaturas sob as quais este sistema é ativado. À medida em que há um aumento da temperatura e outros sistemas de deslizamento são postos em operação, ocorre a formação de submáximos ao longo de um grande círculo, formando uma banda assimétrica em relação ao plano da foliação principal (Figs 6.5 e 6.6b). O mesmo raciocínio é aplicado na utilização das guirlandas cruzadas (Lister 1977) para este fim (Fig. 6.6c).



Fig. 6.4 – Esquema da deformação por deslizamento intracristalino basal em quartzo. C é o eixo cristalográfico perpendicular ao plano basal {0001}, S é a foliação, L é a lineação de estiramento e α é o ângulo entre a foliação S e a direção de fluxo, que tende a 0° com o aumento da deformação. O sentido de cisalhamento está representado pelas setas. (Laurent & Etchecopar 1976).



Fig. 6.5 - Esquema dos três ângulos α , $\beta \in \eta$ em diagramas do tipo guirlanda simples em relação aos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação (Simpson 1980).

Sob condições extremas de temperatura e taxa de deformação pode ocorrer deslizamento no sistema prismático $\langle c \rangle$, ocasionando o desenvolvimento de máximos próximos à direção de maior estiramento, cuja assimetria é também utilizada para determinar o sentido de cisalhamento (Fig. 6.6d).

A utilização de padrões de eixos-C de quartzo assimétricos na determinação do sentido de movimentação em zonas de cisalhamento deve ser feita com cautela. Passchier (1983) faz notar que, em rochas que apresentam padrões difusos e mal definidos, é comum a indicação incorreta do sentido de cisalhamento quando comparada com outros critérios cinemáticos na mesma rocha. Advertências neste sentido foram feitas também por Bouchez & Pecher (1976), Lister & Paterson (1979) e Lister & Williams (1979). Estes últimos afirmam que os padrões assimétricos podem estar relacionados à existência de um *fabric* anterior, refletindo uma deformação pretérita que não coincide com os padrões atuais. Além disto, a presença de heterogeneidades dentro de uma única seção delgada (*fabrics* em domínios) gera diferenças significativas nos padrões obtidos.



Fig. 6.6 - Diagramas de orientação de eixos-C de quartzo em regimes de deformação progressiva não-coaxial devido a mudanças nos sistemas de deslizamento dominantes. a) Máximos típicos de deslizamento do sistema basal $\langle a \rangle$; b) Guirlanda simples; c) Guirlanda cruzada tipo I; d) Máximos típicos de deslizamento do sistema to do sistema prismático $\langle c \rangle$. Sentido de movimentação nos diagramas destral. Eixo X horizontal.

6.3 - Apresentação dos Dados

Pretendeu-se, com este estudo, obter informações adicionais quanto ao tipo de história deformacional, condições em que a deformação ocorreu e sentido de cisalhamento na área deste trabalho. Para tanto foram analisadas quinze amostras, a maior parte delas de rochas granitóides, gnaissificadas ou não, escolhidas de acordo com sua localização dentro das zonas de cisalhamento descritas, grau de deformação e quantidade de grãos de quartzo. Em dez das amostras as medidas de orientação dos eixos-C de quartzo foram feitas utilizando-se platina universal de quatro eixos, seguindo a metodologia descrita por Fairbairn (1949), e os dados plotados no *software* Stereonet (Steinsund 1993). Nas cinco amostras restantes, utilizou-se platina de cinco eixos e o *software* Fabric7 (Mainprice 1992), desenvolvido *no Laboratoire de Tectonophysique da Université*

Montpellier II. As seções delgadas foram orientadas de modo que a direção da lineação estivesse alinhada E-W ou N-S.

Todos os estereogramas estão orientados do mesmo modo, e representam seções XZ, com a foliação XY vertical e alinhada segundo E-W e a lineação X horizontal (Fig. 6.7). As projeções foram feitas no hemisfério inferior, em diagramas de igual área.



Fig. 6.7 – Esquema da orientação da foliação e da lineação em relação a) aos cortes das seções delgadas e b) aos diagramas de petrotrama de quartzo. De acordo com Nicolas & Poirier (1976) assume-se que os eixos principais do fabric macroscópico coincidem com os eixos do elipsóide de deformação finita.

6.3.1 - Setor com predomínio de cisalhamento simples

Foram analisadas cinco amostras deste setor, que corresponde à porção nordeste da ZCJ e áreas a sudeste da mesma (região da ZCS). Das cinco amostras, três são de ortognaisses tipo Serra do Barro Branco e estão situadas em franco domínio da ZCS (G-86, G-91 e G-234), uma de quartzo-xisto (G-198), esta próxima dos limites com a ZCJ, e uma de leucogranito localizado no setor nordeste da ZCJ (G-200).

Nos diagramas referentes à ZCS os padrões obtidos são, de um modo geral, do tipo guirlanda simples (amostras G-86, G-198 e G-234 - Fig. 6.9c a e). Estas rochas apresentam superfícies S-C de baixo ângulo bem desenvolvidas, típicas de porções mais centrais em zonas de

cisalhamento. O quartzo forma *ribbons* do tipo 2 (Boullier & Bouchez 1978), além de aparecer freqüentemente como produto de neocristalização do feldspato.

Os padrões do tipo guirlanda simples refletem uma história de deformação fortemente não-coaxial (Bouchez & Pecher 1976, Mancktelow 1987). Carreras et al. (1977) observam que este tipo de padrão apresenta quase sempre uma simetria aproximadamente monoclínica que permanece inalterada mesmo com o aumento da deformação, a não ser que ocorra uma variação na sua trajetória.



Fig. 6.8 - Diagramas de petrotrama de eixos-C de quartzo do setor com predomínio de cisalhamento simples. a)Domínio da ZCJ; b), c), d), e) Domínio da ZCS.

De acordo com Simpson (1980) são necessários três ângulos para definir a orientação do grande círculo delineado ao longo da guirlanda. Estes ângulos são tomados em relação aos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação finita (Fig. 6.5). O ângulo α , medido entre o eixo Z e a

interseção do grande círculo com o plano XZ, parece estar relacionado apenas com o sentido de cisalhamento da amostra, embora tenha sido utilizado por Laurent e Etchecopar (1976) como indicador da magnitude da deformação cisalhante. Ao contrário, os ângulos β , entre o eixo Y e o grande círculo e medido no plano XY, e η , entre os máximos contidos no grande círculo e o eixo Z (medido no plano ZY), são respectivamente aumentado e reduzido à medida em que se aproxima da porção central da zona de cisalhamento. O grau de espalhamento das guirlandas parece também ser função da posição da amostra dentro da zona de cisalhamento.

Os diagramas em questão apresentam valores médios de α , β e η entre 10-15°, 15-20° e 10-45°, respectivamente, e fornecem indicações claras em relação ao sentido de movimentação (Simpson & Schimd 1983, Simpson 1986), condizentes com as observações feitas em campo e em microestruturas (sinistrais para a ZCS).

A amostra com menos evidência de deformação (G-91) mostra um padrão de eixos-C pouco definido (Fig. 6.9b), mas que tende para *fabrics* de baixas temperaturas, próximos à periferia do diagrama. As feições de deformação observadas (intenso microfraturamento e *kink bands* no feldspato e extinção ondulante no quartzo) estão de acordo com estas condições.

Na ZCJ o diagrama da amostra G-200 (Fig. 6.9a) assemelha-se a um padrão do tipo I (Lister 1977), com indicação de sentido de cisalhamento destral. A razoável concentração de eixos-C próximos ao centro do diagrama indica atuação significativa dos sistemas romboédrico e prismático.

6.3.2 - Setor com predomínio de cisalhamento simples associado a achatamento (transpressão)

A individualização desta região foi permitida através da análise de dez amostras, boa parte (sete) em rochas granitóides diversas (G-9, G-48b, G-114a, G-129, G-134, G-172, G-283), uma em quartzo-xisto (G-114b), uma em quartzito (G-56) e uma em ortognaisse da Serra do Barro Branco (G-299). As amostras representam as porções central (G-56 e G-129) e sudoeste (G-114a, G-114b, G-299. G-48) da ZCJ e áreas a noroeste desta, nos domínios da ZCSBS (G-134, G-172, G-9 e G-283). Os estudos de petrotrama de quartzo realizados revelaram muitas similaridades entre os padrões obtidos, levando-nos a analisá-los em conjunto.

Duas feições principais são comuns a quase todos os diagramas (Fig. 6.9). Primeiro, a grande concentração de eixos-C formando altos ângulos com a lineação e a foliação. A

distribuição destas concentrações aproxima-se, em vários destes exemplos, a de guirlandas do tipo pequeno círculo, características de domínios de deformação por achatamento. Secundariamente, a obliquidade dos máximos obtidos em relação a estas mesmas estruturas sugere a presença de forte componente de deformação não-coaxial, podendo inclusive funcionar como indicatriz do sentido de movimentação. Na maior parte dos diagramas, os elementos (máximos ou guirlandas) não estão homogeneamente desenvolvidos e/ou distribuídos, embora a aparência geral do padrão (com relação aos *fabrics* coaxiais) seja mantido.



Fig. 6.9 - Diagramas de petrotrama de eixos-C de quartzo do setor com predomínio de transpressão. a) a f) Domínio da ZCJ; g) a m) Domínio da ZCSBS.



Fig 6.9 (cont.)

Segundo Price (1985), evidências claras de deformação não-coaxial são possíveis normalmente em zonas de cisalhamento estreitas ou em domínios onde a ocorrência desta teve lugar ao final da história deformacional, já que os últimos estágios da deformação plástica parecem exercer uma profunda influência no desenvolvimento do *fabric* em uma rocha (Lister & Hobbs 1980). A existência de padrões assimétricos que lembram versões modificadas daqueles observados para a deformação coaxial pode ser interpretada, portanto, como o resultado de uma história deformacional complexa, no caso um cisalhamento simples seguido de achatamento (transpressão).

A pouca ou nenhuma concentração de eixos-C no centro dos diagramas (eixo Y) indica que o deslizamento segundo o sistema prismático (a) não foi significativo na maior parte das amostras, com exceção da G-56 (domínio da ZCJ). Neste diagrama (Fig. 6.10a), pequenos círculos mostrando máximos ligeiramente assimétricos, indicativos de movimentação destral, podem ser ligados a um máximo central, formando uma estrutura que se aproxima de um esqueleto de guirlanda cruzada tipo I (Lister 1977). O quartzito desta amostra exibe grãos de quartzo totalmente recristalizados, que cresceram estaticamente englobando cristais de muscovita.

Geometricamente, os padrões observados na maior parte das amostras restantes sugerem uma atuação dominante do sistema basal $\langle a \rangle$ (concentrações de eixos-C próximos à periferia do diagrama), com ou sem contribuição significativa do sistema romboédrico (concentrações na porção intermediária do diagrama). Segundo Burg et al. (1981), existe uma íntima relação entre o sistema de deslizamento ativado e a temperatura de deformação. Deslizamentos no sistema basal $\langle a \rangle$ seriam típicos de baixas temperaturas (em torno de 350° C), enquanto que o sistema prismático $\langle a \rangle$ ativar-se-ia a temperaturas próximas de 450° C. O sistema romboédrico admitiria temperaturas intermediárias.

As amostras G-9, G-48a, G-134b, G-172 e G-299 exibem padrões que indicam atuação do sistema basal $\langle a \rangle$ com participação do sistema romboédrico (Fig. 6.10). Estas rochas apresentam em geral grãos de quartzo finos bem formados, com junções tríplices de 120° características, mas a semelhança no tamanho destes grãos e os antigos indica que a recristalização dinâmica por rotação de grãos foi um mecanismo importante. Secundariamente ocorrem estruturas como pequenos grãos poligonais instáveis, em meio a grãos maiores, típicos de recristalização estática (*annealing*). O aumento no grau de recristalização gera por vezes domínios nos quais alguns poucos cristais pequenos e isolados de feldspato permanecem em meio a um mosaico de grãos muito finos. Não há, entretanto, evidências de redução nas estruturas rúpteis destes minerais.

A amostra G-134b foi analisada buscando-se a separação entre os grãos porfiroclastos (pais) e os recristalizados (filhos). Os primeiros, maiores, estão alongados na direção da foliação, exibindo forte extinção ondulante, e são bordeados por novos grãos, menores, formando estruturas núcleo-manto típicas de estágios iniciais em uma substituição completa (Shedl & van der Pluijm 1988).

O deslizamento no sistema basal (a) sem grande contribuição do sistema romboédrico torna-se bem caracterizado nas amostras G-114b, G-129 e G-283 (Fig. 6.10). Na primeira, a boa simetria do padrão obtido está em concordância com a observada em quartzo na seção delgada ao se colocar a placa de gipso e nos porfiroclastos de K-feldspato. Esta amostra representa um bom exemplo de estágios avançados de deformação, com o desaparecimento quase completo dos plagioclásios e a presença apenas de pequenos porfiroclastos de K-feldspato em meio a agregados de sericita/muscovita. A amostra G-114a exibe também padrões típicos de deslizamento basal, mas o grau de espalhamento dos pólos reflete a pouca deformação observada em seção delgada. Trata-se provavelmente de porção menos deformada dentro da ZCJ.

Além do tipo e das condições físicas da deformação, a análise dos diagramas de eixos-C de quartzo pode trazer informações quanto ao sentido de movimentação das zonas de cisalhamento. A análise dos máximos de distribuição traria resultados sinistrais para as amostras G-172, G-283 e G-299, e destrais para G-9, G-134 (estas nos domínios da ZCSBS), G-56 e G-129. Alguns destes resultados não estão em concordância com os indicadores cinemáticos observados no campo e em microestruturas, nem tampouco com o modelo apresentado, e refletem provavelmente a grande complexidade da história deformacional.

6.4 - Discussão

A análise dos diagramas de orientação preferencial de eixos-C de quartzo na área estudada torna possível, de início, a individualização de dois domínios distintos:

O domínio transpressivo gerado pela movimentação da ZCJ está bem caracterizado pelos tipos de padrões obtidos (pequenos círculos com máximos assimétricos associados), tendo seus limites na porção central desta zona de cisalhamento (no sentido longitudinal) e terrenos a noroeste, correspondentes à ZCSBS.

Ainda dentro deste domínio, os padrões que exibem as indicações mais fortes de deformação por achatamento sem contribuição de cisalhamento simples significativa (bom grau de simetria) encontram-se nos limites da ZCJ. Ao mesmo tempo, a ativação do sistema basal (a) sem participação do sistema romboédrico parece limitar-se às zonas mais internas da ZCJ.

A história deformacional dos terrenos relativos à porção nordeste da ZCJ (no sentido longitudinal) e à ZCS parece não incluir contribuições significativas de deformação coaxial por achatamento. Ao contrário, os padrões obtidos (guirlandas simples) destacam claramente a presença de forte componente não-coaxial, típico de cisalhamento simples, e mais, indicam, para a ZCS, um sentido de cisalhamento tipicamente sinistral. O campo transpressivo gerado pela movimentação destral da ZCJ (posterior às demais) parece, portanto, não ter-se estendido até este setor, já que os estágios finais da deformação exercem influência decisiva no desenvolvimento da trama cristalográfica de uma rocha e, por conseguinte, nos seus padrões de orientação preferencial.

Os domínios em transtração, ligados à estrutura em flor negativa da ZCSBS e à movimentação da ZCJ não foram caracterizados em nenhum dos diagramas.

Os padrões de orientação preferencial obtidos são, de um modo geral, sugestivos de deformação em condições de temperaturas baixas a médias (menores que 400°). Não obstante, um razoável grau de recristalização e feições de deformação características de temperaturas de deformação mais altas são observados em boa parte das rochas. Algumas considerações podem ser feitas acerca desta aparente discordância:

1. Segundo Kruhl (1986), as feições de deformação comumente observadas no quartzo seguem uma sequência cronológica que varia com o aumento ou com a redução na temperatura. Os grãos finamente recristalizados, observados na maior parte das amostras analisadas, corresponderiam, neste caso, a estágios iniciais de deformação em condições de temperatura sendo gradualmente reduzida. O arranjo em cristais poligonais não se restringe, além disto, a condições de *annealing*, mas pode formar-se também por recristalização dinâmica com rotação de subgrãos e como resultado de mecanismos de deformação por difusão (Twiss & Moores 1992; <u>in</u> Evangelista 1994). Neste caso, já que os processos de difusão parecem ser restritos a temperaturas muito altas, a rotação de grãos constituir-se-ia em alternativa possível e razoável, estando a recristalização deste modo relacionada menos à temperatura do que à taxa de deformação (de acordo com White (1975) e Schedl & van der Pluijm (1988), o tamanho dos grãos recristalizados é inversamente proporcional a esta última). Fitz Gerald & Stunitz (1993) afirmam ainda que este mecanismo seria típico de condições de fácies xisto-verde, o que estaria em concordância com os tipos de padrões obtidos.

2. Grãos poligonais grossos, incomuns nas amostras em questão, estariam relacionados com recristalização estática correspondente à fase final em condições de aumento gradativo da temperatura. O diagrama referente à amostra G-56 mostra uma concentração de eixos-C paralelos a Y (indicativa de deslizamento do sistema prismático $\langle a \rangle$ e, portanto, de deformação em altas temperaturas), e esta amostra apresenta, com efeito, grãos de quartzo grossos totalmente poligonizados, que cresceram englobando muscovita. Evidências em menor grau de recristalização pós-tectônica são encontradas nas amostras G-9, G-172 (domínio da ZCSBS) e G-299 (domínio da ZCJ), cujos diagramas exibem razoável grau de fuga na direção de Y.

3. Nas rochas estudadas, feições como mirmequitização ou microclinização em feldspatos, resultantes, teoricamente, de condições de deformação de altas temperaturas, não estão associadas a uma recristalização intensa destes minerais, como seria de se esperar, e convivem com estruturas como microfraturamento seguido de rotação de grãos e *kink bands*,

87

típicas de deformação em baixas temperaturas. Isto se deve ao fato de que, ao contrário do quartzo, o feldspato apresenta um extenso campo no qual recristalização dinâmica e fraturamento ocorrem concomitantemente (Fitz Gerald & Stunitz 1993), o que faz com que, para este mineral, as temperaturas de recristalização consideradas (em torno de 450° C) sejam aquelas onde ela se torna dominante, e não a de seu aparecimento (que pode dar-se em temperaturas mais baixas).

4. Uma possível redução no volume de feldspatos com o aumento da deformação é sugerida pela abundante presença de feições indicativas de transformação deste em muscovita/sericita e quartzo, aliada à redução na granulometria. Esta transformação ocorre por meio de reações retrometamórficas de amolecimento, típicas da fácies xisto-verde (Beach 1980). Através deste mecanismo, fases relativamente mais resistentes à deformação, como os feldspatos, são gradualmente substituídas por outras, como filossilicatos e quartzo, mais aptas a acomodar esta deformação por deslizamento intracristalino ao longo de planos favoráveis. Sabe-se que os padrões de orientação preferencial em rochas deformadas refletem principalmente os últimos estágios da história deformacional, estando portanto os *fabrics* obtidos para a região estudada de acordo com tais condições de metamorfismo.

O mapa de distribuição e um perfil esquemático mostrando os diagramas mais representativos em relação às zonas de cisalhamento que cortam a área podem ser vistos na Fig. 6.10. De NW para SE observa-se, na região da ZCSBS, uma predominância de padrões tipo pequeno círculo assimétrico. Na ZCJ estes padrões adquirem um bom grau de simetria, sendo que no centro da zona de cisalhamento predominam os tipos típicos de deslizamento basal, enquanto que nas bordas um aumento relativo nas condições de temperatura é sugerido pela ativação do sistema romboédrico. Os setores nordeste e sudoeste desta ZC são caracterizados por padrões guirlanda cruzada tipo 2. Os padrões referentes à ZCS representam guirlandas simples típicas de deformação não-coaxial (cisalhamento simples).



46° 18' 45"

LEGENDA



Fig. 6.10 - Mapa e perfil esquemático mostrando a distribuição dos diagramas de orientação preferencial de eixos-C de quartzo na área estudada.

90

7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

1. A instalação das zonas de cisalhamento que cortam a área estudada foi acompanhada de uma progressiva redução no grau metamórfico. Esta redução é evidenciada pela geração de biotita e clorita pseudomórficas a partir de granadas e biotitas, respectivamente e pela transformação retrometamórfica de anfibólios. Em sillimanita-xistos, foram observados núcleos mais antigos deste mineral envolvidos por agregados de fibrolita e crescimento de biotita estática em superficies Sn. Além disto, a geração de muscovita secundária é bastante comum em toda a área.

2. A movimentação destral da ZCJ parece ter ocorrido em temperaturas mais baixas do que as das ZCSBS e ZCS. Diferenças nas temperaturas de deformação foram sugeridas pela maior recristalização verificada nas rochas situadas nos limites das últimas e pela presença de estruturas indicativas de deformação rúptil destral associadas a feições dúcteis sinistrais. Além disto, os diagramas de orientação preferencial de eixos-C de quartzo indicam uma redução na temperatura das bordas para o centro da ZCJ.

3. A movimentação sinistral identificada na ZCSBS e ZCS foi provavelmente anterior à movimentação destral da ZCJ. As principais evidências são o truncamento das estruturas da última sobre a primeira e a redução na temperatura de deformação, em concordância com a diminuição generalizada no grau metamórfico verificada para a toda a área.

4. A movimentação lateral oblíqua sinistral da ZCSBS gerou domínios transtrativos que evoluiram para uma estrutura em flor negativa, responsável pelo encaixe de terrenos provenientes de porções crustais mais altas e pela colocação de corpos graníticos de grande porte. Esta estrutura em flor foi gerada por movimentos essencialmente subhorizontais, sem participação aparente de deslocamentos normais, que promoveram o fatiamento das unidades presentes. O flanco oeste desta estrutura encontra aparentemente reflexo em unidades ora situadas em domínios da ZCS sendo possível que estas tenham sido incluídas no seu arranjo original, desmembrado posteriormente pela movimentação destral da ZCJ.

91

5. A presença de forte inflexão de SSW para ENE na ZCJ provocou, durante sua movimentação destral, o desenvolvimento de domínios transtrativos e transpressivos. Os domínios transtrativos, menos extensos, limitaram-se a encaixar metassedimentos de baixo grau. Os domínios transpressivos, porém, foram responsáveis, ao menos em parte, pela geração de dobramento assimétrico generalizado na área, com vergência para NW e orientação axial paralela ao fluxo (estruturas Sn+1).

6. A análise dos diagramas de orientação preferencial de eixos-C de quartzo revelou a presença de dois setores com características bastante distintas. O primeiro, a noroeste, foi interpretado como resultante de uma história deformacional que incluiu cisalhamento simples sinistral (ZCSBS) seguido de achatamento (gerado pela movimentação lateral oblíqua convergente da ZCJ). O segundo, a sudeste, é caracterizado por *fabrics* típicos de cisalhamento simples (sinistral para a ZCS e destral para a ZCJ). A delimitação destes setores está provavelmente relacionada com os limites do domínio transpressivo gerado pela ZCJ.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1964) Fundamentos geológicos do relevo paulista. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 41: 167-263.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Minas, DNPM, 241: 1-36.
- 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. <u>In:</u> NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G. - *The ocean basins and margins*. New York, Plenun. vol.1, cap.11, p.411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. (1976) The upper precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. (1977) Provincias estruturais brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande-PB. *Atas...*: 363-391.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. (1986) Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia-GO. Anais..., 3: 1285-1295.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. (1993) Modelos geotectônicos aplicados ao pré-Cambriano superior do NE do estado de São Paulo e áreas adjacentes do estado de Minas Gerais. *Geociências*, 12(1): 155-185.
- BEACH, A. (1980) Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. J. Struct. Geol., 2(1-2): 257-263.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. (1984) On the internal geometry of mylonite zones. Journal of Geology, 92:667-686.

- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979) Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., 1(1): 31-42.
- BOUCHEZ, J.L. (1977) Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39: 25-50.
- BOUCHEZ, J.L. & PÉCHER, A. (1976) Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen. Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XVIII (6): 1377-1385.
- BOUCHEZ, J.L.; LISTER, G.S. & NICOLAS, A. (1983) Fabric assimetry and shear sense in movement zones. Geologische Rundschau, 72: 401-419.
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. (1978) Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XX (3): 253-262.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph; & RIBEIRO, A. (1981) Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula) *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CAMPOS NETO, M.C. (1991) A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande ensaio de evolução tectônica. Tese de doutoramento, IG / USP, São Paulo, 210p. (inédito)
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. (1983a) Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. <u>In:</u> Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*: 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. (1983b) Importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo. <u>In:</u> Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*: 79-90.

- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; EGYDIO DA SILVA, M.;
 MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R. & SOUZA, A.P. (1983)
 Geologia das folhas de Piracaia e Igaratá. <u>In:</u> I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, Pró-Minério- Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP IPT: 55-79.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. & VASCONCELLOS, A.C.B.C. (1984)
 A Nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). <u>In:</u> XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro-RJ. *Anais...*, 4: 1809-1822.
- CAMPOS NETO, M.C. & CORDANI, U.G. (1985) Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. Atas..., 2: 561-585.
- CARNEIRO, C.D.R.; RODRIGUES, H.P. & COUTINHO, J.M.V. (1984a) Microestruturas e relações metamorfismo-deformação do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(2):97-110.
- CARNEIRO, C.D.R.; COUTINHO, J.M.V.; SUEMITSU, A. & RODRIGUES, E.P. (1984b) Relações geométricas e temporais de eventos magmáticos no Grupo São Roque a partir da descoberta de rochas metavulcânicas e da aplicação de critérios estruturais. <u>In:</u> XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ. *Anais...*, 3.196-3.211.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A. & WHITE, S. (1977) The effects of folding on the C-axis fabrics of a quarz mylonite. *Tectonophysics*, 39:3-24.
- CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. (1974a) Complexo de Piracaia estudos preliminares. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre-RS. *Anais...*, 5: 101-106.
- CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. (1974b) Geologia da Folha de Santos (parcial). In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre-RS. Anais..., 4: 227-245.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.;
 DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.
 & RAMALHO, R. (1979) Projeto Sapucaí Relatório Final de Geologia. *MME/DNPM*, 299p.

- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. (1971) Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. <u>In:</u> XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo-SP. Anais..., 1: 105-110.
- DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1986) Gravimetria da região sudeste do Estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os cinturões móveis Paraíba e Ribeira. <u>In:</u> XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia-GO. *Anais...*, 5: 2673-2683.
- DAVIS, G.H. (1984) Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley & Sons, 492p.
- DELL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J. (1989) Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, 169: 1-21.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y. & QUADE, H. (1988) Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira PR. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém PA. Anais...,5: 2318-2331.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S.H. & COSTA, J.B.S. (1993) Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da Síntaxe de Guaxupé. <u>In:</u> IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Belo Horizonte - MG. *Boletim...*, 166-171.
- ETCHECOPAR, A. (1977) A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39: 121-139.
- FAIRBAIRN, H.W. (1949) Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press Inc., USA, 344p.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BERGMANN, M.; PENALVA, F. & TASSINARI, C.C.G. (1982) Ocorrência de *pillow lavas* no Grupo São Roque, no Estado de São Paulo. *Revista Ciências da Terra*, 2: 6-8.
- FITZ GERALD, J.D. & ST&NITZ, H. (1993) Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221: 269-297.

- FOSSEN, H.; TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1994) Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift, 74: 134-145.
- FUETEN, F.; ROBIN, P.Y. & STEPHENS, R. (1991) A model for the development of a domainal quartz C-axis fabric in a coarse-grained gneiss. J. Struct. Geol., 13(10): 1111-1124.
- HACKSPACHER, P.C. (1994) Tectônica transtensiva/transpressiva e alojamento de rochas plutônicas, à exemplo da Folha Cabreúva (SP) 1:50.000. Tese de Livre-Docência. IGCE/UNESP, Rio Claro-SP, 203p. (inédito)
- HACKSPACHER, .P.C.; KRUHL, J. & ZANARDO, A. (1988) Apostila do Curso de microestruturas e petrofabric de metamorfitos e tectonitos. *IGCE/UNESP Rio Claro*.
- HACKSPACHER, P.C. & GODOY, M.L. (1989) Níveis crustais distintos para as zonas de cisalhamento de Itu e Mairinque na porção leste da Folha Cabreúva. <u>In</u>: I Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro-RJ. *Resumos*...:115-116.
- HACKSPACHER, P.C., GODOY, M.L.S. & SANTOS, E.L. (1991a) Petrotrama de quartzo e feldspato ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, Cabreúva-SP. In: III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro-SP. Boletim de resumos...,: 119-121.
- HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F. & GODOY, A.M. (1991b) Controle do nível metamórfico e da disposição dos corpos granitóides pela tectônica Dn+3/transcorrente na Folha Cabreúva - SP. In: II Simpósio de Geologia do Sudeste. Atas..., 151-154.
- HARDING, T.P. (1974) Petroleum traps associated with wrench faults. AAPG Bull, 1290-1304.
- HARLAND, W.B. (1971) Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. Geological Magazine, 108(1): 27-42.
- HASUI, Y. (1983) Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista.
 In: I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Pró-Minério Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP-IPT, 227-252.
- HASUI, Y.; PENALVA, F. & HENNIES, W.T. (1969) Geologia do Grupo São Roque. In: XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador-BA. Anais...:101-134.

- HASUI, Y. & HAMA, M. (1972) Geocronologia do Grupo São Roque pelo método K-Ar. Revista Brasileira de Geociências, 2: 18-24.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R. & COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5(4): 257-266.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. (1976) Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 6: 182-200.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S. & PIRES NETO, A.G. (1977) As grandes falhas do leste paulista. <u>In:</u> I Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*:369-438.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. & BRITO NEVES, B.B. (1978) As estruturas brasilianas. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife-PE. Anais..., 6: 2423-2437.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & BISTRICHI, C.A. (1980) Estruturas e Tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52(1): 61-76.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. (1984) Província Mantiqueira Setor Central. <u>In:</u> ALMEIDA,
 F.F.M. & HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, p. 306-344.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y. & PENALVA, F. (1967) O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba-PR. Anais..., 159-168.
- HIGGINS, M.W. (1971) Cataclastic rocks. USGS Prof. Paper, 687.
- HOBBS, B.E. (1985) The Geological Significance of Microfabric Analysis. <u>In</u>: Wenk, H.R. (Ed.)
 Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. *Academic Press, Inc.*, 610p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIANS, P.F. (1976) An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, 571p.
- JANASI, V.A. (1986) Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia-SP. Dissertação de Mestrado, IG/USP, São Paulo-SP, 281p. (inédito)
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. (1985) Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. <u>In:</u> V Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*, 1: 133-146.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J (1991) Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51: 351-374.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1984) Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro-RJ. Anais..., 6: 2787-2814.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994) A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Tese de Doutoramento, IG/UnB, Brasília, 803p. (inédito)
- JORDT-EVANGELISTA, H. (1994) Microestruturas deformacionais e os seus mecanismos geradores: uma revisão. REM: Rev. Esc. Minas, Ouro Preto, 47(1): 62-64.
- JULIANI, C. (1993) Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca. Tese de Doutoramento, IG / USP, São Paulo, 2v. (inédito).
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. (1995) Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). Revista do Instituto Geológico (no prelo)
- JULIANI, C., BELJAVSKIS, P. & SCHORSCHER, H.D. (1986) Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque-SP. <u>In:</u> XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia-GO. *Anais...*, 2: 730-743.
- KIRSCHNER, D. & TEYSSIER, C. (1991) Quartz C-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. J. Struct. Geol., 13(1): 105-109.
- KRUHL, J.H. (1986) Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine "Root Zone" (Western Alps) *Geologische Rundschau*, 75(3): 601-623.

- LAURENT, P. & ETCHECOPAR, A. (1976) Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XVIII (6): 1387-1393.
- LAW, R.D. (1990) Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. <u>In</u>: Knipe, R.J. & Rutter, E.H. (Eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Publication, 54: 335-352.
- LAW, R.D.; SCHMID, S.M. & WHEELER, J. (1990) Simple shear deformation and crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. *J, Struct. Geol.*, 12(1): 29-45.
- LISTER, G.S. (1977) Discussion: crossed-girdle C-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39: 51-54.
- LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. (1982) Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. J. Struct. Geol., 4(1): 81-92.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980) The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. J. Struct. Geol., 2(3): 355-370.
- LISTER, G.S. & PATERSON, M.S. (1979) The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. J. struct. Geol., 1(2): 99-115.
- LISTER, G.S. & WILLIANS, P.F. (1979) Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. J. Struct. Geol., 1(4): 283-297.

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984) S-C Mylonites. J. Struct. Geol., 6(6): 617-638.

- LISTER, G.S.; PATERSON, M.S. & HOBBS, B.E. (1978) The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites: the model. *Tectonophysics*, 45: 107-158.
- MACHADO, R. & ENDO, I. (1993a) Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. <u>In</u>: II Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador-BA. *Anais...*: 269-271.

- MACHADO, R. & ENDO, I. (1993b) A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. <u>In</u>: III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro-RJ. *Resumos...*, 58.
- MAINPRICE, D. (1992) Fabric 7. Programa desenvolvido no Laboratoire de Tectonophysique da Université Montpellier II. (inédito)
- MANCKTELOW, N.S. (1987) Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics*, 135: 133-153.
- MARJORIBANKS, R.W. (1976) The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics*, 32: 269-293.

MAWER, C.K. (1986) What is a mylonite? Geoscience Canada, 13(1): 33-34.

- MCCLAY, K.R. (1987) The mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook, 161p.
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. & SIMÕES, L.S.A. (1985) As estruturas dobradas na região de Atibaia-SP. <u>In:</u> V Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*, 1: 159-168.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976) Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks, John Wiley and Sons, London, 444p.
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; CHOUDHURI, A.; ZANARDO, A.; ANGELI, N.; GODOY, A.M. & RUEDA, J.R.J. (1983) Geologia da porção paulista das quadrículas de Camanducaia e Monteiro Lobato. <u>In:</u> I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Pró-Minério - Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP-IPT, 81-104.
- PASSCHIER, C.W. (1983) The reliability of asymmetric C-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics*, 99: T9-T18.

PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (1994) Microtectonics. Preliminary edition.

- PELOGGIA, A.U.G. & MELHEM, M.M. (1991) Estrutura primária em metaritmitos de alto grau do Complexo Piracaia, região de Atibaia-SP. <u>In</u>: II Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo-SP. Atas...:183-184.
- PENALVA, F. & WERNICK, E. (1974) Falhas transcorrentes em áreas pré-cambrianas do Estado de São Paulo. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre-RS. Boletim de Resumos...:75-76.
- PRICE, G.P. (1985) Preferred Orientation in Quartzites. In: Wenk, H.R. (Ed.) Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. *Academic Press, Inc.*, 610p.
- RAMSAY, J.G. & HUBBER, M.I. (1987a) The Techniques of Modern Structural Geology Vol.
 1: Strain Analysis. Academic Press, Inc., 307p.
- RAMSAY, J.G. & HUBBER, M.I. (1987b) The Techniques of Modern Structural Geology Vol.
 2: Folds and Fractures. Academic Press, Inc., 393p.
- RICCOMINI, C. (1987) Transpressão tectônica cenozóica: um importante elemento no estudo da evolução estrutural do Cinturão de Dobramentos Ribeira. <u>In</u>: VI Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro-SP. *Boletim de Resumos...*: 15-16.
- RICCOMINI, C. (1993) Origem, evolução e inversão da bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico-Cambriano, São Paulo, Brasil. <u>In</u>: Simp. Int. del Neoproterozóico-Cambrico de la Cuenca Del Plata, Tomo I, res. 16.
- SCHEDL, A. & VAN DER PLUIJM, B.A. (1988) A review of deformation structures. J. Geol. Education, 36:111-121.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986) Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. Am. Geophys. Un. Geophysical Monograph, 36: 263-286.
- SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (1984) Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa 1:2.500.000. *DNPM/MME*, 551p.

SIBSON, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London, 133(2): 191-213.

- SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M. & MORALES, N. (1986) Aspectos estruturais observados nas adjacências da falha de Jundiuvira e o problema da relação dos grupos Amparo e São Roque. <u>In</u>: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia-GO. *Resumos...*: 120-121.
- SIMPSON, C. (1980) Oblique girdle orientation patterns of quartz C-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe Ticino, Switzerland. J. Struct. Geol., 2(1-2): 243-247.
- SIMPSON, C. (1986) Determination of movement sense in mylonites. J. Geological Education, 34: 246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983) An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1281-1288.
- STEINSUND, P.I. (1993) StereoNet for Windows version 2.06. Licenced to University of Western Ontario, copyright University of Tromsø, Norway
- TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. & KIKUCHI, R.K.P. (1985) Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque, no Estado de São Paulo. <u>In</u>: V Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. *Atas...*, (1): 201-208.
- TASSINARI, C.C.G. (1988) As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutoramento, IG / USP, São Paulo, 236p. (inédito).
- TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M.C. (1988) Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State- Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, 2(2): 175-183.
- TEIXEIRA, A.L. (1995) Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério. Dissertação de Mestrado, IG/USP. (inédito)
- TULLIS, J. (1977) Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. Tectonophysics, 39: 87-102.

- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M. & GRIGGS. D.T. (1973) Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 297-314.
- TULLIS, J.; SNOKE, A.W. & TODD, V.R. (1982) Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Geology, 10: 227-230.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1992) Structural Geology. W. H. Freeman, New York, 532p.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M. & TROMPETTE, R. (1992) Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. <u>In</u>: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo-SP. *Boletim de Resumos Expandidos...*, 2: 373-374.
- WENK, H.R. & CHRISTIE, J.M. (1991) Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. J. Struct. Geol., 13(10): 1091-1110.
- WERNICK, E. (1990) Zoneamento magmático regional de granitóides brasilianos no sudeste/sul do Brasil: implicações geotectônicas. <u>In:</u> XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-RN. Anais..., 4: 1668-1683.
- WHITE, S. (1975) Estimation of strain rates from microstructures. J. Geol. Soc. London, 131: 577-583.
- ZIMBRES, E.; MOTOKI, A. & KAWASHITA, K. (1990) História do soerguimento regional da Faixa Ribeira com base em datações K-Ar. <u>In:</u> XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-RN. *Anais...*, 6: 315-316.

Mapa de Pontos do setor de junção entre as zonas de cisalhamento São Bento do Sapucaí, Jundiuvira e Sertãozinho



MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO SETOR DE JUNÇÃO ENTRE AS ZONAS DE CISALHAMENTO SÃO BENTO DO SAPUCAÍ, JUNDIUVIRA E SERTÃOZINHO

PMpig

PMsif

PMsix



£40°

DE GE

BIBLIOTECA

T2246

W USP

¥2na

+ + +

/+ + + + + + + +

0___35

