UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO PRÉ-CAMBRIANO DA
REGIÃO DE SANTO ANTÔNIO DO PINHAL, SP:
IMPORTÂNCIA TECTÔNICA DAS ZONAS DE
CISALHAMENTO**

Edgard Santoro

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005595

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO PRÉ-CAMBRIANO DA
REGIÃO DE SANTO ANTÔNIO DO PINHAL, SP:
IMPORTÂNCIA TECTÔNICA DAS ZONAS DE
CISALHAMENTO**

Edgard Santoro

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

T
S237
E2
e.2

Santoro, Edgard

Evolução geológica do pré-cambriano da
região de Santo Antônio do Pinhal, SP:
Importância tectônica das zonas de
cisalhamento. 1998.

153p.; il.

Tese (Doutoramento em Geociências).
São Paulo: Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo - IG/USP, 1998.

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

(COLEÇÃO DISSERTAÇÕES E TESES)

1. Zonas de cisalhamento. 2. Pré-
cambriano 3. Complexo Embu 4. Vale do
Rio Paraíba do Sul.

Í N D I C E

CAPÍTULO I

1.1 Introdução	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Localização e acessos.....	2
1.4 Aspectos fisiográficos	4
1.5 Materiais e métodos	5

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Litoestratigrafia	11
2.2 Modelos evolutivos	16
2.3 Geocronologia	21

CAPÍTULO III

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 Complexo Embu	24
3.1.1 Xistos e Gnaisses Migmatizados (MNPeXG)	26
3.1.2 Gnaisses Bandados (MNPeGb)	27
3.1.3 Migmatitos (MNPeMg)	29
3.2 Rochas Granitóides	30
3.2.1 Suíte Serra Preta (NPysp)	30
3.2.2 Suíte Serra do Trabiçu (NPyst)	32
3.2.3 Suíte Morro da Piedade (NPymp)	33
3.3 Rochas Miloníticas (eOm)	33
3.4 Formação Pico do Itapeva (eOm)	34
3.5 Maciço de Ponte Nova (Kspn)	36
3.6 Coberturas quaternárias (Q)	37

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 Descrição das estruturas	38
4.1.1 Estruturas reliquiares	38
4.1.2 Estruturas planares	40
4.1.3 Estruturas lineares	41
4.1.4 Zonas de cisalhamento direcionais	41
4.1.5 Falhamentos inversos	42
4.1.6 Falhamentos normais	43
4.2 Análise setorial das estruturas	43
4.2.1 Domínio 1	45
4.2.2 Domínio 2	47
4.2.3 Domínio 3	47
4.2.4 Domínio 4	49
4.2.5 Domínio 5	49
4.2.6 Domínio 6	51
4.3 Indicadores cinemáticos	52
4.4 Registro deformacional	54
4.5 <i>Petrofabric</i>	58
4.6 Discussão dos resultados	65

CAPÍTULO V

METAMORFISMO

5.1 Metamorfismo Progressivo	67
5.2 Metamorfismo Retrógrado	69
5.3 Metamorfismo dinâmico	69
5.5 Termobarometria	70
5.6 Discussão dos resultados	77

CAPITULO VI

LITOGEOQUÍMICA

6.1 Tipos litológicos estudados	82
6.2 Resultados obtidos	83
6.2.1 Elementos Maiores	83
6.2.2 Elementos Traços	95
6.2.3 Terras raras	100
6.2 Discussão dos resultados	104

CAPÍTULO VII

GEOCRONOLOGIA

7.1 Método U-Pb	108
7.2 Método K-Ar	112
7.3 Discussão dos resultados	114

CAPÍTULO VIII

CONCLUSÕES	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122

A N E X O 1

MANUSEIO DA PLATINA UNIVERSAL/PROGRAMA ACEO

1.1 Introdução	137
1.2 Platina de quatro eixos	137
1.3 Orientação de eixos ópticos de quartzo	138
1.3.1 Horizontalização de eixos ópticos	139
1.3.2 Verticalização de eixos ópticos	140
1.4 Projeção em redes	142
1.5 Conversão de medidas	143
1.6 Programa ACEO	147

A N E X O 2

RESULTADOS ANALÍTICOS

2.1 Resultados analíticos de Microsonda Eletrônica	150
2.2 Resultados analíticos K-Ar em biotita	152
2.3 Resultados analíticos U-Pb em zircão	153

DESENHO

Mapa Geológico da região de Santo Antônio do Pinal, SP .	1
--	---

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

FIGURA 1 - Localização e principais acessos	3
FIGURA 2 - Contexto geológico	10
FIGURA 3 - Mapa geológico do leste paulista segundo FONSECA et al. (1979), modificado	13
FIGURA 4 - Mapa geológico do leste paulista segundo IPT (1981), modificado	14
FIGURA 5 - Mapa geológico do leste paulista segundo MACHADO FILHO et al. (1983), modificado	15
FIGURA 6 - Esquema interpretativo de anomalias gravimé- tricas do Cinturão Paraíba segundo DAVINO et al. (1996), modificado	19
FIGURA 7 - Mapa de anomalia Bouguer do leste paulista ..	20
FIGURA 8 - Unidades litoestratigráficas da área de est..	25
FIGURA 9 - Diagrama QAP para amostras de: a) miloni- tos da ZCB e gnaisses bandados do Complexo Embu b) mesossomas gnaíssicos de migmatitos do Complexo Embu	28
FIGURA 10 - Domínios estruturais da área de estudo	44
FIGURA 11 - Projeção estereográfica de igual área, hemisfério inferior, de elementos estru- - turais dos domínios 1, 2, 3 e 4	46
FIGURA 12 - Projeção estereográfica de igual área, hemisfério inferior, de elementos estru- - turais dos domínios 5, 4+5 e 6	50

FIGURA 13 - Foliação Sn paralela ao bandamento composicional em gnaisses bandados miloníticos (a), com dobras intraf. assim.(b) e tails σ assim. de feld pot.(c). TR-362	53
FIGURA 14- Sombra de pressão assimétrica da foliação milonítica da matriz do metaconglomerado da Fm.Pico de Itapeva. Plano horizontal.TR-1 ...	54
FIGURA 15 - Classificação das dobras no diagrama de Rickard (1971)	57
FIGURA 16 - Padrão de interferência em laço de dobras $D_n + 1$ e $D_n + 2$ desenhadas pela foliação Sn. TR-86	59
FIGURA 17 - Projeção estereográfica de igual área, hem.inferior, de eixos-c de quartzo: a) TR-100, b) TR-355, c) TR-86	63
FIGURA 18 - Perfil da razão composicional Mg/Fe de granada e biotita. Amostra TR-362	74
FIGURA 19 - Perfil da razão composicional Mg/Fe de granada e biotita. Amostra TR-12 e PD-57 ...	74
FIGURA 20 - Geotermômetro do par granada-biotita (FERRY e SPEAR, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (HOISCH, 1990). Borda da am.TR-362	77
FIGURA 21 - Geotermômetro do par granada-biotita (FERRY e SPEAR, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (HOISCH, 1990). Borda da am. TR-362 ...	78
FIGURA 22 - Geotermômetro do par granada-biotita (FERRY e SPEAR, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (HOISCH, 1990). Núcleo da am. TR-362 ...	78
FIGURA 23 - Geotermômetro do par granada-biotita (FERRY e SPEAR, 1978). Geobar. R_1 , R_2 , R_5 e R_6 (HOISCH, 1990). Borda da am. PD-57	79

FIGURA 24 - Geotermômetro do par granada-biotita (FERRY e SPEAR, 1978). Geobar. R_1 , R_2 , R_5 e R_6 (HOISCH, 1990). Núcleo da am. PD-57	79
FIGURA 25 - Trajetória do metamorfismo da área de est....	81
FIGURA 26 - Diagrama QAP para as amostras anali- sadas com campos das séries grani- tóides (LAMEYRE e BOWDEN, 1982)	87
FIGURA 27 - Diagramas de Harker para as am.analis.	88
FIGURA 28 - Diagrama sílica versus álcalis totais (IRVINE e BARAGAR, 1971) p/am. analis.	89
FIGURA 29 - Diagrama multicatiônico P-Q (DEBON e Le FORT, 1983) para as am. analis.	89
FIGURA 30 - Diagrama sílica versus K_2O (Le MAITRE, 1989) para as amostras analisadas	91
FIGURA 31 - Diagrama Na_2O versus K_2O (MIDDLEMOST, 1975) para as amostras analisadas	91
FIGURA 32 - Índices de Shand para as amostras analis. no diagrama de MANIAR e PICCOLI (1989)	92
FIGURA 33 - Diagrama AFM (IRVINE e BARAGAR, 1971) com campos tectônicos segundo PETRO et al. (1979) para as amostras analisadas	93
FIGURA 34 - Diagrama multicatiônico R_1 - R_2 (De la ROCHE et al. 1980) com campos tectônicos seg. BATCHELOR e BOWDEN (1985) p/ am. analis. ...	94
FIGURA 35 - Diagrama Ba-Rb-Sr (BOUSEILY e SOKKARI, 1973) para as amostras analisadas	95
FIGURA 36 - Diagrama de variação de Rb p/am.analis.	97
FIGURA 37 - Diagrama de variação de Yb p/am.analis.	97

FIGURA 38 - Diagrama de variação de Y p/ am.analis.	98
FIGURA 39 - Diagrama de variação de Nd p/am.analis.	98
FIGURA 40 - Diagrama discriminante Y-Nd p/am.analis. ...	99
FIGURA 41 - Diagrama discriminante Yb-Ta p/am.analis. ..	99
FIGURA 42 - Diagrama discriminante (Y+Nb)-Rb p/am.anal..	101
FIGURA 43 - Diagrama discriminante (Yb+Ta)-Rb p/am.anal.	101
FIGURA 44 - Aranhogramas de multi-elementos norma- lizados para ORG seg.PEARCE et al. (1984) para granitóides da Suíte Serra Preta	102
FIGURA 45 - Campo de variação dos aranhogramas da fig. ant. comparado ao aranhograma de granito de arco vulcânico do Chile	102
FIGURA 46 - Aranhogramas de multi-elementos norma- lizados para ORG seg.PEARCE et al. (1984)p/ granit.das suítes S.Trabiju e Mo.da Piedade.	103
FIGURA 47 - Campo de variação dos aranhogramas da fig. ant. comparado ao aranhograma de granito sin- colis.do sud. da Inglaterra	103
FIGURA 48 - Diagrama de distribuição dos ETR normali- zados p/condrito seg.SUN E MCDONOUCH (1989) para granitóides da Suíte Serra Preta	105
FIGURA 49 - Campo de variação dos ETR dos diagramas da figura anterior	105
FIGURA 50 - Diagrama de distribuição dos ETR normali- zados p/condrito seg.SUN E MCDONOUCH (1989) p/granit.das suítes S.Trabiju e Mo.Piedade .	106
FIGURA 51 - Campo de variação dos ETR dos diagramas da figura anterior	106
FIGURA 52 - Localização das am. com det.geocronológica .	109

FIGURA 53 - Diagrama Concórdia U-Pb para zircão de biotita monzogranito da Suíte S.Preta.TR-9 .	111
FIGURA 54 - Diagrama Concórdia U-Pb para zircão de biotita monzogranito da Suíte S.Preta.TR-4 .	112
FIGURA 55 - Histograma das idades K-Ar em biotita do perfil A-B da FIGURA 56	113
FIGURA 56 - Perfil A-B geocronológico K-Ar (biotita) da área de estudo	116

FIGURAS DO ANEXO 1

FIGURA 1 - Planilha do Programa ACEO com medidas de eixos ópticos dos exemplos FIGURA 3	140
FIGURA 2 - Representação esquemática da seção delgada na amostra (A), no testemunho (B) e na platina (C)	142
FIGURA 3 - Projeção de pólos de eixos ópticos (Z) no diagrama de igual-área, hem. inferior	144
FIGURA 4 - Ábaco para conversão de azimutes de eixos de indicatrizes ópt. do formato da platina ..	145
FIGURA 5 - Tela principal do Programa ACEO, com conversão da medida do exemp. da Fig. 3a	147

FOTOGRAFIAS

FOTO 1 - Granada-sillimanita-biotita xistos migmatizados (rocha alterada) com boudins de rochas com composição granítica e de quartzitos calciossilicáticos com coloração ocre. TR-31 ...	31
---	----

- FOTO 2 - Migmatitos com mesossoma de biotita xistos deformados transicionando para migmatitos nebulíticos do Complexo Embu. TR-11 31
- FOTO 3 - Acamamento reliquiar (So) formado pela alternância de metapelitos com laminação cruzada e metapsamitos. Clivagem Ss, oblíqua ao acamamento So. TR-2 39
- FOTO 4 - Vale do Ribeirão do Oliveira e *hog-backs* sustentados por gnaiss. band. do Complexo Embu. Foto obtida da SP-123 48
- FOTO 5 - Lineação de estiramento mineral frontal em milonito gnaisses do Comp.Embu. TR-100 48
- FOTO 6 - Porfiroclasto de microclíneo recrist. c/ bordas sobrecrescidas envolvendo biotita e quartzo. Nicois cruzados. TR-100 55
- FOTO 7 - Milonito da ZCB. Foliação S (muscovita e quartzo-ribbon) e foliação C (quartzo grano-blástico com gran.fina). Nic.cruz.PD-1 55
- FOTO 8 - Padrão de interferência em laços de dobras Dn+1 e Dn+2 des.pela fol. Sn de biotita gnaisses band.do Complexo Embu. TR-362 60
- FOTO 9 - Porfiroclasto de plagioclásio recristalizado em matriz com foliação Sn def.por quartzo granoblástico e biotita. TR-454 71
- FOTO 10 - Foliação Sn com sillimanita prismática (s) e quartzo-ribbon. Fol. mil.(m) c/quartzo e clastos felds. microgranulados. Nicois cruzados. Para-gnaisses do Complexo Embu.TR-362 71
- FOTO 11 - Milonitos da ZCJ. Foliação milonítica formada por sericita e quartzto granoblástico polig. c/cont.lent.along. Nicois cruzados. TR-454 72

FOTO 12 - Metaconglomerado da Fm. Pico do Itapeva. Seixo de plagioclásio porfiroclástico fratur. c/lamelas de geminação deformadas (p). Matriz mil.c/quartzo e sericita (m). Nic.cruz.TR-1 ..	72
FOTO 13 - Enclave de mela-granodiorito em biotita monzo- granitos da Suíte Serra Preta. TR-34B	84
FOTO 14 - Zircão da série cálcio-alcálica (PUPIN, 1980) de biotita monzogranito datado pelo mét.U-Pb. Nicóis cruzados. TR-9	117

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 1 - Processos deformacionais	65
TABELA 2 - Mudanças mineralógicas do evento metam. progr.nos metapelitos do Complexo Embu	69
TABELA 3 - Temperaturas em °C, para pressões de 2.0 e 8.0 kbar, do geotermômetro granada-biotita calc. p/bordas e núcleos das am. indicadas ..	75
TABELA 4 - Valores calculados de lnK _{Rn} p/ temp. e pressões indicadas nas figuras 20 a 24	76
TABELA 5 - Resultados das análises químicas	85

R E S U M O

As rochas pré-cambrianas da região de Santo Antônio do Pinhal, SP, são expressivamente marcadas por um tectonismo de idade Brasiliana com atuação de dois importantes processos deformacionais em regime de cisalhamento não-coaxial, de caráter progressivo e em condições dúcteis.

O primeiro processo deformacional está associado a uma tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, responsável pelo encurtamento crustal das rochas da região, com transporte tectônico de sudeste para noroeste.

O segundo processo está associado a uma tectônica transpressiva relativa às zonas de cisalhamento direcionais, ou transcorrentes, de médio a alto ângulo de mergulho, com sentido de movimentação dextral, e que superpõem estruturas geradas no primeiro processo. Destacam-se as zonas de cisalhamento Buquira, Jundiuvira e Eugênio Lefèvre.

Afloram na área seqüências supracrustais atribuídas ao Complexo Embu (Meso- a Neoproterozóico), metamorfasadas no grau médio a forte com o desenvolvimento de uma foliação S_n (deformação D_n) na forma de uma xistosidade ou gnaissificação, que se encontra dobrada (deformação D_{n+1}), e localmente redobrada (deformação D_{n+2}).

Rochas granitóides das suítes Serra Preta, Serra do Trabiju e Morro da Piedade truncam as seqüências metamórficas do Complexo Embu.

Granitos da Suíte Serra Preta constituem uma seqüência cogenética cálcio-alcalina monzogranítica de alto potássio, comparável as suítes de arcos vulcânicos modernos maduros, ou de margem continental ativa. Determinação radiométrica U-Pb (zircão) de granito da Suíte Serra Preta revela uma idade de 616 ± 8 Ma, do Neoproterozóico III.

As suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade compreendem granitos cálcio-alcalinos de alto potássio sin-colisionais.

Associado à tectônica transpressiva das zonas de cisalhamento direcionais tem-se a inversão da Formação Pico do Itapeva (Cambro-Ordoviciano), cujos metassedimentos encontram-se metamorfisados no grau fraco.

Idades K-Ar (biotita) indicam um resfriamento da região no período Cambriano e Ordoviciano, no intervalo entre 530 e 470 Ma, em concordância com idades K-Ar em biotita obtidas na Faixa Ribeira. Tais idades representam o soerguimento da faixa móvel e o fechamento do Ciclo Brasileiro na área de estudo.

Falhamentos inversos relacionados a tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho foram ativos até o Cambriano, enquanto que as zonas de cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho desenvolveram-se no Cambriano e Ordoviciano.

A B S T R A C T

The precambrian country rocks of Santo Antônio of Pinhal (SP) show a tectonic framework of Brasiliano orogenic cycle with two deformational pulses, reflecting a progressive non-coaxial tectonism with ductile deformation.

The earlier deformational process is associated to the tangential tectonic with strong crustal shortening, southeast-northwestward transport and generation of dow-dip foliation plus stretching lineation.

The subsequent process is related to the strike slip transpressional tectonic, with right lateral movement sense, overprinting the first process structures. The Buquira, Jundiuvira and Eugênio Lefèvre are the more impressive shear zones in the studied area.

The sequences of Embu Complex (Meso- to Neoproterozoic) are medium to high metamorphic grade with a S_n foliation (deformation D_n), that is folded (deformation D_{n+1}) and locally refolded (deformation D_{n+2}).

Igneous granitoids of the Serra Preta, Serra do Trabiçu and Morro da Piedade suites truncate the metamorphic sequences of Embu Complex.

The Serra Preta Suite rocks are calc-alkaline high K granitoids from magmatic arcs of active continental margin. U-Pb zircon dating for granitic rock of Serra Preta Suite gives a age of 616 ± 8 Ma (Neoproterozoic III). The Serra do Trabiçu and Morro da Piedade suites are syn-collisional calc-alkaline high K granitoids.

In the studied area crops out the Pico do Itapeva Formation (Early Paleozoic) with low grade metasediments deformed by a strike-slip transpressive right lateral shear zones.

The biotite K-Ar cooling ages are related to the Cambrian and Ordovician period, between 530 and 470 Ma, in agreement with regional Faixa Ribeira biotite K-Ar cooling ages. Such ages represent the mobile belt uplift and the ending of the Brasiliano orogenic cycle in the studied area.

Thrust faults were active until Cambrian period, while strike-slip shear zones developed in the Cambrian and Ordovician period.

A G R A D E C I M E N T O S

Ao Prof. Dr. Marcos Egydio Silva pela orientação prestada durante os trabalhos de pesquisa.

Às valiosas sugestões dos Professores Doutores do IG/USP: Caetano Juliani, José Moacyr Vianna Coutinho, Miguel Ângelo Stipp Basei, Wilson Teixeira, Oswaldo Siga Júnior e Ginaldo A. da C. Campanha.

Igualmente aos colegas do IPT: geólogos Naohiko Nagata, Antônio Gimenez Filho, Cláudio Luiz Goraieb, Dr. Nestor Kenji Yoshikawa e ao engenheiro Luiz Carlos Rusilo.

Aos técnicos de laboratório Walter Maurício Sproesser, Eli Arruda Coelho e Jilson Cardoso, a secretária Maria Lúcia Felix Gonçalves e, em especial, ao desenhista-projetista Arturo Enrique Prieto Ibars pela elaboração das ilustrações.

Ao apoio institucional do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. - IPT, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo IG/USP e da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (processo 94/6 022-3).

CAPÍTULO I

1.1 Introdução

As zonas de cisalhamento desempenham importante papel na dinâmica dos processos evolutivos das faixas móveis, registrando movimentos crustais através de feições geométricas e deformacionais, fato extensivamente ilustrado na literatura, citando-se, entre outros autores: BEHRMANN e PLAT (1982), COWARD (1983), PLAT e BEHRMANN (1986), LEE *et al.* (1987), PARK (1988), LISTER e DAVIS (1989), e HOLDSWORTH (1990).

A Faixa Ribeira caracteriza-se por apresentar, em escala regional, sistemas de zonas de cisalhamento que constituem o arcabouço tectônico das rochas pré-cambrianas do Estado de São Paulo, e que em várias regiões do estado, como no Vale do Rio Paraíba do Sul, ainda carecem de estudos de detalhe.

De modo geral, o sistema de zonas cisalhamento mais evidentemente reconhecido na Faixa Ribeira é o de natureza transcorrente, ou direcional, com alto ângulo de mergulho, sentido de movimentação destral e deformações em regimes dúctil e/ou rúptil.

A importância deste sistema na compartimentação litoestrutural e tectônica da região já foi ressaltada por vários autores, tendo recebido diversas denominações, tais como: *Zona de Transcorrência São Paulo* (HASUI *et al.*, 1975); *Zona de Cisalhamento São Paulo* (HASUI e SADOWSKI, 1976); *Cinturão Transcorrente Paraíba do Sul* (EBERT *et al.* 1991) e *Cinturão de Cisalhamento Atlântico* (MACHADO e ENDO, 1993).

Na Faixa Ribeira, zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho sobrepõem zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo de mergulho, as quais são responsáveis por importantes deslocamentos tangenciais de fatias crustais, cuja importância começou a ser destacada a partir dos trabalhos de HASUI (1983) e CAMPOS NETO *et al.* (1984).

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é estudar a evolução geológica das rochas pré-cambrianas que afloram nas vertentes setentrionais do Rio Paraíba do Sul na região de Santo Antônio do Pinhal, Estado de São Paulo, e o papel das zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo de mergulho na evolução tectônica desta região.

O estudo tem como objetivo caracterizar as unidades litoestratigráficas que ocorrem na área em foco, a geometria e cinemática das zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo de mergulho, de modo a contribuir para o entendimento da evolução geológica da Faixa Ribeira nesta região.

1.3 Localização e acessos

A área pesquisada situa-se nos planaltos de Santo Antônio do Pinhal e Campos do Jordão, e nos espigões da Serra da Mantiqueira, vertentes setentrionais do Rio Paraíba do Sul na região de Tremembé, Estado de São Paulo.

Localiza-se no leste do Estado de São Paulo, compreendendo a área do embasamento pré-cambriano das folhas topográficas Tremembé (SF-23-Y-B-V-4) e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3), escala 1:50 000, conforme FIGURA 1.

Seus principais acessos, a partir de São Paulo, são as rodovias Presidente Dutra (BR-116) e Airton Senna (SP-70), até Guararema, e, deste local, até o entroncamento com a SP-123 (Rodovia Floriano Rodrigues Peixoto), o acesso pode também ser feito pela Rodovia Carvalho Pinto.

A rodovia SP-123 é o principal acesso à Folha Tremembé e à Campos do Jordão, tendo seu começo na BR-116, ou na Rodovia Carvalho Pinto. A região noroeste da Folha Tremembé é servida pela SP-42, SP-46 e SP-50.

O acesso à Folha Pindamonhangaba pode ser feito pela rodovia SP-132 (Rodovia Caio Gomes Figueiredo). Os demais acessos à área pesquisada são por estradas vicinais.

A área em foco localiza-se entre as cidades de Campos de Jordão, Tremembé e Pindamonhangaba, sendo as duas últimas cidades situadas na Bacia de Taubaté. Santo Antônio do Pinhal é a única cidade situada nos limites da área em foco.

LOCALIDADES: Br - Brasópolis; CJ - Campos do Jordão; Gr - Guaratingueta;
 Pd - Pindamonhangaba; Pr - Paraisópolis; SAP - Santo Antônio do Pinhal;
 SJC - São José dos Campos; SM - Sapucaia Mirim; Tb - Taubaté; Tr - Tremembé.

FIGURA 1 - Localização e principais acessos

1.4 Aspectos fisiográficos

A área de estudo situa-se no Planalto Atlântico (ALMEIDA, 1964), abrangendo, segundo PONÇANO *et al.* (1981), a zona da Serra da Mantiqueira Oriental e duas sub-zonas do Planalto do Alto Rio Grande, quais sejam: Planalto de Campos do Jordão e Planalto de Santo Antônio do Pinhal.

A zona Serra da Mantiqueira Oriental é formada por escarpas com alta declividade entre os planaltos de Campos de Jordão e Santo Antônio do Pinhal, e entre o Planalto de Campos de Jordão e a região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. É o divisor de águas das bacias dos Rio Paraíba do Sul (SP) e do Rio Sapucaí-Mirim (MG).

O profundo entalhamento produzido pelas drenagens de perfis abruptos que descem dos planalto de Campos do Jordão e Santo Antônio do Pinhal em direção ao Rio Paraíba do Sul provocou um pronunciado festonamento das escarpas da Serra da Mantiqueira.

Nos setores inferiores da Serra da Mantiqueira as elevações têm perfil assimétrico tipo *hogback*, os quais são condicionados pelo baixo ângulo de mergulho da foliação das rochas que ocorrem nos setores inferiores da serra.

A terminação do Planalto de Campos do Jordão, nas vetentes sudoeste, é feita por escarpas com espigões digitados, em cuja base se encontra o Planalto de Santo Antônio do Pinhal, com altitudes médias em torno de 1 300 m.

No planalto de Campos do Jordão as altitudes alcançam a cota de 1 950 m no Pico de Itapeva, e na planície do Rio Paraíba do Sul as altitudes são em torno 550 m.

O clima da região é tropical úmido, com variações em função da altitude. Nos altos espigões da Serra da Mantiqueira registram-se os maiores índices pluviométricos da região, com precipitação anuais superiores a 1 700 mm. Na região da planície do Rio Paraíba do Sul, as precipitações anuais não excedem a 1 500 mm.

As temperaturas médias anuais variam entre 20° e 22°C. Nos pontos mais elevados da Serra da Mantiqueira as médias são inferiores a 18°C. Diferenças devido a altitude se fazem notar no outono e no inverno, não raro se registrando temperaturas negativas no mês de julho, na região do Planalto de Campos do Jordão.

1.5 Materiais e métodos

Os métodos utilizados neste trabalho compreenderam a realização de investigações normalmente utilizadas em levantamentos geológicos de áreas pré-cambrianas deformadas, com levantamento das principais direções de transporte tectônico, cujo reconhecimento permite reconstituir o quadro estrutural cinemático, fornecendo elementos para interpretações tectônicas de caráter regional.

Os trabalhos de campo envolveram levantamentos detalhados em áreas selecionadas, através caminhamentos em perfiz, sempre que possível transversais as estruturas, anotando-se as atitudes das foliações e lineações dos tectonitos e demais elementos estruturais utilizados na análise estrutural e cinemática, e coletando-se amostras orientadas para trabalhos de laboratório.

A etapa de escritório compreendeu trabalhos de fotointerpretação, petrografia, elaboração do Mapa Geológico, escala 1:50 000 (DESENHO 1), análise de *petrofabric* de rochas miloníticas, estudos termobarométricos, litogeoquímicos de rochas granitóides e determinações geocronológicas.

Quanto ao material cartográfico, recorreu-se àqueles usualmente utilizados em levantamentos geológicos, destacando-se:

- a) fotografias aéreas na escala 1:25 000, do levantamento aerofotogramétrico da Terrafoto S.A. realizado para o Instituto Brasileiro do Café e Secretaria da Agricultura, em 1972 e 1973;
- b) fotografias aéreas na escala 1:60 000 da missão AST-10/United States Air Force - USAF, de 1965 e 1966;
- c) bases topográficas na escala 1:25 000 construídas a partir da redução e montagem das cartas topográficas 1:10 000 do Projeto Macro-Eixo da SEPLAN - Secretaria da Economia e Planejamento do Estado de São Paulo;
- d) cartas topográficas na escala 1:50 000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE: Tremembé (SF-23-Y-B-V-4), da 2ª edição (1986), e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3), da 1ª edição (1974);
- e) imagens de satélite INPE/LANDSAT de 1976, e imagens do Projeto Radambrasil, escala 1:250 000, de 1976.

Inicialmente foi feita uma revisão bibliográfica sobre o tema objeto da pesquisa, compreendendo um levantamento sobre a geologia do embasamento cristalino da região relacionada ao tema.

A análise estrutural seguiu os procedimentos descritos por TURNER e WEISS (1963), HOBBS *et al.* (1976) e RAMSAY e HUBER (1987), consistindo no reconhecimento e classificação das foliações, lineações e dobramentos, e hierarquização das estruturas de acordo com critérios de superposição.

A terminologia das rochas miloníticas das zonas de cisalhamento segue a denominação proposta na classificação de SIBSON (1977).

Os dados planares e lineares foram representados em diagramas de igual-área de Schmidt-Lambert, e as análises estatísticas foram efetuadas utilizando-se o programa Quickplot (EVERDINGEN e GOOL, 1990, 1992), que traça curvas de iso-freqüência através de método ponderado.

A pesquisa das zonas de cisalhamento foi realizada em todas escalas de observação (macroscópica, mesoscópica e microscópica), trabalhando-se com fotolineamentos, marcas planares, par de foliações S-C, lineações de estiramento mineral, relações microestruturais, análises de *petrofabric* de eixos [0001] de quartzo, e demais estruturas associadas às zonas de cisalhamento, conforme procedimentos propostos por RAMSAY e GRAHAM (1970), RAMSAY e WOOD (1973), RAMSAY (1980), RAMSAY e HUBER (1987), entre outros autores.

Foi realizado um estudo de *petrofabric*, ou padrão de orientação de eixos [0001] de quartzo em amostras orientadas de rochas ricas em quartzo, de modo a obter informações sobre a cinemática e a natureza da deformação (se planar, extensional, ou por achatamento), mecanismos (se cisalhamento puro, ou rotacional), e do fácies metamórfico, conforme procedimentos descritos por NICOLAS e POIRIER (1976), BOUCHEZ *et al.* (1983), PRICE (1985), SCHMID e CASEY (1986), LAW (1990), FUETEN *et al.* (1991), entre outros autores.

O Anexo 1 descreve os procedimentos utilizados na obtenção da orientação de eixos [0001] de quartzo na platina universal de quatro eixos, adaptado de TURNER e WEISS (1963), a conversão de medidas obtidas na platina universal de quatro eixos para a notação no formato da bússola Clar, conforme SANTORO e AYUB (1994), e o Programa ACEO (**A**ttitudes **C**lar de **E**ixos **Ó**pticos), para a

conversão automática de medidas de eixo óptico do formato da platina para o formato da bússola Clar.

Indicadores cinemáticos que fazem uso de micro- e mesoestruturas para a indicação do sentido do transporte tectônico foram baseados nos modelos apresentados por SIMPSON (1986) e PASSCHIER e SIMPSON (1986), RAMSAY e HUBER (1987), HANMER e PASSCHIER (1991).

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, de elementos traços, e de Elementos Terras Raras em amostras previamente selecionadas dos principais tipos de rochas granitóides das suítes que afloram na área de estudo, visando a caracterização litogeoquímica e dos ambientes geradores.

As amostras selecionadas para o estudo litogeoquímico foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do DMP do IG/USP. Partiu-se de amostras frescas com dimensão maior que vinte vezes o maior cristal presente na amostra. Seguiu-se britagem, homogeneização, quarteamento, moagem na fração -200 *mesh* em moinho de anéis de carboneto de tungstênio, homogeneização pelo método da membrana, e, finalmente, separação de uma alíquota enviada para análise química à GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda. e ao ACTLABS - Activation Laboratories Ltd., no Canadá.

A avaliação da qualidade das análises químicas dos elementos maiores foi feita através do cálculo de parâmetros molares, lançados no diagrama ternário A (Al_2O_3 livre, após subtração da alumina utilizada para formar albita, ortoclásio e biotita "ideal"). M (soma das proporções molares de MnO, FeO, MgO) e C (proporção molar de CaO), comparando-se os dados lançados neste diagrama com os resultados das análises petrográficas.

A análise das condições de metamorfismo foi realizada através do estudo de seções delgadas sob microscópio óptico de luz transmitida e através de determinações termobarométricas, a partir de análise da composição química dos minerais efetuada na microsonda eletrônica, modelo JXA-8600 (JEOL), do Laboratório de Microsonda e Microscopia (de varredura) Eletrônicas do DMP do IG/USP.

Foram aplicadas as expressões de equilíbrio termodinâmico do geotermômetro granada-biotita segundo FERRY e SPEAR (1978), e do geobarômetro da assembléia mineral: quartzo + muscovita + plagioclásio + granada

+ aluminossilicato, segundo HOISCH (1990), calculadas com auxílio da planilha eletrônica Excel.

Determinações radiométricas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas - CPGeo do IG/USP, aplicando-se o método U-Pb (zircão) e K-Ar (biotita), com a finalidade de se obter idades de cristalização magmática das rochas granitóides intrusivas no Complexo Embu (método U-Pb) e idades de resfriamento regional (método K-Ar), de modo a estabelecer uma correlação com o tectonismo relacionado às zonas de cisalhamento. Foi assim construído um perfil térmico (biotita) transversal às estruturas e às unidades litoestratigráficas que ocorrem na área.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área pesquisada insere-se no contexto da Faixa Ribeira (ALMEIDA *et al.* 1973 ; CORDANI *et al.* 1973), a qual compreende um complexo cinturão com faixas dobradas e empurrões associados, evoluídos durante a Orogênese Brasileira na borda sul do Cráton do São Francisco.

Situa-se na Província Mantiqueira, segundo ALMEIDA *et al.* (1977) e HASUI (1982), no contato do embasamento cristalino com os sedimentos da Bacia de Taubaté, no Vale do Rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo.

Nos trabalhos que tratam da geologia do pré-cambriano do leste paulista, há de modo geral referências a ocorrência de rochas meso e catazonais metamorfasadas na fácies anfibolito e, localizadamente, na fácies granulito, representadas pela exposição dos complexos Embu, Paraíba do Sul e Costeiro (FIGURA 2).

Todo o conjunto encontra-se em maior ou menor grau afetado por intensa deformação, admitida por diversos autores como policíclica, e encurtamento crustal em regime tectônico convergente de idade brasileira, seguindo-se manifestações tardias relacionadas às zonas de cisalhamento direcionais.

ALMEIDA *et al.* (1973) definem o Cinturão Paraíba do Sul, referindo-se ao Cinturão Assíntico Paraibides de EBERT (1967, 1968) com evolução no Ciclo Transamazônico e retrabalhamento no Ciclo Brasileiro.

ALMEIDA *et al.* (1976) denominaram Região de Dobramentos Sudeste todo conjunto de faixas dobradas e maciços medianos pré-cambrianos que ocorrem ao sul do paralelo 21°S, reconhecendo como característico desta região a estruturação em blocos tectônicos limitados por falhamentos.

HASUI *et al.* (1978a) destacam a importância dos grandes falhamentos da região sudeste, apresentando uma compartimentação tectônica baseada em blocos limitados por falhas transcorrentes.

DAVINO *et al.* (1986) reconhecem como característica da região leste do Estado de São Paulo a presença do Cinturão Paraíba, propondo uma subdivisão na qual estão individualizados um domínio marcado pela Orogênese Brasileira, e outros dois domínios a ela precursores.

TASSINARI (1988) denomina Domínio Embu o conjunto de rochas que afloram entre as falhas de Taxaquara e Cubatão, reafirmando a presença de gnaisses e migmatitos com faixas de xistos ocupando calhas sinclinais nesta região, e ocorrências de quartzitos, anfibolitos e dolomitos.

THEODOROVICZ *et al.* (1991) identificam no âmbito do Complexo Embu dois momentos deformacionais no contexto do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente São Paulo (HASUI *et al.* 1980).

O primeiro momento desenvolveu-se por cisalhamento dúctil em regime de cavalgamento de baixo a médio ângulo de mergulho, evidente na Folha Santa Isabel (1:50 000), enquanto que o segundo está relacionado às zonas de cisalhamento transcorrentes destrais de alto ângulo de mergulho.

NEGRI (1995) associa o magmatismo mangerítico-charnockítico-granítico porfiróide que ocorre na região de São Francisco Xavier da Folha Monteiro Lobato (OLIVEIRA *et al.*, 1983) a um evento tectônico tardi-colisional e/ou pré-transcorrências.

2.1 Litoestratigrafia

EBERT (1967, 1968) formalizou o Grupo Paraíba na região do Vale do Rio Paraíba do Sul definindo-o como uma unidade litoestratigrafia constituída principalmente de paragnaisses, quartzitos, ortognaisses, subordinadamente, e de rochas granulíticas associadas. Tal grupo pertence ao domínio do Cinturão Paraibides, dispondo-se paralelamente à costa, abrangendo a região leste paulista.

HASUI (1975) e HASUI e SADOWSKI (1976) em trabalhos de reconhecimento geológico executados no sul e sudoeste do Estado de São Paulo identificam como extensão lateral do Grupo Açungui (definido no Estado do Paraná) rochas ectiníticas e gnaissico-migmatíticas atribuídas, respectivamente, aos complexos Pilar e Embu.

Desde então houve uma tendência de se estender o Grupo Açungui, no sentido dos complexos Pilar e Embu, em direção a região leste do Estado de São Paulo, e que pode ser constatada nos trabalhos das décadas de 70 e 80, cujo detalhe não era superior a escala 1:200 000 (e.g., HASUI *et al.* 1978b; CAVALCANTE *et al.* 1979).

Esta tendência ocorreu em virtude de se acreditar que os tipos litológicos atribuídos ao Complexo Embu, definido próximo à capital paulista, tivessem continuidade física em direção a região do Vale do Rio Paraíba do Sul. Desta forma, HASUI e OLIVEIRA (1984) estendem o Complexo Embu numa faixa contínua que vai da região do Estado do Paraná até o Estado do Espírito Santo.

FONSECA *et al.* (1979) ao integrarem a geologia da região sudeste na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, prolongaram as seqüências de xistos, gnaisses e migmatitos que ocorrem nas proximidades da capital paulista, entendidas como do Proterozóico Superior, para os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, sem lhes dar, entretanto, uma formalização estratigráfica (FIGURA 3).

No entanto o Mapa Geológico do Estado de São Paulo, segundo IPT (1981) conforme FIGURA 4, apresenta o Grupo Açungui como unidade formal das seqüências ectiniticas e gnaissico-migmatíticas que afloram na região leste paulista.

Os trabalhos de integração realizados pelo Projeto Radambrasil, segundo MACHADO FILHO *et al.* (1983), reconhecem o Complexo Paraíba do Sul como o embasamento das supracrustais de grau metamórfico mais baixo, em particular das seqüências do Complexo Embu, o qual figura no Mapa Geológico das Folhas Rio de Janeiro e Vitória como uma unidade autônoma, crono-correlacionável ao Grupo Açungui (FIGURA 5).

HASUI *et al.* (1989) em trabalho de revisão da geologia do Estado de São Paulo e áreas adjacentes apresentam o Complexo Embu também como uma unidade litoestratigráfica autônoma, reafirmando sua área de ocorrência na região sul e leste do Estado de São Paulo. Reconhecem ainda o Grupo Paraíba do Sul como uma *seqüência metavulcano-sedimentar* associada ao Complexo Juiz de Fora e metamorfozizada na fácies anfibolito e granulito, aproximando-se da definição original de EBERT (1957) (*apud* EBERT, 1968).

Esta última abordagem litoestratigráfica da região leste paulista do Vale do Rio Paraíba do Sul, ressaltando-se variações locais com denominações informais,

FIGURA 3 — Mapa geológico do leste paulista, segundo Fonseca et al. (1979), modificado

FIGURA 4 — Mapa geológico do leste paulista, segundo IPT (1981), modificado.

FIGURA 5 — Mapa geológico do leste paulista, segundo Machado Filho et al. (1983), modificado.

predominou nos trabalhos geológicos de mapeamento do início dos anos 90, citando-se: IPT (1990), CPRM (1990), THEODOROVICZ *et al.* (1991), SANTORO *et al.* (1991), GIMENEZ FILHO *et al.* (1991), FERNANDES (1991a/b), MOTIDOME (1992) e SILVA (1992).

FERNANDES (1991a/b) estabelece uma coluna litoestratigráfica do Complexo Embu na região do Vale do Rio Paraíba do Sul, propondo uma subdivisão deste complexo nas unidades Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una, sendo esta última uma seqüência rítmica de biotita xistos e quartzo xistos correlacionáveis ao Complexo Pilar. Reconhece também o Complexo Rio Capivari, formado por migmatitos com idade no limite entre o Paleoproterozóico e Arqueano, como sendo o embasamento do Complexo Embu.

MOTIDOME (1992) desmembra o Complexo Santa Isabel definido por CAMPOS NETO *et al.* (1983) em seqüências supracrustais e ortognaissicas correlacionáveis ao Complexo Embu, e numa unidade de rochas granitóides.

2.2 Modelos evolutivos

A primeira proposta de compartimentação tectônica da região dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro e leste do Estado de São Paulo deve-se a EBERT (1967 e 1968), que abordou esta região como um cinturão assíntico com zoneamento estrutural, metamórfico e litoestratigráfico, e que na altura do paralelo 22°S se bifurca nas faixas Araxaídes e Paraibídes, esta última no domínio do Grupo Paraíba com exposição de rochas da fácies anfibolito, intrusões graníticas, migmatitos, e, localizadamente, granulitos.

O Grupo Paraíba representa neste modelo as internides do cinturão assíntico, que tem uma zona de divergência tectônica na região do Rio Paraíba do Sul. Na região setentrional da zona de divergência as vergências do cinturão são para norte, ocorrendo o inverso na região meridional.

ALMEIDA *et al.* (1973) admitem para a área em foco dois ciclos orogênicos reportando-se, para tanto, à idades transamazônicas e brasileiras até então disponíveis. O Cinturão Paraíba do Sul, representa, neste contexto, o embasamento das seqüências brasileiras.

CAVALCANTE e KAEFER (1974) apresentam um modelo evolutivo para a área do Vale do Paraíba e regiões adjacentes, no qual admitem uma seqüência geossinclinal de idade transamazônica que representa o embasamento do Grupo Açungui, Neoproterozóico, o qual evoluiu em um geossinclínio com substrato continental.

Atribuem também como principal período de evolução orogênica do Grupo Açungui a idade 650 Ma, na qual se formaram as principais estruturas relacionadas a uma tectônica compressiva (dobras recumbentes, falhas inversas e cavalgamentos) aliadas ao metamorfismo regional e granitogêse.

O final da Orogênese Brasileira segundo CAVALCANTE e KAEFER (*op. cit.*) ocorreu entre 500 Ma e 450 Ma, época de soerguimento regional e instalação de uma tectônica relacionada às zonas de cisalhamento transcorrentes.

Tal seqüência de eventos foi em linhas gerais admitida por outros autores (ALMEIDA *et al.* 1976; HASUI *et al.* 1978a, 1978b; CAVALCANTE *et al.* 1979; HASUI, 1982), configurando-se uma evolução policíclica para região em pauta.

TASSINARI (1988) apresenta um esquema evolutivo para a região leste do Estado de São Paulo definido um evento de geração de crosta ensialica à 2 500 Ma, sendo que à aproximadamente 1 700 Ma formou-se a bacia São Roque, mais a oeste.

Segundo o autor acima referido a evolução orogenética brasileira atingiu seu auge nesta região à 750 Ma, quando se iniciou um encurtamento crustal no Domínio Embu, acompanhado de metamorfismo, geração de dobras, formação de magmas graníticos e implantação cavalgamentos e zonas de cisalhamento.

CAMPOS NETO *et al.* (1984) definem a Nappe de Cavalgamento Socorro, que representa uma estrutura alóctone constituída por terrenos infra-crustais policíclicos transportados ao longo de uma falha de empurrão no sentido noroeste, durante a Orogênese Brasileira.

O arranjo de blocos tectônicos limitados por faixas gravimetricamente anômalas na região sudeste brasileira recebeu abordagem tectônica com base no modelo de subducção de placas tectônicas, e conseqüente espessamento crustal.

DAVINO *et al.* (1986) com base em dados gravimétricos apresentam um modelo tectônico detalhado para a região do leste paulista, considerando a hipótese de uma colisão do Cinturão Paraíba, com cavalgamentos no rumo noroeste em

direção ao Maciço de Guaxupé. Nesta interpretação, tais autores voltam à conceituação de EBERT (1967, 1968) no que diz respeito a definição do Cinturão Paraíba (FIGURA 6).

Neste mesmo trabalho ressalta-se uma expressiva faixa de rochas miloníticas (Faixa Blastomilonítica Rio Preto) com vergência para noroeste, que representa uma zona de sutura da colisão continental tipo A do Cinturão Paraíba cavalgado sobre um bloco tectonicamente distinto (Cinturão Ribeira) no final da Orogênese Brasileira, com conseqüente duplicação crustal na porção setentrional da Bacia de Taubaté.

Tal abordagem para a região em foco encontra apoio na Carta Gravimétrica do Estado de São Paulo (HASUI *et al.*, 1989), onde se observa anomalias isogálicas decrescentes no sentido sul-norte, conforme FIGURA 7.

Nesta mesma figura verifica-se na região ao norte de Resende uma anomalia negativa aproximadamente circular relacionada a intrusão das rochas alcalinas do Maciço de Itatiaia, de influência local.

HASUI *et al.* (1989) ao discutirem a estruturação geológica regional baseada em dados gravimétricos segundo HARALYI e HASUI (1982) e HARALYI *et al.* (1985) reafirmam a existência de faixas gravimetricamente anômalas que limitam blocos tectonicamente distintos, as quais representam zonas de sutura, resultado de colisões continentais tipo A.

Tais autores destacam a Sutura Alterosa como o principal elemento tectônico que separa o Bloco São Paulo do Bloco Brasília, e as suturas Abre-Campo e Ubatuba, que separam os blocos São Paulo e Brasília do Bloco Vitória.

Em termos de modelos geodinâmicos tem sido proposto para esta região uma colisão brasileira oblíqua entre: 1) o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco (SOARES *et al.* 1990); 2) os crátons do Congo, São Francisco e Paraná, gerando uma tectônica de escape (VAUCHEZ *et al.* 1992, 1994; PORCHER *et al.* 1995), responsável pelo desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes; 3) os blocos Vitória, Paraná e São Paulo (HASUI *et al.* 1989; EBERT *et al.* 1991; EBERT *et al.* 1993, EBERT *et al.* 1996), com a geração do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul, de caracter transpressivo.

MACHADO e ENDO (1993) e ENDO e MACHADO (1993) admitem a ocorrência de uma megaestrutura em flor positiva na região do vale do Rio Paraíba

FIGURA 6 – Esquema interpretativo de anomalias gravimétricas do Cinturão Paraíba, segundo Davino et al. (1986), modificado.

FIGURA 7 - Mapa de anomalia Bouguer do leste paulista.
 Dados segundo Relatório IPT 27.394 (HASUI et al. 1989).

do Sul, com zonas de cisalhamento transcorrentes transpressivas implantadas nos estágios iniciais da evolução do cinturão.

Segundo HEILBRON *et al.* (1995) a Zona de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul gerou a Megassinforma do Rio Paraíba do Sul (HEILBRON *et al.* 1991), macroestrutura da fase D₃ do segmento central da Faixa Ribeira, no período tardi-colisional da Orogênese Brasileira, entre 535 e 520 Ma.

CAMPOS NETO e FIGUEIREDO (1992, 1995) definem a Orogênese Rio Doce como terrenos que foram submetidos a um processo de convergência de placas, no período entre 600 e 490 Ma., e que se seguiu, em parte, a estabilização da Orogênese Brasileira.

ZANARDO *et al.* (1988) e TEIXEIRA (1995) reconhecem na Formação Eleutério, de idade Eo-Paleozóica, uma foliação metamórfica como a feição mais representativa da fase de inversão e encurtamento da Bacia Eleutério, sendo tal foliação um evento deformacional tardio da Faixa Ribeira, correlacionável às zonas de cisalhamento transcorrentes.

2.3 Geocronologia

TASSINARI (1988) datou pelo método U-Pb (zircão) rochas granitóides milonitizadas da região de Santa Isabel que ocorrem entre as zonas de cisalhamento Monteiro Lobato-Rio Jaquari e Buquira, obtendo a idade de 660 ± 13 Ma (intercepto superior do diagrama Concórdia), interpretada como sendo a época de cristalização magmática dessas rochas.

O mesmo autor datou pelo método Rb-Sr amostras das rochas granitóides da região acima referida, e que tinham sido anteriormente pesquisadas por WERNIK *et al.* (1976), obtendo isócrona de 645 ± 38 Ma ($r_0 = 0,708 \pm 0,002$; MSWD = 0,0623).

As idades das rochas granitóides de Santa Isabel encontram-se no intervalo de 670-630 Ma, época em que FIGUEIREDO e CAMPOS NETO (1994) postulam como a de formação de um arco magmático plutônico na Microplaca Apiaí-Guaxupé, que inclui terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) e as faixas Apiaí e São Roque.

Neste mesmo intervalo de 670-630 Ma encontram-se os charnoquitos de Muzambinho (MG) e mangeritos de São José do Rio Pardo (SP), que afloram na

base do segmento setentrional NESG, possuindo, segundo BASEI *et al.* (1995), idades U-Pb (intercepto superior do diagrama Concórdia) de 643 ± 12 Ma e 625 ± 7 Ma, respectivamente, as quais foram interpretadas como sendo a época do metamorfismo de grau forte que gerou a foliação principal desses granulitos, pouco após sua colocação ígnea.

Entre os terrenos setentrionais e meridionais da NESG ocorre a Faixa Alto Rio Grande, instalada segundo CAMPOS NETO (1991) sobre fragmentos de um microcontinente aglutinado em orógenos Arqueanos e Paleoproterozóicos.

MACHADO *et al.* (1996) reconhecem um evento tectono-termal entre 590 e 565 Ma no segmento central da Faixa Ribeira com intrusões de corpos granitóides e ocorrência de empurrões e zonas de cisalhamento destrais.

Segundo TASSINARI (1988) e TASSINARI *et al.* (1988) existe um embasamento migmatítico no Domínio Embu de idade Paleoproterozóica, que se apresenta parcialmente preservado da granitização brasileira, tendo como base os seguintes dados radiométricos da região de São José dos Campos:

isócrona Rb-Sr (melanossoma gnaíssico de migmatitos), com valores de: $t = 2\,473 \pm 46$ Ma, $r_0 = 0,7003 \pm 0,0005$ (MSWD = 0,0706);

isócrona Rb-Sr (leucossomas de migmatitos), apresentando valores de: $t = 1\,497 \pm 46$ Ma, $r_0 = 0,735 \pm 0,001$ (MSWD = 8,0175);

isócrona Pb-Pb (leucossomas de migmatitos), com valores de: $t = 1\,275 \pm 240$ Ma, $u_1 = 8,273 \pm 0,001$.

Os resultados dessas duas últimas isócronas favorece a idéia da ocorrência na região de São José dos Campos de uma remobilização do material crustal, com migmatização, num evento próximo a 1 400 Ma (entre 1 500 Ma e 1 300 Ma).

A idade de sedimentação das supracrustais do Complexo Embu foi sugerida por FERNANDES (1991), com base nos dados acima, como sendo mais recente que os leucossomas dos migmatitos datados em 1 400 Ma.

VIEIRA (1989) obtém a idade de 750 ± 20 Ma (método Rb-Sr em rocha total) em micaxistos da unidade *Xistos Santa Rita* que afloram na região de Embu-Guaçu, e que foi interpretada como da época do metamorfismo principal desses metassedimentos.

TASSINARI e SATO (1996), com base em idades modelos Sm-Nd, concluem que a diferenciação dos protolitos da crosta continental dos terrenos pré-

cambrianos do sudeste paulista têm diferentes idades, tendo havido uma justaposição dos terrenos pré-cambrianos no Neoproterozóico.

Evidências de diferenciação Arqueana de protolitos da crosta continental foram observadas nos domínios da NESG e do Complexo Embu, enquanto que no domínio do Grupo São Roque foi registrada uma diferenciação Paleoproterozóica.

Tais autores obtiveram idades-modelo T_{DM} para rochas granitóides e migmatíticas da NESG entre 3,2 e 2,9 Ga, e um outro padrão, mais jovem, entre 2,0 e 1,8 Ga, indicando processos de diferenciação de idade Arqueana na região de Amparo e Serra Negra, e, mais a sul, Paleoproterozóica, respectivamente.

Idades-modelo T_{DM} entre 2,9 e 3,3 Ga (TASSINARI e SATO, 1996) obtidas na mesma unidade de migmatitos do Complexo Embu, porém próximo a Cunha, mostram que a diferenciação dos protolitos da crosta continental deste complexo ocorreu no Mesoarqueano.

TASSINARI (1988) apresenta dados K/Ar por ele obtidos, juntamente com outros preexistentes, em anfibólios, biotitas e feldspatos de diversos tipos de rochas num perfil entre as cidades de Amparo e São Sebastião, registrando um resfriamento regional no intervalo de 550 e 450 Ma. Registra também idades K-Ar de 547 ± 14 Ma e 455 ± 11 Ma, respectivamente, em anfibólio e biotita de migmatitos da região de São José dos Campos.

No domínio da NESG os dados K-Ar distribuem-se em torno de 680 e 480 Ma, com uma concentração maior de valores em torno de 550 ± 10 Ma, segundo BASEI *et al.* (1995).

CAMPANHA (1980) obteve idade K-Ar (biotita) de 499 ± 18 Ma num dique de pegmatito que trunca as zonas de cisalhamento transcorrentes na região de Três Rios, Estado do Rio de Janeiro, mostrando que as zonas de cisalhamentos transcorrentes nesta região são anteriores a esta idade.

CAPÍTULO III

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Ocorrem na área em questão seqüências supracrustais migmatizadas do Complexo Embu (Meso- a Neoproterozóico), intrusões de corpos ígneos de rochas granitóides (Neoproterozóico), a Formação Pico do Itapeva (Cambro-Ordoviciano), Rochas Miloníticas (Cambro-Ordoviciano), o Maciço de Ponte Nova (Cretáceo Superior), e Coberturas Cenozóicas (Quaternário), conforme DESENHO 1.

O contato entre as unidades pré-cambrianas são predominantemente tectônicos, na maior parte das vezes controlados por zonas de cisalhamento transcorrentes de médio a alto ângulo de mergulho (FIGURA 8).

Afloram três suítes de rochas granitóides, quais sejam: Suíte Serra Preta, Suíte Serra do Trabiju (HASUI *et al.* 1978c) e Suíte Morro da Piedade.

Bastante expressivas na área são as faixas de rochas miloníticas geradas em zonas de cisalhamento transcorrentes, com protolitos correlacionáveis às unidades ígneas e metamórficas que ocorrem na região.

A Formação Pico de Itapeva encontra-se representada por metassedimentos de grau metamórfico fraco, os quais foram depositados numa bacia tipo *pull-apart*, segundo JULIANI *et al.* (1990), associada às zonas de cisalhamento direcionais.

Aflora ainda, no extremo noroeste da área, o Maciço de Ponte Nova, correspondendo a um corpo de rochas intrusivas máficas a ultramáficas.

Coberturas Cenozóicas ocorrem na forma de depósitos aluvionares atuais e pré-atuais nas calhas das principais drenagens, e na forma de depósitos coluvionares e de talus nos anfiteatros, a meia encosta e no sopé das escarpas.

3.1 Complexo Embu

O Complexo Embu é constituído por terrenos de grau metamórfico médio a forte com xistos feldspáticos, gnaisses e migmatitos. Afloram três unidades, quais sejam: Xistos e Gnaisses Migmatizados, Gnaisses Bandados e Migmatitos.

3.1.1 Xistos e Gnaisses Migmatizados (MNPéXG)

Na área de estudo afloram quatro faixas de Xistos e Gnaisses Migmatizados. A mais expressiva delas ocorre numa calha sinformal na região do Morro do Pico Agudo e da Vargem Grande. A segunda ocorre no Planalto de Campos do Jordão, ao norte da Zona de Cisalhamento Eugênio Lefrèvre, a terceira entre as Zonas de Cisalhamento Jundiuvira e Buquira. A última faixa aflora na região do Morro da Piedade na Folha Pindamonhangaba.

Os tipos litológicos dessa unidade passam gradualmente para migmatitos, sendo truncados pelas rochas granitóides das suítes Serra Preta e Serra do Trabiju e Morro da Piedade. Na maior parte das vezes encontram-se alterados intempericamente, apresentando cores avermelhadas.

São micaxistos feldspáticos e mica-quartzo xistos com granada e/ou sillimanita, transicionando para biotita gnaisses migmatizados e milonitizados (FOTO1).

Os filossilicatos comumente encontrados nos xistos são biotita e muscovita. A sericita ocorre como produto de alteração hidrotermal de feldspatos.

Os biotita xistos, quartzo xistos e xistos feldspáticos são normalmente granatíferos com quantidade variável de muscovita, e presença freqüente de sillimanita. Petrograficamente são biotita xistos, biotita-quartzo xistos, granada-biotita xistos, oligoclásio-biotita xistos, granada-ortoclásio-sillimanita-biotita-quartzo xistos e muscovita-biotita xistos.

Exibem textura lepidoblástica a granolepidoblástica e granulação fina. A granada ocorre geralmente como porfiroblastos milimétricos, podendo eventualmente ser centimétrica.

Os biotita gnaisses geralmente são bandados, granatíferos (granada-biotita gnaisses), com granulação fina a média, textura geralmente granoblástica a granolepidoblástica. O feldspato, às vezes, encontra-se na forma de porfiroclastos milimétricos.

Relativamente comuns nessa unidade são intercalações de rochas quartzíticas, com granulação fina e espessura centimétrica a decimétrica. Variam de

quartzitos impuros, sacaroidais, micáceos, com variações para termos calciossilicáticos, tais como tremolita-quartzo-epídoto granofels.

Localmente ocorrem anfibólio gnaisses em lentes com dimensões centimétricas a métricas. Possuem a seguinte composição mineralógica: hornblenda, plagioclásio (labradorita), biotita, quartzo, granada e opacos, e apatita e titanita como acessórios. Excepcionalmente pode ocorrer commingtonita (PD-204).

Os anfibólio gnaisses apresentam coloração variando de cinza a preta, granulação fina a média, exibindo foliação milonítica em diferentes graus.

Pouco freqüentes são intercalações de rochas anfibolíticas nessa unidade, destacando-se a ocorrência do ponto TR-101, com espessura decimétrica.

3.1.2 Gnaisses Bandados (MNPeGb)

Balizando os sedimentos da borda norte da Bacia de Taubaté, através de contatos por falhamentos normais, ocorre uma faixa contínua de Gnaisses Bandados do Complexo Embu.

O contato dos Gnaisses Bandados com as demais unidades pré-cambrianas é tectônico, seja pela Zona de Cisalhamento Buquira, pela Falha do Oliveira na região da Serra da Prefeitura, e por uma falha direcional (muito provavelmente) ao norte do Morro da Piedade na Folha Pindamonhangaba (DESENHO 1).

Os Gnaisses Bandados compreendem orto- e paragneisses migmatizados e milonitizados com intercalações de rochas calciossilicáticas e quartzíticas.

Os tipos litológicos mais freqüentes são biotita gnaisses monzograníticos e granodioríticos microporfiroclásticos (FIGURA 9a), por vezes granatífero (TR-490), com bandas centimétricas de composição anfibolítica.

Rochas ortoderivadas ocorrem com maior freqüência na região da Serra da Pedra Branca. Foram aí coletadas amostras de ortogneisses monzograníticos miloníticos (TR-444), com granulação fina, estrutura gnaíssica difusamente bandada a homogênea, e com teores de biotita em torno de 5%, normalmente.

Localmente ocorrem rochas com composição intermediária, como biotita gnaisses monzodioríticos miloníticos, e intercalações de biotita-hornblenda gnaisses

FIGURA 9 – Diagrama QAP para amostras de: **a)** milonitos da ZCB e gnaisses bandados do Complexo Embu, **b)** mesossomas gnaissicos de migmatitos do Complexo Embu. Campos QAP como na Figura 26.

tonalíticos, hornblenda-granada gnaisses, biotita anfibolitos, anfibolitos e quartzitos sacaroidais.

Relativamente comum na região próxima à Pedreira Anhangüera (TR-362) é a ocorrência de paragnaisses aluminosos miloníticos intercalados em biotita gnaisses miloníticos.

Nesta mesma pedreira ocorrem exposições de granada-biotita-quartzo gnaisses a xistos feldspáticos com sillimanita, com freqüentes intercalações de rochas calciossilicáticas boudinadas, constituídas de diopsídio, tremolita, flogopita e calcita. Mais a nordeste, na Folha Pindamonhangaba, ocorrem biotita xistos feldspáticos com sillimanita e granada.

O bandamento observado nos diferentes tipos litológicos da unidade em questão é tectônico, observando-se na maior parte das vezes rochas com foliação milonítica recristalizada, classificadas texturalmente como milonito gnaisses, segundo a classificação de TAKAGI (1986), correspondendo à série rochas miloníticas foliadas com recristalização.

São rochas no geral constituídas de porfiroclastos subcentimétricos a centimétricos de feldspatos dispersos em matriz granoblástica quartzo-feldspática, finamente bandada, com teores variáveis em biotita, normalmente menores que 10%, possuindo trama planar desenvolvida em regime quasi-plástico, bandamento e estruturas de fluxo e sistemas de porfiroclastos σ (PASSCHIER e SIMPSON, 1986).

3.1.3 Migmatitos (MNPeMg)

As rochas migmatíticas possuem estruturas diversas, com predomínio das estruturas bandadas. São normalmente dobrados e milonitizados, passando para termos homogêneos *schlieren* e nebulitos.

O mesossoma é formado predominantemente por biotita gnaisses monzograníticos e granodioríticos (FIGURA 9b), biotita xistos feldspáticos e biotita-quartzo xistos, de granulação fina a média, por vezes com granada e/ou sillimanita.

O leucossoma é quartzo-feldspático, leucocrático, às vezes róseo, com granulação média a grossa, em lentes centimétricas. Frequentemente ocorrem melanossoma biotítico em lâminas milimétricas. Granada ocorre em grãos milimétricos.

Ocorrem também intercalações decimétricas a centimétricas de quartzitos impuros, de granulação fina a média, e de anfibolitos (quartzo anfibolito, granada-quartzo anfibolito).

Nas proximidades do contato das rochas granitóides da Suíte Serra Preta ocorrem migmatitos homogêneos, nebulíticos. Trata-se de rochas equi- a inequigranulares, predominantemente leucocráticas, cinza claro a médio, granulação média, aspecto homogêneo e com bandamento difuso, fracamente orientadas. Contém, por vezes, bandas com megacristais idiomórficos de feldspatos potássicos, e bandas ricas em biotita (FOTO 2).

Rochas granitóides da Suíte Serra do Trabiju intercalam-se freqüentemente em migmatitos na forma de corpos subconcordantes com dimensões variáveis, por vezes, nitidamente intrusivos.

3.2 Rochas Granitóides

Compreendem rochas das suítes Serra Preta, Serra do Trabiju e Morro da Piedade intrusivas nos metamorfitos do Complexo Embu, apresentando composições predominante graníticas.

3.2.1 Suíte Serra Preta (NP_{γsp})

A Suíte Serra Preta constitui um corpo com aproximadamente sete km de largura, possuindo forma alongada e projeções com direção nordeste. Ocorrem ainda na forma de diques e pequenos *stocks* intrusivos nas encaixantes.

As rochas desta suíte são intrusivas nos Xistos e Gnaisses Migmatizados e nos Migmatitos do Complexo Embu. No contato com os Migmatitos do Complexo Embu é comum a ocorrência de enclaves decimétricos a decamétricos de gnaisses e migmatitos.

Composicionalmente são biotita monzogranitos com variações transicionais para sienogranitos e quartzo monzonitos. Raramente ocorrem biotita granodioritos e enclaves mela-granodioríticos.

FOTO 1 - Granada-sillimanita-biotita xistos migmatizados (rocha alterada) com *boudins* de rochas com composição granítica e de quartzitos calciossilicáticos com coloração ocre. TR-31.

FOTO 2 - Migmatitos com mesossoma de biotita xistos deformados transicionando para migmatitos nebulíticos do Complexo Embu. TR-11

São tipicamente inequigranulares com textura porfirítica, megacristais idiomórficos centimétricos de microclíneo róseo ou cinza, comumente deformados na forma de porfiroclastos ovalados ou lenticulares.

A matriz apresenta granulação média ou fina e composição variável, desde tipos essencialmente biotíticos ricos em apatita, titanita, epídoto e allanita, até tipos essencialmente quartzosos.

Normalmente são truncados por diques e venulações aplíticas de leucogranitos ou venulações pegmatíticas, róseas ou brancas.

Os tipos litológicos dessa unidade são foliados e, em geral, moderadamente deformados, observando-se a formação de texturas miloníticas, caracterizada por quartzo recrystalizado na forma de agregados granoblásticos poligonais (aspecto sacaroidal na escala mesoscópica), e feldspatos rompidos, cominuídos juntamente com quartzo. Mais raramente o quartzo está recrystalizado na forma de agregados.

3.2.2 Suíte Serra do Trabiju (NP_γst)

A Suíte Serra do Trabiju compreende vários corpos de rochas granitóides, a maioria com pequenas dimensões, apresentando contatos bruscos e intrusivos nos Xistos Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu na região das escarpas da Serra da Mantiqueira entre as zonas de cisalhamento Jundiuvira e Buquira, e no Planalto de Santo Antônio do Pinhal, entre o Morro do Pico Agudo e a Vargem Grande.

São granitos com coloração cinza claro a cinza médio, ligeiramente rósea, composições sienograníticas a monzogranítica, texturas inequigranulares a microporfiróides, equigranulares a porfiróides, com megacristais subcentimétricos de feldspatos potássicos, raramente de plagioclásio, ovalados a lenticulares.

Possuem estrutura gnaíssica protomilonítica a milonítica, principalmente nas bordas dos corpos. A matriz tem granulação média, e na maior parte das vezes é milonítica, apresentando quartzo-*ribbon* e material quartzo feldspático cominuído.

Variedades inequigranulares a microporfiróides são comuns, sendo representadas por granitos com coloração cinza claro a cinza médio, ligeiramente róseo, estrutura gnaíssica, com porfiroclastos de feldspatos potássicos milimétricos

a subcentimétricos, ovalados a lenticulares. A matriz tem granulação média, textura milonítica, e o quartzo, por vezes é sacaroidal.

Variedades equigranulares formam pequenos corpos alongados, por vezes no interior de corpos inequigranulares. São rochas mesocráticas, por vezes ligeiramente róseas, com estrutura gnaíssica, foliada, protomilonítica a milonítica.

Variedades porfiróides são representadas por granitóides mesocráticos (cinza médio), com megacristais centimétricos (2 a 3 cm) de feldspatos potássicos brancos a róseos, ovalados, arredondados e angulosos em matriz com granulação média rica em biotita, quartzo e plagioclásio, este último às vezes na forma de porfiroclastos milimétricos.

3.2.3 Suíte Morro da Piedade (NP_γmp)

Na Folha Pindamonhangaba, nas proximidades do Morro da Piedade ocorre dois pequenos corpos de rochas granitóides da Suíte Morro da Piedade intrusivos em Xistos e Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu.

São granitos leucocráticos, granulação média, localmente grossa, equi- a inequigranulares, com composição predominantemente monzogranítica, apresentando muscovita em cristais intersticiais de natureza primária, e, por vezes, granada.

São fracamente foliados e apresentam aspecto nebulítico a difuso, e freqüentes enclaves gnaíssicos e biotíticos, centimétricos a decimétricos.

Mineralogicamente são constituídos por quartzo, feldspato (microclínio e plagioclásio) em grãos hipidiomórficos a alotriomórficos, biotita e muscovita. Petrograficamente são biotita-muscovita monzogranitos (PD-104).

3.3 Rochas Miloníticas (εOm)

As Rochas Miloníticas afloram nas zonas de cisalhamento direcionais, ou transcorrentes, tendo sido geradas por processos predominantemente dúcteis. Ocorrem protomilonitos, milonitos, e, mais localizadamente, ultramilonitos.

As estruturas observadas são: foliação ou bandamento milonítico; lineação de estiramento mineral sub-horizontal, ou com mergulhos entre 10° a 15°; amendoamento da foliação, no caso dos tipos litológicos com diferentes competências; presença de indicadores cinemáticos; *boudins* e foliações S-C, mais evidentes nas rochas micáceas.

As texturas são predominantemente miloníticas a ultramiloníticas, porfiroclásticas a microporfiroclásticas, com quartzo-*ribbon*, feldspatos com bordas *mortar* e abundante matriz quartzo-feldspática cominuída fina. Localmente ocorrem milonitos recristalizados.

Os protolitos das Rochas Miloníticas é bastante variado, predominado protolitos de rochas monzograníticas (FIGURA 9a) com colorações acinzentas devido à presença de biotita. Frequentemente ocorrem protolitos de xistos feldspáticos e gnaisses, bem como de migmatitos estromáticos, anfibolitos e de rochas calciossilicáticas.

Petrograficamente correm biotita xistos miloníticos, por vezes com granada, biotita-moscovita-quartzo xistos miloníticos, oligoclásio-biotita-quartzo xistos miloníticos com passagens para gnaisses tonalíticos e granodioríticos miloníticos, microclíneo granitos miloníticos.

Ocorrem também gnaisses milonitizados e sericitizados, intensamente deformado, com bandas e *microboudins* sericíticos, produtos de sericitização de feldspatos (TR-85).

3.4 Formação Pico do Itapeva

A Formação Pico de Itapeva (CAVALCANTE *et al.*, 1979) compreende uma seqüência metassedimentar de grau metamórfico fraco que aflora numa faixa estreita segundo direção nordeste nos altos espigões da Serra da Mantiqueira, a aproximadamente 1 900 m de altitude, sendo correlacionada às formações Pouso Alegre e Eleutério.

Aflora numa faixa estreita e alongada com direção nordeste na porção nordeste da Folha Tremembé e noroeste da Folha Pindamonhangaba. Seus contatos com as demais unidades que afloram na região são tectônicos.

Pode ser subdividida em três unidades. A unidade basal é constituída predominantemente de metaconglomerados polimíticos (ϵ OMc), que transicionam para metarenitos arcoseanos, conglomeráticos a microconglomeráticos (ϵ OMa) e meta-quartzo wackes, metassiltitos e metarenitos finos arcoseanos com intercalações de metapelitos (ϵ OMP), no topo da seqüência.

Os metaconglomerados são rochas polimíticas, com abundantes seixos lenticulares e ovalados, centimétricos a decimétricos (dimensões médias de 10 a 20 cm, excepcionalmente 40 cm) orientados segundo a foliação da matriz, cuja direção varia em torno de N50E, e o mergulho entre 50° e 80°, para sudeste.

Os seixos são predominantemente de granitos leucocráticos, por vezes granatíferos, granulação média, equi- a inequigranulares com pouca biotita, e, subordinadamente, de quartzo e quartzito de granulação fina, feldspatos, gnaisses, anfibolitos, migmatitos e de raros granitos porfiríticos.

A matriz é imatura, meta-arcoseana, de granulação média a fina, coloração cinza claro a esbranquiçado, foliada, por vezes milonítica, rica em grãos de quartzo (cerca de 50%) e porfiroclastos de feldspatos (microclínio e plagioclásio, 20 a 30%). Possui porções granoblásticas finas com muscovita/sericita, biotita detrítica, epídoto e clorita. A textura pode ser clástica e porfiroclástica a granoblástica.

Os metarenitos são imaturos, feldspáticos, apresentam níveis conglomeráticos a microconglomeráticos, com grânulos e seixos centimétricos (1,0 a 5,0 cm) sub-angulosos, às vezes alongados, de quartzo e quartzito, além de agregados quartzo-feldspáticos.

Possuem granulação média, cores esbranquiçadas a acinzentadas, são micáceos (biotita e muscovita), com foliação variavelmente desenvolvida, dependendo da quantidade de filossilicatos. Localmente exibem laminação milimétrica, como estrutura reliquiar. A textura pode ser granoblástica a granolepidoblástica, com feldspato formando porfiroclastos milimétricos.

Os metassiltitos e metarenitos arcoseanos com intercalações de lentes e lâminas de material pelítico do topo da seqüência originam um bandamento bastante característico, localmente com aspecto rítmico, que definem o acamamento da rocha.

São meta-quartzo wackes, de coloração amarelada quando intemperizadas, granulação fina a muito fina, textura lepidoblástica e clástica com grãos angulosos a

subangulosos de quartzo e subordinadamente feldspato caulinizado em matriz essencialmente sericítica com pontuações de opacos. Mineralogicamente possuem ainda clorita e epidoto (TR-02).

3.5 Maciço de Ponte Nova (KSpn)

O Maciço de Ponte Nova aflora na região do limite das folhas Tremembé e Monteiro Lobato, nas proximidades da cidade de Sapucaí-Mirim.

Trata-se de um corpo de rochas intrusivas máficas a ultramáficas, com contorno aproximadamente circular, expondo-se numa área com cerca de 8 km². Possui idade K/Ar de 86 ± 10 Ma (Cretáceo Superior), segundo CAVALCANTE *et al.* (1979).

Neste maciço ocorrem principalmente rochas gabróides e piroxeníticas acinzentadas a pretas, com granulação grossa, podendo-se identificar, à nível mesoscópico, cristais retangulares subcentimétricos a centimétricos de piroxênios, dispersos numa matriz fina cinzenta de plagioclásio.

Petrograficamente têm-se olivina gabros, mela-olivina gabros e olivina piroxenitos, com texturas granulares a subofíticas, sendo constituídos por cristais subcentimétricos de titanaugita idiomórfica zonada e ripas de plagioclásio cálcico. Possuem teores variáveis em olivina, clinoanfíbólios (kersutita e hornblenda verde azulada tardia), biotita castanha, magnetita e espinélio verde.

A intrusão deste maciço formou um sistema anelar e radial de fraturas nas rochas encaixantes, identificável em fotos aéreas, na maior parte das vezes preenchidas por diques de lamprófiros, que não raramente truncam o próprio Maciço de Ponte Nova. Ocorrem também diques de rochas alcalinas (tinguaítos e fonólitos).

Os diques de lamprófiro (kersantito) são constituídos por oligoclásio, biotita e clinoanfíbólio pardo, sendo relativamente estreitos, com espessuras da ordem de 0,5 a 2,0 m.

3.6 Coberturas quaternárias

As Coberturas Quaternárias compreendem aluviões atuais e pré-atuais (**Qa**), depósitos coluvionares e de talus (**Qct**), que recobrem as rochas do embasamento cristalino.

Os aluviões atuais formam depósitos de planícies aluvionares associados à dinâmica dos rios, e depósitos aluvionares pré-atuais são encontrados em terraços alçados em relação ao nível de base atual.

Os sedimentos dos depósitos aluvionares são constituídos por argilas orgânicas, lamitos arenosos, areias e cascalhos na base.

Os depósitos coluvionares e de talus ocorrem em anfiteatros das frentes escarpadas das serras, a meia encosta, e nos sopés das serras. Possuem características morfológicas como rupturas negativas de declives e formas suavizadas.

A constituição desses depósitos é bastante heterogênea, com blocos de dimensões variadas, centimétricas a métricas dispersos em matriz areno-argilosa. Os blocos são freqüentemente de migmatitos, granitos, xistos, gnaisses e quartzitos.

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área em foco ocorrem foliações metamórficas, pares de foliação S-C, intensa lenticularização das rochas, lineações de estiramento mineral, rotação de porfiroclastos em escalas meso- e microscópica, dobramentos e falhamentos.

Foi reconhecido um conjunto de estruturas associadas a uma tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, e outro conjunto associado a uma tectônica transpressiva relativa às zonas de cisalhamento direcionais, de médio a alto ângulo de mergulho, de natureza destal, e que se superpõe ao primeiro conjunto.

Inicialmente será feita uma descrição dos principais tipos estruturas presentes na área de estudo, seguindo-se uma análise dos dados estruturais agrupados em domínios, descrição dos indicadores cinemáticos e de *petrofabric*, com vista ao entendimento dos processos tectônicos envolvidos na geração das estruturas observadas nos tectonitos.

4.1 Descrição das estruturas

O estudo da natureza, geometria e cronologia relativa das estruturas compreendeu a caracterização de feições reliquiares, planares e lineares, de dobramentos, zonas de cisalhamento direcionais, e de falhamentos inversos e normais.

4.1.1 Estruturas reliquiares

Nas seqüências metassedimentes de grau metamórfico fraco da Formação Pico do Itapeva são observadas estruturas reliquiares tais como: acamamento (S_0), estratificação gradual, laminação cruzada nos metapelitos (FOTO 3), estratificação cruzada nos meta-arcóseos e imbricamento de seixos nos metaconglomerados.

FOTO 3 - Acamamento reliquiar (S_0) formado pela alternância de metapelitos com laminação cruzada e metapsamitos (meta-quartzo *wakes*). Clivagem S_s , oblíqua ao acamamento S_0 , definida por sericita e quartzo granoblástico de granulação fina. TR-2.

JULIANI *et al.* (1990) sugerem que os metassedimentos da Formação Pico do Itapeva são *debris flows* retrabalhados em ambiente costeiro dominado por ondas. A passagem transicional de metaconglomerados à metassiltitos está relacionada a um decréscimo de energia, representando tais tipos litológicos, em relação à área fonte, as regiões proximais e distais, respectivamente.

A energia decresce para o topo da seqüência, formando-se meta-arcóseos, e, nas porções mais distais da unidade superior metapelítica, o retrabalhamento do material gerou estruturas do tipo *hummocky*, em ambiente dominado por tempestades, segundo os autores acima referidos.

4.1.2 Estruturas planares

Nos metamorfitos do Complexo Embu observa-se o desenvolvimento de um bandamento composicional, de foliações produzidas por achatamento ou cisalhamento, e de lineações de estiramento mineral, de modo geral assim caracterizadas:

- a) **bandamento composicional (Sb)** definido nos xistos e gnaisses pela alternância, em escala milimétrica a centimétrica, de bandas de material quartzo-feldspático, e de bandas de biotita, sillimanita e granada. Nos anfibólio gnaisses é caracterizado pela presença de bandas milimétricas a centimétricas de cummingtonita e hornblenda. Nos migmatitos estromatíticos pela alternância centimétrica de mesossoma gnaíssico, ou xistoso, e leucossoma de composição granítica;
- b) **xistosidade e foliação gnaíssica (Sn)** é definida pelo arranjo penetrativo plano-paralelo de filossilicatos (biotitas e muscovitas) nas rochas xistosas e gnaíssicas;
- c) **foliação milonítica (Sc)**, bastante comum na área, compreende estruturas de fluxo geradas em regime dúctil, cominuição e estiramento mineral, apresentando características distintas em função da natureza do protolito e grau de deformação.

Nos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva observa-se um **acamanento reliquiar (S₀)** formado pela alternância, em escala meso- e microscópica, de material metapelítico, metapsamopelítico e metaconglomerático. Ocorre nos metapelitos uma foliação metamórfica, ou **clivagem (Ss)**, definida pelo alinhamento de sericita, clorita, quartzo e epidoto.

4.1.3 Estruturas lineares

Tendo em vista o objetivo de definir as principais direções de transporte tectônico da área foram estudadas lineações de estiramento mineral.

As lineação de estiramento mineral são formadas por minerais ou agregados minerais alongados, ou estirados, pelo efeito da deformação dúctil acompanhada de metamorfismo.

No geral, a lineação de estiramento mineral coincide com o eixo X do elipsóide de deformação finita, o qual tende a se paralelizar com a direção do cisalhamento, com o incremento da deformação.

Em xistos e gnaisses a lineação de estiramento mineral é definida pelo alinhamento de biotitas, hornblenda e sillimanita, feldspatos alongados, *quartzo-ribbon* e *mica-fish*.

Em quartzitos miloníticos e rochas com matriz rica em quartzo, a lineação de estiramento mineral é definida por *quartzo-ribbon*, principalmente.

Em rochas granitóides a lineação de estiramento é definida pelo eixo mais alongamento dos cristais de feldspatos e grãos de quartzo estirados juntamente com biotita.

4.1.4 Zonas de cisalhamento direcionais

A área em foco é recortada por zonas de cisalhamento direcionais ou transcorrentes, de natureza destal, com orientação nordeste, destacando-se as Zonas de Cisalhamento Buquira, Jundiuvira e Eugênio Lefèvre.

Localmente ocorrem zonas de cisalhamento com orientação leste-oeste com faixas métricas de rochas miloníticas, como a Falha do Ribeirão do Lajeado, que se estende da região que fica ao norte do Pico do Diamante, até pelo menos a região próxima a SP-123 (DESENHO 1).

A **Zona de Cisalhamento Buquira (ZCB)** constitui importante estrutura com orientação nordeste que se estende da região da Usina Santa Isabel, na Folha Pindamonhangaba, até as cabeceiras do Rio Buquirinha, na Folha Tremembé,

tratando-se de uma zona de cisalhamento de médio a alto ângulo de mergulho, com lineações de estiramento mineral direcionais (DESENHO 1).

Nas proximidades do Rio Piracuama ramifica-se com a Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ), delimitando uma macroestrutura sigmoidal, onde afloram granitos miloníticos e protomiloníticos da Suíte Serra do Trabiçu na forma de corpos estreitos, alongados e estirados, bem como Xistos e Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu (DESENHO 1).

A **Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)** constitui uma faixa nordeste de rochas miloníticas com aproximadamente 500 m de largura, que aflora nas escarpas da serras da Mantiqueira e do Trabiçu. Ramifica-se com a ZCB nas proximidades do Rio Piracuama. Tem alto ângulo de mergulho e lineações de estiramento mineral direcionais.

A **Zona de Cisalhamento Eugênio Lefèvre (ZCEL)** estende-se das cabeceiras do Córrego do Barreiro, no Planalto de Santo Antônio do Pinhal, até a região do Pico do Itapeva, delimitando o contato setentrional da formação homônima.

Trata-se de uma zona de cisalhamento relativamente estreita com alto ângulo de mergulho e lineações de estiramento mineral direcionais.

Além das zonas de cisalhamento direcionais acima referidas ocorrem outras de mesma natureza, porém mais estreitas, e que não receberam denominações formais.

Tais zonas de cisalhamento formam, ao norte da Falha do Oliveira (item 4.1.5), juntamente com as demais zonas de cisalhamento acima descritas, um sistema de zonas de cisalhamento paralelas (DESENHO 1).

4.1.5 Falhamentos inversos

Na região drenada pelo Ribeirão do Oliveira ocorre uma falha inversa (empurrão), ora denominada **Falha do Oliveira**, que se estende até a Serra da Prefeitura, na Folha Tremembé, aí delimitando o contato entre os Gnaisses Bandados (MNPeGb) e os Migmatitos (MNPeMg) do Complexo Embu.

A Falha do Oliveira na região do ribeirão homônimo tem direção paralela a Zona de Cisalhamento Buquira.

4.1.6 Falhamentos normais

O tectonismo terciário relacionado a instalação da Bacia de Taubaté reativou zonas de cisalhamento pré-cambrianas, dando origem a falhamentos normais de direção nordeste, escalonados, formando o *graben* da Bacia de Taubaté, e o *semi-horst* da Serra da Mantiqueira (DESENHO 1).

Na Folha Pindamonhangaba (ponto PD-43) ocorrem falhamentos normais noroeste, os quais provavelmente estão associadas ao alto estrutural de Aparecida do Norte da Bacia de Taubaté.

4.2 Análise setorial das estruturas

Medidas de foliações e lineações obtidas no campo foram agrupadas em domínios levando-se em conta a atitude da foliação e do ângulo *pitch* da lineação de estiramento mineral. Tal ângulo é medido entre a direção da foliação e a direção da lineação contida no plano da foliação.

Convencionou-se como foliação de: **baixo ângulo**, quando o ângulo de mergulho fica compreendido no intervalo entre 0° e 30° ; **médio ângulo**, no intervalo entre 31° a 70° ; e **alto ângulo**, no intervalo entre 71° e 90° .

Convencionou-se como lineação: **direcional** quando o ângulo *pitch* fica compreendido no intervalo entre 0° e 20° ; **oblíqua**, no intervalo entre 21° e 60° ; e **frontal**, no intervalo entre 61° e 90° .

Tal critério parte da premissa que a orientação da foliação e da lineação são importantes elementos estruturais no entendimento da cinemática da deformação.

Três domínios estruturais (1, 2 e 3) foram definidos no contexto do Complexo Embu, dois (4 e 5) no contexto das zonas de cisalhamento direcionais, e um (6) no contexto da Formação Pico do Itapeva (FIGURA 10).

Os diagramas de projeção estereográfica de igual área com o tratamento estatístico dos elementos estruturais obtidos nos domínios acima referidos encontram-se nas FIGURAS 11 e 12.

Nos domínios 1 e 2 a foliação tem direção nordeste e mergulho com orientação variada. Nesses dois domínios ocorre uma predominância da orientação de eixos de dobramentos da foliação Sn.

No domínio 3 a foliação tem orientação nordeste constante, mergulhando invariavelmente no rumo sudeste com baixo a médio ângulo de mergulho. A lineação de estiramento mineral contida no plano da foliação é frontal a oblíqua.

No domínio 4 a foliação é de médio a alto ângulo de mergulho e a lineação de estiramento mineral é direcional. No domínio 5 a foliação é de alto ângulo de mergulho e a lineação de estiramento mineral é direcional. No domínio 6 o acamamento dos metassedimentos da Formação Pico de Itapeva tem médio a alto ângulo de mergulho.

4.2.1 Domínio 1

O Domínio 1 corresponde à área de exposição de Xistos e Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu (MNPeXG), que afloram na região do Morro do Pico Agudo e do Bairro da Vargem Grande.

As rochas desta unidade apresentam um bandamento composicional migmatizado e milonitizado, por vezes boudinado (FOTO 1). A xistosidade (Sn) é paralela ao bandamento composicional (Sb) e desenha dobras em escala mesoscópica e macroscópica com vergência para noroeste.

As atitudes da xistosidade medidas no Domínio 1 quando lançadas em diagrama de projeção estereográfica de igual área distribuem-se num padrão em guirlanda, cujo eixo π tem atitude em torno de 60/15 (FIGURA 11a), em concordância com as medidas de eixos de dobras medidos em afloramentos deste domínio (DESENHO 1).

Na FIGURA 11a observa-se uma maior concentração de pólos da foliação no quadrante noroeste evidenciando o caráter isoclinal do dobramento, cujo plano-axial mergulha para sudeste.

FIGURA 11 -- Projeção estereográfica de igual área, hemisfério inferior, de elementos estruturais dos domínios: 1 (a), 2 (b), 3 (c,d), 4 (e,f). Diagrama ciclográfico: guirlanda (a,b), valor máximo da foliação (c,e).

4.2.2 Domínio 2

O Domínio 2 situa-se na Folha Pindamonhangaba, na região que fica entre o Morro da Piedade e a Bacia de Taubaté, na área de ocorrência de Xistos e Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu (MNPeXG).

Neste domínio ocorrem dobras desenhadas pelo bandamento composicional (Sb) mais xistosidade (Sn), distribuindo-se num padrão em guirlanda, cujo eixo π tem atitude em torno de 190/10 (FIGURA 11b), em concordância com os eixos das dobras medidos nos afloramento deste domínio (DESENHO 1).

A maior concentração de pólos da foliação no quadrante NWW observada no diagrama da FIGURA 11b evidencia o caráter isoclinal do dobramento, cujo plano-axial mergulha para SEE.

Localmente, em granada-biotita xistos deste domínio observa-se uma crenulação em posição plano-axial a foliação Sn dobrada.

4.2.3 Domínio 3

O Domínio 3 corresponde a faixa de Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb), que afloram na região drenada pelo Ribeirão do Oliveira e pelo médio e baixo curso do Rio Piracuama.

A trama planar, formada pelo bandamento composicional paralelo à foliação Sn milonítica, tem direção nordeste e baixo a médio ângulo de mergulho, com rumo sudeste (FIGURA 11c). Constitui encostas com perfil assimétrico tipo *hogback*, condicionadas pela orientação da foliação (FOTO 4).

As lineações contidas na foliação Sn observada neste domínio são frontais a oblíquas, mergulhando no rumo sudeste, por vezes com mergulhos sub-horizontais (FIGURA 11d). São formadas por biotitas orientadas, quartzo-*ribbon*, material quartzo-feldspático de granulação fina, e sillimanita nos paragneisses (FOTO 5).

FOTO 4 – Vale do Ribeirão do Oliveira e *hog-backs* sustentados por gnaisses bandados do Complexo Embu. Foto obtida nas proximidades do túnel da SP-123.

FOTO 5 – Lineação de estiramento mineral frontal em milonito gnaisses do Complexo Embu. TR-100.

4.2.4 Domínio 4

O Domínio 4 corresponde a área de exposição da Zona de Cisalhamento do Buquira, nas encostas das serras da Mantiqueira e da Prefeitura.

As rochas miloníticas da ZCB tem uma foliação milonítica Sc de médio a alto ângulo de mergulho com planos com direções nordeste e mergulhos rumo sudeste, conforme FIGURA 11e.

A partir da ramificação da ZCB com a ZCJ, os planos da foliação das milonitos da ZCB são mais inclinados, porém mergulham sempre para sudeste, no máximo com 70°.

A faixa de exposição da ZCB antes da ramificação com a ZCJ é mais larga, em função do ângulo de mergulho da foliação dos milonitos da ZCB ser pouco inclinado e mergulhar no mesmo sentido das encostas da Serra da Mantiqueira.

A foliação Sc da ZCB contém lineações de estiramento mineral direcionais, com atitudes em torno de 70/20, conforme FIGURA 11f. Indicadores cinemáticos evidenciam sentido de movimentação dextral (item 4.3)

4.2.5 Domínio 5

O Domínio 5 corresponde a área de exposição da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, nas encostas da Serra da Mantiqueira na região dos Alpes do São Gotardo.

A ZCJ tem foliação de alto ângulo conforme FIGURA 12a e lineações de estiramento mineral direcionais (FIGURA 12b). Apresenta indicadores cinemáticos dextrais.

As FIGURAS 12c e 12d são diagramas construídos computando-se os dados respectivamente das atitudes das foliações e das lineações de estiramento mineral obtidas nos domínios 4 e 5.

FIGURA 12 - Projeção estereográfica de igual área, hemisfério inferior, de elementos estruturais dos domínios: 5 (a,b), 4+5 (c,d), 6 (e). Diagrama ciclográfico: valor máximo da foliação (a,c), acamamento (e—traço contínuo), foliação milonítica Sc da ZCB (e-- tracejado). Esquema da relação entre a foliação Sc da ZCB e a clivagem Ss da Fm Pico do Itapeva.

4.2.6 Domínio 6

O Domínio 6 corresponde a área de exposição dos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva, delimitada tectonicamente pelas zonas de cisalhamento Eugênio Lefèvre (ZCEL), ao norte, e Buquira (ZCB), ao sul.

Os metassedimentos da Formação Pico do Itapeva foram depositados em bacia tipo *pull-apart* (JULIANI *et al.* 1990), sendo metamorfizados no grau fraco (item 5.3) e deformados pelas zonas de cisalhamentos direcionais.

Observa-se nos metassedimentos um acamamento reliquiar (S_0), formado pela alternância de material metapelítico com muscovita/sericita e biotita detrítica, metapsamopelítico e metaconglomerático.

O acamamento reliquiar (S_0) encontra-se rotacionado e localmente deformado. Tem direção nordeste, mergulhando no rumo sudeste (140°) com ângulos em torno de 65° , conforme FIGURA 12e.

A rotação do acamamento está associada à fase de encurtamento da bacia, quando se desenvolveu nos metassedimentos da Formação Pico de Itapeva uma clivagem (S_s) com a paragênese mineral sericita, clorita e epídoto.

A clivagem S_s observada nos metapelitos tem, de modo geral, a mesma direção do acamamento (S_0), mergulhando obliquamente em relação a S_0 (FOTO 3).

Admitindo-se a direção da clivagem S_s igual a direção do acamamento S_0 estatisticamente determinada no domínio 6 (N50E), e a direção da foliação S_c da ZCB obtida estatisticamente no domínio 4 (N70E), verifica-se que a direção da clivagem assim inferida forma um ângulo de 20° , no sentido anti-horário, com a foliação S_c da ZCB (FIGURA 12e).

Tal disposição espacial sugere um *fabric* macroscópico S_s e S_c , gerado por uma deformação não-coaxial (BERTHÉ *et al.*, 1979). A clivagem S_s corresponde ao plano de achatamento do elipsóide de deformação finita e a foliação milonítica S_c ao plano de cisalhamento, conforme esquema da FIGURA 12e.

Muito provavelmente, a clivagem S_s formou-se pelo mecanismo acima exposto de forma sincrônica à foliação S_c das zonas de cisalhamento direcionais.

Segundo BERTHÉ *et al.* (1979) num processo de deformação contínua-descontínua S-C o número de superfícies C é dez vez maior nos últimos estágios de

deformação, quando o ângulo entre as superfícies S e C é menor que 15° . Neste estágio superfícies S passam a funcionar como planos de cisalhamento C.

Tal mecanismo explica o caracter muitas vezes milonítico observado na matriz dos metaconglomerados da Formação Pico do Itapeva, ou seja quando o ângulo entre as superfícies Ss e Sc é menor que 15° , a foliação Ss passa também a funcionar como um plano de cisalhamento.

A orientação da direção da clivagem Ss em relação a direção da foliação Sc da ZCB indica uma movimentação destal das zonas de cisalhamento direcionais, em concordância com os indicadores cinemáticos observados na ZCB e ZCEL.

4.3 Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos da área de estudo ocorrem em todas escalas de observação, compreendendo a escala macroscópica, mesoscópica e microscópica.

Na escala de afloramento (mesoscópica) são observados nos Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb) afetados pela tectônica tangencial dobras intrafoliais assimétricas, e *tails* σ em megacristais de feldspatos, indicando transporte tectônico de sudeste para noroeste (FIGURA 13).

Ao nível microscópico, em seções delgadas elaboradas no plano XZ do elipsóide de deformação finita em amostras de Gnaisses Bandados observam-se sombras de pressão assimétricas com quartzo recristalizado e biotitas, indicando transporte tectônico de sudeste para noroeste (FOTO 6), em concordância a observação dos indicadores mesoscópicos acima descritos.

Petrofabrics de eixos cristalográficos [0001] de quartzo obtidos em rochas ricas em quartzo da unidade dos Gnaisses Bandados do Complexo Embu, descritos mais adiante no item 4.5, mostram padrão em guirlandas assimétricas indicando uma componente de deformação não-coaxial, com transporte tectônico de sudeste para noroeste.

Sombras de pressão assimétricas da foliação milonítica da matriz do metaconglomerado da Formação Pico do Itapeva são observadas na escala de afloramento, indicando sentido de movimentação destal da ZCB (FIGURA 14).

FIGURA 13 – Foliação S_n paralela ao bandamento composicional em gnaisses bandados miloníticos (a), com dobras intrafoliais assimétricas (b) e *tails* σ de feldspato potássico (c) Pedreira Anhangüera TR-362.

Pares de foliação S-C em milonitos da ZCB são observados em escala microscópica com foliação S desenvolvida com muscovita e quartzo-*ribbon* e foliação C definida por quartzo granoblástico de granulação mais fina (FOTO 7).

FIGURA 14 — Sombra de pressão assimétrica da foliação milonítica da matriz do metaconglomerado da Formação Pico do Itapeva. Plano horizontal TR-1.

Na escala macroscópica, observa-se: 1) o *fabric* macroscópico S-C entre a clivagem Ss dos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva e a foliação Sc da ZCB descrito no Domínio 4, e 2) a macroestrutura sigmoidal formada entre as ZCB e ZCJ, na região onde afloram granitos da Suíte Serra do Trabiju, na forma de corpos estreitos, alongados e estirados (DESENHO 1). Estas duas macroestruturas têm geometria coerente com o sentido de movimentação dextral das zonas de cisalhamento direcionais.

4.4 Registro deformacional

O primeiro registro (Dn) metamórfico-deformacional reconhecido em todos os domínios estruturais estudados em diferentes tipos litológicos do Complexo Embu é um bandamento composicional (Sb) paralelo a uma foliação metamórfica

FOTO 6 - Porfiroclasto de microclíneo recristalizado com bordas sobrecrecidas envolvendo quartzo e biotita. Sombra de pressão assimétrica indicando sentido de rotação. Plano XZ. Nicóis cruzados. TR-100.

FOTO 7 - Milonito da ZCB. Foliação S (muscovita e quartzo-*ribbon*) e foliação C (quartzo granoblástico com granulação mais fina) indicando sentido de rotação destal. Plano XZ. Nicóis cruzados. PD-1.

(Sn), na forma de uma xistosidade ou gnaissificação (Sn), e que se caracteriza pela distribuição planar de minerais quartzo-feldspáticos, biotita, e, localmente, sillimanita.

Observa-se uma obliteração de superfícies anteriores a Sb//Sn, não se reconhecendo estruturas primárias nos metassedimentos, nem dobras intrafoliais anteriores à deformação Dn.

Uma feição associada a deformação Dn é a boudinagem de níveis mais competentes, que nas seqüências metassedimentares se reflete principalmente nos níveis calciossilicáticos, que sofreram intenso estiramento, formando *boudins* isolados (FOTO 1).

A deformação Dn se apresenta com diferentes graus de intensidade. Nos domínios 1 e 2 tais superfícies mostram-se menos deformadas que no domínio 3, onde as deformações relativas a tectônica tangencial são mais pronunciadas.

Em todas escalas de observação ocorrem dobras desenhadas pelo bandamento composicional (Sb) mais a xistosidade (Sn). Porém na escala de mapa foram observadas dobras apenas nos domínios 1 e 2, e no Planalto de Campos do Jordão, na região drenada pelo Ribeirão das Perdizes, onde afloram Xistos e Gnaisses Migmatizados do Complexo Embu (MNPeXG).

A FIGURA 15 apresenta a classificação das dobras utilizada neste trabalho, com base na orientação do plano-axial e do eixo de dobramento.

A **deformação Dn+1** corresponde ao dobramento do bandamento composicional Sb paralelo a foliação Sn, formando, nos domínios 1 e 2 em escala mesoscópica e macroscópica dobras cilíndricas, isoclinais, inclinadas com caimento, com vergência para norte, e eixos mergulhando por vezes para sudeste (DESENHO 1).

Como foi dito mais acima as atitudes de Sb//Sn medidas no Domínio 1 distribuem-se num padrão em guirlanda, cujo eixo π tem atitude de 60/15. A maior concentração de pólos da foliação no quadrante noroeste evidencia o caráter isoclinal do dobramento Dn+1, cujo plano axial mergulha para sudeste.

A **deformação Dn+2** caracteriza-se pelo redobramento da foliação Sn, formando padrões de interferência em laços com estruturas Dn+1, sendo que tais

FIGURA 15 — Classificação das dobras no diagrama de Rickard (1971). Nos quadrados representação de antiformas ($\curvearrowright$) e dobras neutras. Para sinformas usa-se o símbolo ($\curvearrowleft$).

redobramentos podem ser observados na escala de afloramento e de amostra de mão, em alguns locais.

No ponto TR-86 ocorre, na escala de afloramento, dobras recumbentes D_{n+1} da foliação S_n , redobradas isoclinalmente (D_{n+2}) formando padrão de interferência em laços. As dobras D_{n+2} tem plano axial mergulhando para sudeste (FIGURA 16).

Na Pedreira Anhangüera (TR-362) se observa em escala mesoscópica padrão de interferência em laços entre estruturas D_{n+1} e D_{n+2} (FOTO 8).

No ponto TR-12, na unidade Migmatitos (MNP_{Pe}Mg), observa-se em amostras de mão redobrimento coaxial de leucossomas quartzo-feldspáticos e mesossomas gnássicos.

A **Deformação D_t** refere-se a deformação das zonas de cisalhamento direcionais destrais, de natureza dúctil a dúctil-rúptil, com o desenvolvimento de uma foliação S_c , protomilonítica a milonítica, de médio a alto ângulo de mergulho, em padrão anastomosado.

Como reflexo direto da deformação tem-se uma diminuição dos grãos, minerais com extinção ondulante e, localmente, feições rúpteis. Observa-se também um aumento modal da biotita, feição normalmente encontrada em rochas miloníticas segundo MOHANTY e RAMSAY (1994).

A deformação D_t também é observada nos metamorfitos de grau metamórfico fraco da Formação Pico do Itapeva, com o desenvolvimento de uma clivagem S_s com a paragénese: sericita, clorita e epídoto.

4.5 *Petrofabric*

Construíram-se *petrofabrics* de eixos cristalográficos [0001] (eixos-c) de quartzo através de medidas na platina universal *Lietz* de quatro eixos em seções delgadas do plano XZ do elipsóide de deformação finita, em duas amostras de milonito gnaisses (TR-86 e TR-100), e numa amostra de quartzito milonítico (TR-355). As três amostras afloram no Domínio 3.

A amostra TR-86 é um biotita gnaisse tonalítico milonítico com aproximadamente 45 % de quartzo, 40 % de plagioclásio (oligoclásio), 7% de biotita e menos que 5% de feldspato potássico, textura inequigranular com porfiroclastos

FOTO 8 - Padrão de interferência em laço de dobras D_{n+1} e D_{n+2} desenhadas pela foliação S_n de biotita gnaisses bandados do Complexo Embu. TR-362.

submilimétricos lenticulares de feldspatos dispersos em matriz granoblástica poligonal a interlobada quartzo-feldspática recristalizada.

A amostra TR-100 é um biotita gnaiss monzogranítico milonítico com aproximadamente 30 % de quartzo e 60 % de feldspatos, textura inequigranular com porfiroclastos submilimétricos lenticulares de feldspatos dispersos em matriz granoblástica quartzo-feldspática recristalizada de granulação fina. Ocorrem bandas e lentes leucocráticas subcentimétricas de quartzo-*ribbon* recristalizado e microclíneo em agregados granoblásticos de granulação média.

A amostra TR-355 é um quartzito feldspático recristalizado com matriz granoblástica quartzo-feldspática de granulação fina, e quartzo-*ribbon* recristalizado de granulação média.

Nas amostras TR-86 e TR-100 a orientação cristalográfica do eixo [0001] de quartzo foi obtida através de medidas em quartzo-*ribbons* do tipo 2 (BOULLIER e BOUCHEZ, 1978), principalmente.

Nas três amostras estudadas observa-se concentrações de eixos-c de quartzo próximos à periferia dos diagramas, evidenciando deslizamento do sistema basal <a> (FIGURA 17).

Nos *petrofabrics* das amostras TR-86 e TR-355 ocorre concentrações de eixos-c nas porções intermediárias dos diagramas, evidenciando deslizamento do sistema romboédrico nessas amostras. Na amostra TR-86 foi também observado a ativação do sistema prismático <c>.

O *fabric* obtido na amostra TR-100 (FIGURA 17a) tem padrão em um círculo mínimo, cuja metade do ângulo de abertura é 50°, indicando temperaturas de recristalização dinâmica relativamente altas (TULLIS *et al.*, 1973).

A simetria ortorrômbica do diagrama, com o círculo mínimo centrado no eixo Z é típica de deformações coaxiais do campo do achatamento aparente do Diagrama de Flinn (PRICE, 1985).

RAMSAY e GRAHAM (1970) enfatizam que evidências nítidas de deformação não-coaxial são normalmente observadas em domínios estreitos de zonas de cisalhamento, onde ocorrem altas taxas de deformação plana. Em tais domínios ocorrem padrões de eixos cristalográficos c de quartzo em guirlandas assimétricas, segundo CARRERAS *et al.* (1977), entre outros autores.

FIGURA 17 - Projeção estereográfica de igual área, hemisfério inferior, de eixos - C de quartzo. Plano X Z do elipsóide de deformação finita. Foliação E-W vertical, lineação E-W horizontal (●).
a) TR-100, *fabric* simétrico; **b)** TR - 355, guirlanda cruzada assimétrica;
c) TR- 86, sistema basal e romboédrico (guirlanda simples), e prismático <c> na direção do cisalhamento (DS).

O *fabric* obtido na amostra TR-355 (FIGURA 17b), coletada nas proximidades da Falha do Oliveira, de empurrão, tem um padrão em guirlanda cruzada (deformação plana) assimétrica, cuja metade do ângulo de abertura é aproximadamente 45° , valor normalmente encontrado em terrenos de grau metamórfico médio a forte (LISTER e DORNSIEPEN, 1982).

A assimetria da guirlanda revela uma componente não-coaxial anti-horária, coerente com a cinemática da Falha do Oliveira.

No *fabric* obtido na amostra TR-86 (FIGURA 17c), coletada nas proximidades da Falha do Oliveira, observa-se um padrão em guirlanda simples com ângulo alfa (SIMPSON, 1980) de aproximadamente 15° , e mobilização do sistema prismático <c> evidenciada pela concentração de pólos próximo ao eixo X do elipsóide de deformação finita.

A assimetria do sistema prismático <c> e da guirlanda simples da amostra TR-86 indica uma componente não-coaxial anti-horária, coerente com a cinemática da Falha do Oliveira.

Deslizamentos prismáticos <c> de quartzo tem sido descritos como fenômenos de plasticidade intra-cristalina em rochas metamórficas da fácies alto-anfibolito e granulito (BEHR, 1980; BOUCHEZ e PECHER 1981; MAINPRICE *et al.*, 1986), anfibolito (GAR BUTT e TEYSSIER, 1991) e xistos verdes (HIPPERTT, 1994), neste último caso ocorrendo também processos de dissolução-precipitação do quartzo.

GAR BUTT e TEYSSIER (1991) argumentam, com base em estudos experimentais realizados por outros autores, que deslizamentos plásticos intra-cristalinos <c> ocorrem em temperaturas baixas a moderadas quando há água no retículo cristalino do quartzo, havendo um amolecido hidrolítico do cristal pela circulação de fluídos quentes, que se difundem preferencialmente segundo a direção do eixo cristalográfico <c>.

Segundo MAINPRICE *et al.* (1986) em condições geológicas de pressão hidrostática moderada, entre 3,5 e 4,0 kbar, e em presença de deformação e estado desviatório de tensões o amolecimento plástico do quartzo ocorre em temperaturas entre 650 e 750°C, no campo de estabilidade do quartzo-beta.

A presença de deslizamentos prismáticos <c> na amostra TR-86 do Domínio 3 revela a ocorrência de amolecimento plástico sofrido pelos cristais de

quartzo destas rochas, provavelmente em condições metamórficas compatíveis com o grau médio, ou anfibolito.

Pesquisas mais detalhadas, entretanto, deverão ser realizadas para um melhor entendimento das condições metamórficas relativas à mobilização do eixo prismático <c> de quartzo na unidade dos Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb).

4.6 Discussão dos resultados

A análise dos elementos estruturais obtidos na área de estudo apontam para a ocorrência nesta região de dois processos deformacionais principais, genericamente referidos como Dn e Dt, conforme TABELA 1.

TABELA 1 - Processos deformacionais.

Processos Deformacionais	Foliação	Feições associadas
Dn	Sb (band. comp.)	Sb // Sn
	Sn (xistosidade)	Dobras Dn+1 /Dn+2 isoclinais Cavalgamentos
Dt	Sc (foliação milonítica)	Transcorrências
	Ss (clivagem)	Inversão da Fm. Pico Itapeva

As estruturas relacionadas com processo deformacional Dn que foram observadas nos metamorfitos do Complexo Embu são interpretadas como o resultado de uma deformação progressiva não-coaxial associada à uma tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, que gerou estruturas Dn, Dn+1, Dn+2.

Lineações de estiramento minerais frontais a oblíquas e indicadores cinemáticos relativos às estruturas Dn revelam transporte tectônico de sudeste para noroeste.

Estruturas relacionadas à deformação Dt encontram-se registradas nas zonas cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho, superpondo

estruturas Dn. Encontram-se também registradas nos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva, na forma de uma clivagem Ss.

Lineações de estiramento minerais direcionais e indicadores cinemáticos evidenciam movimentação destrai das zonas de cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho.

O quadro cinemático das zonas de cisalhamento direcionais, ou transcorrentes, da área enquadra-se no contexto do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul (EBERT *et al.*, 1991), de carácter transpressivo. Na área em foco tal carácter manifesta-se no pequeno ângulo formado entre a foliação milonítica Sc da ZCB e a clivagem Ss dos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva.

A origem da Bacia Pico de Itapeva segundo RICCOMINI (1993) se deu pelo afastamento de blocos por movimentação sinistral de zonas de cisalhamento direcionais que delimitam a Formação Pico do Itapeva, sendo tal bacia do tipo *pull-apart* em "S". Esta interpretação é baseada na observação da inflexão em "S" do contato da borda noroeste da Formação Pico do Itapeva, segundo aquele autor (DESENHO 1).

O modelo cinemático-deformacional da Formação Pico do Itapeva é uma questão que requer estudos mais detalhados. Os dados ora obtidos indicam que a clivagem observada nos metassedimentos desta formação é uma feição característica da fase de inversão e encurtamento da bacia.

Tal foliação é um evento deformacional tardio da área de estudo, sendo relacionado ao cinemática das zonas de cisalhamento direcionais destrais.

Admite-se neste trabalho um modelo de deformação não-coaxial para explicar o basculamento e/ou dobramento do acamamento (S_0) dos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva, sendo a clivagem Ss gerada no plano de achatamento do elipsóide de deformação finita, num padrão sigmoidal de deformação heterogênea não-coaxial (RAMSAY e GRAHAN, 1970).

CAPÍTULO V

METAMORFISMO

Registra-se nos metamorfitos do Complexo Embu um pico metamórfico no grau metamórfico médio a forte (WINKLER, 1976), e um metamorfismo retrógrado associado a fase de soerquimento regional.

Nas zonas de cisalhamento direcionais observa-se a geração de foliações dúcteis com metamorfismo compatível com o grau metamórfico fraco. Sincronamente desenvolveu-se nos metapelitos da Formação Pico do Itapeva uma clivagem no grau metamórfico fraco.

5.1 Metamorfismo progressivo

O Complexo Embu é formado por uma sequência de rochas meta-aluminosas, de micaxistos feldspáticos e de biotita gnaisses migmatizados, com intercalações de rochas calciossilicáticas, e raramente de anfibolitos.

No Complexo Embu micaxistos feldspáticos e gnaisses apresentam paragéneses com quartzo + biotita $\pm$ muscovita $\pm$ plagioclásio $\pm$ granada, e, freqüentemente, sillimanita indicando terem sido metamorfisados em paragéneses do grau médio.

A sillimanita ocorre na forma de cristais bem desenvolvidos (FOTO 9), ou na forma de fibrolita, e a granada muitas vezes encontra-se intercrescida com quartzo e biotita.

Micaxistos feldspáticos transicionam para gnaisses com feldspatos potássicos e sillimanita, minerais estes com texturas indicativas de terem sido formados pela quebra da muscovita em presença de quartzo, característica da segunda isógrada da sillimanita, na transição para o grau metamórfico forte.

Segundo TRACY e ROBINSON (1983), a reação de formação de feldspato potássico e sillimanita, a partir de muscovita, em presença de fluidos aquosos ocorre em temperaturas em torno de 650°C e pressões ao redor de 4,5 Kbar, condições que, dependendo da composição da rocha, formam-se migmatitos.

Sabe-se também que uma larga classe de metassedimentos produz, em presença de fluídos aquosos, fundidos anatéticos graníticos, em temperaturas entre 600° e 650°C, e profundidades de até 15 km. Já, a profundidades maiores, entre 15 e 40 km, são necessárias para a fusão de metassedimentos temperaturas entre 650° e 750°C (THOMPSON, 1982).

A migmatização é observada generalizadamente na área em foco, com formação de migmatitos com estruturas diversas, variando de bandadas a *schlieren* e nebulítica. Comumente se observam metatexitos gradando para diatexitos, provavelmente devido ao aumento de temperatura nos processos metamórficos.

Observam-se nos migmatitos nebulíticos da área estruturas *schlieren*, com gradual desenvolvimento de megacristais de feldspatos potássicos.

A formação de migmatitos pela fusão parcial do sistema granítico e produção de fundidos anatéticos *in situ* se dá em condições metamórficas de grau forte segundo WINKLER (1976).

Em hornblenda gnaisses que afloram da área de estudo ocorrem bandas com a seguinte paragênese mineral: hornblenda verde + labradorita ± granada ± biotita parda. Tal paragênese é observada em anfibolitos de grau médio, de temperaturas de aproximadamente 600°C, segundo BUCHER e FREY (1994).

As paragêneses dos metamorfitos Complexo Embu são observadas na foliação metamórfica (Sn), na forma de uma xistosidade ou gnaissificação, tendo sido provavelmente gerada simultaneamente à deformação Dn.

O evento metamórfico progressivo da área de estudo alcançou seu pico no grau metamórfico médio a forte, gerando gnaisses com sillimanita e feldspatos potássicos, anfibólio gnaisses, bem como provocou fusão parcial dos gnaisses no sistema granítico, gerando rochas migmatíticas. As paragêneses das rochas metapelíticas formadas durante a evolução do metamorfismo progressivo encontram-se na TABELA 2.

TABELA 2 - Mudanças mineralógicas do evento metamórfico progressivo nos metapelitos do Complexo Embu.

MINERAIS \ METAMORFISMO	Grau fraco	Grau médio	Grau forte
quartzo			
biotita			
muscovita			
sillimanita			
granada			
plagioclásio			
feldspato potássico			

5.2 Metamorfismo Retrógrado

O metamorfismo retrógrado observado na área de estudo é caracterizado pela ocorrência de associações de disequilíbrio com cloritização e epidotização da biotita e da granada, e pela saussuritização do plagioclásio com formação de albita + clinozoizita + sericita + carbonatos.

A trajetória P-T do metamorfismo deduzido do estudo termobarométrico (item 5.5) evidencia o metamorfismo retrógrado, em concordância com as paragêneses metamórficas retrógradadas observadas.

5.3 Metamorfismo dinâmico

As deformações associadas a tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho e a tectônica transpressiva relativa as zonas de cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho geraram rochas miloníticas com foliações dúcteis metamórficas, e uma clivagem nos metassedimentos da Formação Pico do Itapeva.

Os Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb) deformados pela tectônica de baixo a médio ângulo de mergulho que ocorrem no Domínio 3 (item

4.2.3) apresentam uma foliação Sn milonítica com porfiroclastos de plagioclásio recristalizado (FOTO 9) e feldspato potássico recristalizado (FOTO 6), fitas policristalinas de quartzo tipo 2 (BOULLIER e BOUCHEZ, 1978), e orientação preferencial cristalográfica do eixo-c de quartzo características de temperaturas relativamente altas (item 4.5).

Tais rochas foram deformadas em condições metamórficas compatíveis com o grau médio a fraco, levando-se em conta, além do *fabric* nelas observados, que o plagioclásio se recristaliza em temperaturas superiores a 450-500°C (SIMPSON, 1985; VOLL, 1976; HANMER, 1982), e que as fitas de quartzo tipo 2 são desenvolvidas em temperaturas superiores a 350-400°C (BOULLIER e BOUCHEZ, 1978).

Neste mesmo Domínio 3 ocorre uma foliação milonítica com quartzo e feldspato microgranulados paralela à foliação Sn acima referida (FOTO 10). Tal foliação é encontrada em zonas de cisalhamentos de falhas inversas, paralelas a Falha do Oliveira (DESENHO 1).

As rochas miloníticas observadas nas zonas de cisalhamento direcionais foram geradas em condições metamórficas do grau fraco, zona da clorita, relativas a paragênese epídoto $\pm$ calcita $\pm$ clorita $\pm$ sericita (FOTO 11).

Em milonitos das zonas de cisalhamento direcionais observa-se cordões de quartzo tipo 2 (BOULLIER e BOUCHEZ, 1978), comportamento frágil do feldspato na forma de porfiroclastos rompidos, formação de textura mortar e cordões de feldspato cominuído juntamente com quartzo, em condições P-T compatíveis com o grau metamórfico fraco.

Nos metaconglomerados da Formação Pico do Itapeva ocorre uma clivagem, muitas vezes milonítica, com paragênese: sericita, clorita e epídoto, da zona de clorita. Biotitas, quando presentes, são de natureza detrítica, encontrando-se parcialmente cloritizadas (FOTO 12).

5.5 Termobarometria

Um método bastante utilizado em estudos geotermobarométricos consiste na determinação da pressão e temperatura pela obtenção da interseção de diferentes

0 0,5 mm

FOTO 9 - Porfiroclasto de plagioclásio recristalizado em matriz com foliação S_n definida por quartzo granoblástico e biotita. TR-454.

0 0,5 mm

FOTO 10 - Foliação S_n com sillimanita prismática (s) e quartzo-*ribbon*. Foliação milonítica (m) com quartzo e clastos feldspatos microgranulados. Nicois cruzados. Paragneisses do Complexo Embu. TR-362.

FOTO 11 - Milonitos da ZCJ. Foliação milonítica formada por sericita e quartzo granoblástico poligonalizado com contornos lenticulares alongados. Nicois cruzados. TR-13

FOTO 12 - Metaconglomerado da Fm. Pico do Itapeva. Seixo de plagioclásio porfiroclástico fraturados com lamelas de geminação deformadas (p). Matriz milonítica com quartzo e sericita (m). Nicois cruzados. TR-1.

curvas monovariantes PT, calibradas experimentalmente ou empiricamente, para diversas assembléias minerais em equilíbrio.

No presente estudo efetuaram-se determinações geotermobarométricas nas amostras TR-12, TR-362 e PD-57, utilizando-se o geotermômetro granada-biotita, calibrado segundo FERRY e SPEAR (1978), e geobarômetros da assembléia mineral quartzo + muscovita + plagioclásio + granada + Al_2SiO_5 , calibrados segundo HOISCH (1990).

As análises da composição química dos minerais foram efetuadas na Microsonda Eletrônica Superprobe JXA-8600 (JEOL) do Laboratório de Microsonda e Microscopia (Varredura) Eletrônicas do IG/USP, e cujos resultados encontram-se no Anexo 2.

A amostra TR-12, coletada no emboque do tunel da SP-123, é um mesossoma gnáissico de migmatitos do Complexo Embu (MNPeMg). Petrograficamente trata-se de granada-biotita-quartzo gnaiss, com biotita e granada parcialmente cloritizadas.

A amostra TR-362, coletada na Pedreira Anhangüera, provém da unidade dos Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb). É um granada-biotita-quartzo gnaiss com sillimanita, milonítico, com aproximadamente 40% de quartzo, 15 a 20% de microclínio, 5 a 10% de labradorita, 20 a 25% de biotita castanha, 5 a 10% de granada, e menos que 5% de sillimanita, muscovita, carbonato, opacos e zircão.

A amostra PD-57, coletada nas proximidades do Morro da Piedade, é um granada-biotita gnaiss com aproximadamente 10% de plagioclásio. Aflora na unidade de Xistos e Gnaisses Migmatizados (MNPeXG) na Folha Pindamonhagaba.

Para as três amostras analisadas foram construídos perfis das razões composicionais Mg/Fe para granada e biotita em função das distâncias em relação ao contato, ou borda, desses minerais.

Observa-se nas FIGURAS 18 e 19 que a razão Mg/Fe decresce progressivamente na biotita, a partir do contato com a granada, ocorrendo o inverso na granada.

Nota-se que as variações da razão Mg/Fe são maiores na biotita do que na granada, devido ao fato da difusão iônica ser mais acentuada na biotita.

FIGURA 18 – Perfil da razão composicional Mg/Fe de granada e biotita. Origem das distâncias corresponde a zona de contato. Amostra TR-362

FIGURA 19 – Perfil da razão composicional Mg/Fe de granada e biotita. Origem das distâncias corresponde a zona de contato. Amostra TR-12 e PD-57

As razões Mg/Fe mostram a ocorrência de processos de difusão com reequilíbrios iônicos de Mg e Fe entre a granada e a biotita, em condições retrometamórficas, com migração do Fe da granada para a biotita, e do Mg da biotita para a granada. Tais reequilíbrios são típicos da fase de soergimento e resfriamento regionais.

Para as três amostras estudadas foram calculadas temperaturas com base na curva monovariante PT do geotermômetro segundo FERRY e SPEAR (1978) para o intervalo para 2,0 e 8,0 kbar, para borda e núcleos de granada e de biotita, cujos resultados encontram-se na TABELA 3.

TABELA 3 - Temperaturas em °C, para pressões de 2.0 e 8.0 kbar, do geotermômetro granada-biotita segundo FERRY e SPEAR (1978) calculadas para bordas e núcleos das amostras indicadas.

Amostra	TR-12	TR-12	PD-57	PD-57	PD-57	PD-57	TR-362	TR-362	TR-362
Local	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo
Kbar	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C
2.0	487	502	548	588	603	614	523	545	598
8.0	508	523	570	612	627	638	544	567	621

Amostra	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362	TR-362
Local	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Kbar	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C
2.0	657	723	594	575	657	662	618	593	594
8.0	682	750	617	598	682	687	642	616	617

As temperaturas mais altas foram registradas na amostra TR-362, enquanto que as temperaturas mais baixas foram observadas na amostra TR-12, na qual a biotita e a granada encontram-se parcialmente cloritizadas.

Os resultados do estudo geotermobarométrico das amostras TR-362 e PD-57 foram lançados nas FIGURAS 20 a 24, construindo-se curvas monovariantes PT, calculadas com base na expressão politérmica para o parcelamento Fe-Mg entre a granada e a biotita, segundo FERRY e SPEAR (*op.cit.*), e nas expressões polibáricas R₁ a R₆ segundo HOISCH (*op.cit.*), para o núcleo e a borda dos minerais.

Os pontos dos núcleos dos minerais das assembléias analisadas fornecem temperaturas e pressões mais elevadas do que as bordas.

Para a borda dos minerais da amostra TR-362 obteve-se a temperatura de 525°C e pressão em torno de 2,0 kbar; e a temperatura de aproximadamente 610°C e pressão em torno de 3,6 kbar, conforme FIGURAS 20 e 21.

Para o núcleo dos minerais dessa mesma amostra obteve-se a temperatura de aproximadamente de 680°C e a pressão em torno de 5,3 kbar (FIGURA 22).

Os valores do $\ln K_{Rn}$ calculados para as pressões e temperaturas logo acima referidas estão no intervalo, ou bem próximos, dos limites mínimos e máximos estabelecidos por HOISCHI (*op. cit.*) conforme TABELA 4.

TABELA 4 - Valores calculados de $\ln K_{Rn}$ para as temperaturas e pressões indicadas nas figuras 20 a 24. Valores mínimos e máximos de $\ln K_{Rn}$ segundo HOISCHI (1990).

		Amostra	TR-362	TR-362	TR-362	PD-57	PD-57
		Local	borda	borda	núcleo	borda	núcleo
		°C	525	610	680	550	625
		Kbar	2.0	3.6	5.3	2.2	3.4
$\ln K_{R1}$	mínimo	3.61	6.55	5.87	5.26	6.48	6.03
$\ln K_{R1}$	máximo	6.62					
$\ln K_{R2}$	mínimo	1.85	4.73	4.28	3.79	4.76	4.48
$\ln K_{R2}$	máximo	4.89					
$\ln K_{R3}$	mínimo	1.53	5.86	5.11	4.72	---	---
$\ln K_{R3}$	máximo	5.46					
$\ln K_{R4}$	mínimo	-0.92	1.95	1.69	1.65	---	---
$\ln K_{R4}$	máximo	1.62					
$\ln K_{R5}$	mínimo	6.60	11.73	10.24	9.22	11.77	10.76
$\ln K_{R5}$	máximo	11.66					
$\ln K_{R6}$	mínimo	2.02	6.28	5.47	4.79	6.58	6.13
$\ln K_{R6}$	máximo	6.31					
		Figura	20	21	22	23	24

Da mesma forma obteve-se na amostra PD-57 para a borda dos minerais a temperatura de aproximadamente 550°C e a pressão em torno de 2,2 kbar (FIGURA 23), e para o núcleo 625°C e 3,4 kbar (FIGURA 24).

Os valores do $\ln K_{Rn}$ estão no intervalo, ou próximos, estabelecido por HOISCH (1990) conforme a TABELA 4, mesmo considerando que na amostra PD-57 não foi encontrado sillimanita.

Os deslocamentos da interseção da curva geotermométrica em relação às curvas geobarométricas observados nas amostras estudadas podem ser explicados pelo fato de reequilíbrios das fases hidratadas serem mais rápidos do que os reequilíbrios de fases não hidratadas, resultando temperaturas menores que aquela obtida pela interseção das curvas geobarométricas entre si.

FIGURA 20 – Geotermômetro do par granada-biotita (Ferry e Spear, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (Hoisch, 1990). Borda da amostra TR-362.

5.6 Discussão dos resultados

As seqüências metamórficas do Complexo Embu que ocorrem na área podem ser classificadas como um cinturão metamórfico de pressão intermediária, ou de grau médio, segundo MIYASHIRO (1973), ou, um cinturão do tipo barroviano.

O evento metamórfico progressivo da área de estudo alcançou seu pico no grau médio a forte, com fusão parcial dos gnaisses no sistema granítico, gerando uma foliação metamórfica S_n (relativa à deformação D_n) nos metamorfitos do Complexo Embu.

Determinações geotermobarométricas registraram um pico metamórfico em torno de 680°C, no mínimo, e pressões próximas de 5,5 kbar (aproximadamente

FIGURA 21 – Geotermômetro do par granada-biotita (Ferry e Spear, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (Hoisch, 1990). Borda da amostra TR-362.

FIGURA 22 – Geotermômetro do par granada-biotita (Ferry e Spear, 1978). Geobarômetros R_1 a R_6 (Hoisch, 1990). Núcleo da amostra TR-362

FIGURA 23 - Geotermômetro do par granada-biotita (Ferry e Spear, 1978). Geobarômetros R_1 , R_2 , R_5 e R_6 (Hoisch, 1990). Borda da amostra PD-57.

FIGURA 24 - Geotermômetro do par granada-biotita (Ferry e Spear, 1978). Geobarômetros R_1 , R_2 , R_5 e R_6 (Hoisch, 1990). Núcleo da amostra PD-57.

17 Km de profundidade), seguindo-se uma fase de reequilíbrio retrógrado, com estabilização à temperaturas em torno de 550°C e pressões ao redor de 2,0 kbar (aproximadamente 6,0 km de profundidade).

Configura-se, portanto, uma trajetória metamórfica do evento retrógrado, cujo início foi registrado entre 600°C e 680°C, aproximadamente (FIGURA 25).

O início da trajetória do metamorfismo retrógrado determinada no estudo geotermobarométrico sugere a ocorrência na área de estudo de uma decompressão isotérmica durante este período inicial.

Segundo HARLEY (1989), decompressão isotérmica é encontrada em regiões onde ocorrem processos colisionais, espessamento crustal, e exumação tectônica pós-colisional relativamente rápida.

Padrões de decompressões isotérmicas foram observados no segmento central da Faixa Ribeira por HEILBRON *et al.* (1995), onde também ocorre, segundo esses autores, um zoneamento metamórfico inverso, sugestivo do tipo transferência de calor de *nappes* quentes, ou "ferro de engomar", segundo BRUNEL e KIENAST (1985).

O tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho gerou rochas miloníticas com foliações dúcteis em condições metamórficas compatíveis com o grau médio a fraco, e a tectônica transpressiva relativa as zonas de cisalhamento direcionais gerou rochas miloníticas compatíveis com o grau metamórfico fraco, durante a fase de soerguimento regional.

FIGURA 25 - Trajetória do metamorfismo

CAPITULO VI

LITOGEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, de elementos traços, e de Elementos Terras Raras em amostras previamente selecionadas de rochas granitóides das suítes Serra Preta, Morro do Trabiju e Morro da Piedade, visando o estabelecimento do comportamento geoquímico das rochas granitóides que afloram área de estudo.

6.1 Tipos litológicos estudados

Foram escolhidas dez amostras para o estudo litogeoquímico de elementos maiores e traços dos principais tipos de rochas granitóides das suítes Serra Preta, Serra do Tabiju e Morro da Piedade.

Do total das dez amostras pesquisadas oito são da Suíte Serra Preta (TR-3, TR-4, TR-9, TR-24, TR-25, TR-34A, TR-34B e TR-34C), uma da Suíte Serra do Trabiju (TR-359), e uma da Suíte Morro da Piedade (PD-76).

Para análise dos Elementos Terras Raras foram selecionadas cinco amostras, do conjunto das dez amostras pesquisadas, sem alteração intempérica e/ou hidrotermal ao nível macroscópico, sendo três amostras da Suíte Serra Preta (TR-4, TR-9, TR-34C), uma da Suíte Serra do Trabiju (TR-359), e uma da Suíte Morro da Piedade (PD-76).

As amostras TR-3 e TR-24 são monzogranitos inequigranulares, com megacristais sub-centimétricos a centimétricos de feldspatos potássicos, e menos de 3% modal de biotita. Como minerais acessórios têm-se opacos, clorita, allanita, carbonato, zircão, epídoto, e sericita.

As amostras TR-4, TR-9, TR-25 e TR-34A são biotita monzogranitos inequigranulares, com megacristais sub-centimétricos a centimétricos de feldspatos potássicos, e aproximadamente 5% modal de biotita. Como minerais acessórios

têm-se opacos, clorita, carbonato, zircão, epídoto, allanita e sericita na proporção de menos que 5% da composição modal (FOTO 13).

A amostra TR-34B é um enclave mela-granodiorítico com cerca de 35% de biotita verde-oliva e 5% de epídoto. Opacos, sericita, titanita, apatita, allanita e carbonatos perfazem menos que 5% da composição modal.

A amostra TR-34C é um biotita granodiorito inequigranular com cerca de 10% de biotita, que em parte ocorre como agregados finos associados ao epídoto, apatita e titanita, bem como apresenta contornos losangulares, sugerindo substituição de hornblenda. Opacos, sericita, titanita, apatita, allanita, zircão e carbonatos perfazem menos que 5% da composição modal.

A amostra TR-359 é um monzogranito equi- a inequigranular, com cerca de 2% de biotita. Como minerais acessórios têm-se minerais opacos, clorita, carbonato, zircão, epídoto, allanita e opacos.

A amostra PD-76 é um muscovita-biotita monzogranito com textura granular alotriomórfica, granulação média, com cerca de 6% de biotita e 5% de muscovita/sericita. A Muscovita ocorre em cristais intersticiais de natureza primária. Os minerais acessórios (< 2%) presentes são: clorita, zircão, apatita e opacos.

6.2 Resultados obtidos

Os resultados das análises químicas das amostras pesquisadas, para elementos maiores, traços e terras raras, encontram-se na TABELA 5.

As análises químicas das amostras TR-3, TR-24, TR-25, TR-34A, TR-34B foram executadas no laboratório da GEOSOL - *Geologia e Sondagens Ltda.*, enquanto que as análises químicas das amostras TR-4, TR-9, TR-34C, TR-359 e PD-76 foram feitas no ACTLABS - *Activation Laboratories Ltd.*, no Canadá.

6.2.1 Elementos Maiores

O diagrama QAP construído com base nas proporções modais das análises petrográficas constitui importante elemento na caracterização das séries granitóides, tendo sido analisadas dezessete amostras da Suíte Serra Preta, quatro da Suíte Serra do Trabiju e três da Suíte Morro da Piedade.

FOTO 13 - Enclave de mela-granodiorito em biotita monzogranitos da Suíte Serra Preta. TR-34B.

TABELA 5 - Resultados das análises químicas *

Suíte	Serra Preta									Serra do Trabiçu	Morro da Piedade
	MONZOGRANITO	BIOTITA MONZOGRANITO	MONZOGRANITO	BIOTITA MONZOGRANITO	MELA-GRANODIORITO	BT- GRANODIORITO				MONZOGRANITO	BT-MU MONZOGRANITO
DENOMINAÇÃO	TR-3	TR-4	TR-9	TR-24	TR-25	TR-34A	TR-34B	TR-34C	Média	TR-359	PD-76
AMOSTRA											
SiO ₂ (%)	76.20	65.11	64.00	73.10	67.50	66.20	56.60	65.59	66.79	71.85	74.03
Al ₂ O ₃ (%)	12.60	15.25	17.18	14.20	15.00	15.20	15.50	14.69	14.95	14.77	14.07
Fe ₂ O ₃ (%)	0.10	4.34	4.54	0.10	0.45	0.95	2.20	5.05	2.22	1.60	1.52
FeO (%)	1.40			1.10	3.10	3.10	6.60		3.06		
CaO (%)	1.60	3.02	2.21	1.10	2.20	3.30	3.00	3.89	2.54	0.97	1.08
MgO (%)	0.33	1.33	1.22	0.10	0.88	1.70	3.00	1.98	1.32	0.35	0.32
MnO (%)	0.02	0.07	0.06	0.03	0.06	0.07	0.13	0.07	0.06	0.03	0.01
Na ₂ O (%)	2.30	2.92	3.27	3.50	3.30	2.60	2.00	3.11	2.88	3.22	3.17
K ₂ O (%)	4.50	4.88	5.95	5.20	5.30	4.50	6.90	3.84	5.13	6.34	4.93
TiO ₂ (%)	0.26	0.75	0.64	0.07	0.73	0.90	1.50	1.00	0.73	0.26	0.23
P ₂ O ₅ (%)	0.05	0.22	0.34	0.05	0.18	0.32	0.52	0.37	0.26	0.16	0.07
BaO (%)	0.07			0.07	0.17	0.20	0.27		0.16		
S (%)	0.01			0.01	0.02	0.03	0.12		0.04		
F (%)	0.05			0.05	0.19	0.15	0.17		0.12		
H ₂ O ⁺ (%)	0.30			0.27	0.40	0.49	0.93		0.48		
CO ₂ (%)	0.20			0.20	0.45	0.20	0.45		0.30		
LOI (%)		0.95	1.20					0.85	1.00	1.07	0.97
Somatória	99.99	98.84	100.61	99.15	99.93	99.91	99.89	100.44	101.03	100.62	100.40
Zr (ppm)	180	306	429	92	570	340	480	317	339	149	174
Sr (ppm)	220	300	547	160	310	770	510	651	434	331	138
Rb (ppm)	140	133	154	230	180	150	200	151	167	216	187
Ba (ppm)	627	1489	1474	627	1523	1791	2418	1204	1394	795	622
Nb (ppm)	20	14	12	20	26	24	31	19	21	6	8
Y (ppm)	10	26	27	25	46	34	46	31	31	6	12
V (ppm)	10	53	39	15	15	37	81	85	42	12	15
La (ppm)	110	63	86	50	210	110	140	95	108	56	72
Ce (ppm)	220	126	155	97	330	220	260	181	199	106	141
Pr (ppm)		13.2	15.7					20.1	16.3	10.3	14.6
Nb (ppm)		49	51					71	57	35	51
Sm (ppm)		8.1	7.8					12.0	9.3	5.2	8.4
Eu (ppm)		1.51	1.70					2.25	1.8	0.81	0.87
Gd (ppm)		5.7	5.0					7.6	6.1	2.5	5.0
Tb (ppm)		0.9	0.9					1.2	1.0	0.3	0.7
Dy (ppm)		4.6	4.9					5.7	5.1	1.4	3.1
Ho (ppm)		0.9	0.9					1.0	0.9	0.2	0.4
Er (ppm)		2.6	2.4					2.9	2.6	0.6	1.0
Tm (ppm)		0.40	0.30					0.39	0.4	0.06	0.10
Yb (ppm)		2.3	1.6					2.2	2.0	0.3	0.5
Lu (ppm)		0.33	0.23					0.32	0.29	0.05	0.06
Hf (ppm)		7.8	11.0					8.4	9.07	4.6	5.6
Ta (ppm)		1.96	1.71					2.75	2.14	1.58	1.86
Th (ppm)		10	11					18	13.00	23	40
* Laboratório	Geosol	Actlabs	Actlabs	Geosol	Geosol	Geosol	Geosol	Actlabs		Actlabs	Actlabs

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.

ACTLABS - Activation Laboratories Ltd.

Abreviações

BT - Biotita

MU - Muscovita

Conforme pode ser observado na FIGURA 26 a maior parte das amostras da Suíte Serra Preta situa-se no diagrama QAP (STRECKEISEN, 1973) no campo dos onzogranitos, e no campo da série cálcio-alcálica-monzonítica de alto potássio, definido segundo LAMEYRE e BOWDEN (1982) neste mesmo diagrama.

As amostras da Suíte Serra do Trabiju caem no campo dos monzogranitos e sienogranitos, e as da Suíte Morro da Piedade no campo dos monzogranitos, conforme a FIGURA 26. Nesta figura observa-se que as amostras dessas duas suítes pertencem ao campo de recobrimento dos granitóides de fusão crustal definido por LAMEYRE e BOWDEN (*op. cit.*).

Os diagramas de variação de óxidos *versus* SiO_2 , ou índices de Harker, mostram que os dados da Suíte Serra Preta se distribuem segundo uma tendência retilínea expandida com pouca dispersão e boa correlação linear, conforme FIGURA 27, destacando-se a correlação linear negativa com aumento da sílica dos óxidos MgO , MnO , P_2O_5 , TiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 (tot.).

No que se refere aos teores de SiO_2 distinguem-se três grupos de amostras: 1) a amostra TR-34B com SiO_2 em torno de 56%, 2) as amostras TR-4, TR-9, TR-25 e TR-34A e TR-34C com SiO_2 em torno de 65%, e 3) as amostras TR-3, TR-24, TR-359 e PD-76 com teores de SiO_2 em torno de 74%, sendo a amostra TR-3 a mais rica em SiO_2 .

A tendência linear e a baixa dispersão dos dados analíticos das amostras da Suíte Serra Preta nos diagramas de Harker sugerem uma origem cogenética das amostras analisadas desta suíte.

No diagrama de SiO_2 *versus* alcalis totais, segundo IRVINE e BARAGAR (1971), as amostras analisadas caem no campo subalcalino, correspondendo à porção diferenciada das suítes cálcio-alcálicas (FIGURA 28).

Exceção é a amostra TR-34B, que pelo seu teor mais baixo em sílica que situa-se no campo alcalino.

No diagrama multicatiônico P-Q segundo DEBON e Le FORT (1983) observa-se que a maior parte das amostras analisadas pertence ao campo dos granitos, sendo que as amostras TR-34A e TR-34C caem no campo dos adamelitos, e as amostras TR-9 e TR-34B caem no campo dos quartzo sienitos, indicando para a Suíte Serra Preta uma tendência adamelito-granito-quartzo sienito, conforme FIGURA 29.

FIGURA 26 — Diagrama QAP para as amostras analisadas com campos das séries granitóides (Lameyre e Bowden, 1982).

FIGURA 27- Diagramas de Harker para as amostras analisadas.

FIGURA 28 – Diagrama sílica versus alcalis totais (Irvine e Baragar, 1971) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27

FIGURA 29 – Diagrama multicatiônico P-Q (Debon e Le Fort, 1983) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

O caráter cálcio-alcálico de alto potássio das rochas investigadas pode ser observado no diagrama K_2O versus SiO_2 segundo Le MAITRE (1989), conforme FIGURA 30. As amostras TR-9, TR-24, TR-25, TR-34B e TR-359 têm valores de K_2O acima de 5%.

A FIGURA 31 apresenta o diagrama Na_2O versus K_2O para as amostras analisadas, com campos delimitados segundo MIDDLEMOST (1975). Nela observa-se que a maior parte das amostras pertence ao campo das séries de alto potássio, sendo que os granitóides da Suíte Serra Preta têm um *trend* de enriquecimento em K_2O , sugerindo a ocorrência de processos de diferenciação nas rochas desta suíte.

Os índices de saturação em alumina (índices de Shand) lançados no diagrama de MANIAR e PICCOLI (1989) mostram um caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso das amostras da Suíte Serra Preta, as quais caem no campo dos granitóides de arcos continentais (CAG) neste diagrama, conforme FIGURA 32.

Segundo PITCHER (1982) caracter ligeiramente peraluminoso é comumente observado em granitos tipo-I cordilheiranos diferenciados.

A amostra PD-76, da Suíte Morro da Piedade, é a mais peraluminosa do conjunto analisado ($A/CNK = 1.12$), situando-se na interseção dos campos de granitóides colisionais continentais (CCG) e de arcos continentais (CAG), no diagrama de MANIAR e PICCOLI (1989) da FIGURA 32.

Segundo PITCHER (1982), entre outros autores, valores de $A/CNK > 1.1$ são encontrados em granitos tipo S.

O caráter peraluminoso acentuado da amostra PD-76 é explicado pela presença de aproximadamente 5% de muscovita/sericita em sua composição modal.

O conjunto das amostras analisadas quando lançado no diagrama ternário AFM segundo IRVINE e BARAGAR (1971) cai no campo das suítes cálcio-alcálicas, conforme FIGURA 33.

Este mesmo diagrama, com os campos tectônicos indicados por PETRO *et al.* (1979) para as suítes plutônicas de margens compressionais e extensionais fanerozóicas, mostra que os dados situam-se no campo das suítes compressionais.

Tais autores ressaltam que suítes de margens compressionais são freqüentemente peraluminosas.

FIGURA 30 – Diagrama sílica versus K_2O (Le Maitre, 1989) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27

FIGURA 31 – Diagrama Na_2O versus K_2O (Middlemost, 1975) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

AMOSTRA	*A/CNK	AMOSTRA	*A/CNK
◇ TR - 3	1.09	⊠ TR - 34A	1.00
○ TR - 4	0.98	□ TR - 34B	0.96
● TR - 9	1.08	■ TR - 34C	0.90
△ TR - 24	1.06	◆ TR - 359	1.06
▲ TR - 25	0.99	* PD - 76	1.12

FIGURA 32- Índices de Shand para as amostras analisadas no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) com os campos: CAG - granitóides de arcos continentais, CCG - granitóides colisionais continentais. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 33— Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) com campos tectônicos segundo Petro et al. (1979) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

No diagrama multicatiônico R1-R2 de De La ROCHE *et al.* (1980), da FIGURA 34, as amostras distribuem-se preferencialmente no campo dos granitos e granodioritos, de forma semelhante à classificação descrita para o diagrama P-Q da FIGURA 29.

Neste mesmo diagrama com os ambientes tectônicos segundo BATCHELOR e BOWDEN (1985) as amostras caem nos campos dos granitóides pré-colisionais, tardi-orogênicos e sin-colisionais.

Observa-se na FIGURA 34 que no campo dos granitóides sin-colisionais encontram-se as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade, enquanto nos campos dos granitóides pré-colisionais e tardi-orogênicos distribuem-se as amostras da Suíte Serra Preta.

FIGURA 34 — Diagrama multicatiônico $R1-R2$ (De la Roche et al. 1980) com campos tectônicos segundo Batchelor e Bowden (1985) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

6.2.2 Elementos Traços

O diagrama ternário Ba-Rb-Sr, segundo BOUSEILY e SOKKARI (1973), que indica o grau de diferenciação das rochas granitóides, mostra um *trend* das amostras da Suíte Serra Preta com uma concentração de pontos no campo dos granodioritos e quartzo-dioritos, e no campo dos granitos anômalo, conforme FIGURA 35.

FIGURA 35— Diagrama Ba-Rb-Sr (Bouseily e Sokkari, 1973) para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

Segundo os autores acima referidos, valores menores de Rb observados em granitos anômalos, comparativamente aos granitos normais, são atribuídos ao fracionamento do Rb nos processos metassomáticos, geralmente.

Segundo PEARCE *et al.* (1984) diagramas de variação de elementos traços específicos *versus* sílica são úteis na caracterização de ambientes tectônicos de granitos: de cadeia oceânica (ORG), de arco vulcânico (VAG), intra placa (WPG) e colisionais (COLG).

Construíram-se, desta forma, para o conjunto das amostras analisadas diagramas de variação de Rb, Yb, Y e Nb *versus* sílica.

No diagrama de variação Rb *versus* SiO₂ da FIGURA 36 as amostras da Suíte Serra Preta caem nos campos VAG e syn-COLG (sin-colisional), enquanto que as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade caem no campo syn-COLG.

As amostras estudadas são relativamente pobres em Yb e Y, como pode ser verificado no diagrama de variação Yb *versus* SiO₂ (FIGURA 37) e no diagrama Y *versus* SiO₂ (FIGURA 38), caindo no campo dos granitos tipos VAG + COLG.

Segundo os autores logo acima referidos, os elementos Yb e Y são menos abundantes nos granitóides tipos VAG e COLG, comparativamente aos granitóides WPG e ORG "normais".

Da mesma forma, o diagrama de variação Nb *versus* SiO₂ da FIGURA 39 revela que as amostras são relativamente pobres em Nb, caindo no campo dos granitos tipo VAG e COLG.

Segundo PEARCE *et al.* (1984) a discriminação entre os granitos tipo ORG, VAG, WPG e syn-COLG é mais efetiva nos espaços Rb-Y-Nb e Rb-Yb-Ta, particularmente nas projeções (Y+Nb)-Rb e (Yb+Ta)-Rb.

A projeção dos dados no diagrama discriminante Y-Nb da FIGURA 40 revela que as amostras da Suíte Serra Preta caem no campo VAG + syn-COLG, bem como no campo WPG próximo ao limite deste último campo, enquanto que as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade caem francamente no campo dos granitóides VAG + syn-COLG.

No espaço Yb-Ta (FIGURA 41) as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade também caem francamente no campo dos granitóides tipo syn-COLG. As amostras da Suíte Serra Preta caem no campo syn-COLG próximo do limite dos campos VAG e WPG.

No diagrama discriminante (Y+Nb) *versus* Rb praticamente todas as amostras da Suíte Serra Preta caem no campo dos granitóides tipo VAG, enquanto que as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade caem no campo dos granitóides tipo syn-COLG, conforme FIGURA 42.

Figura 36 - Diagrama de variação de Rb para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

Figura 37 - Diagrama de variação de Yb para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 38 – Diagrama de variação de Y para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 39 – Diagrama de variação de Nb para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 40 – Diagrama discriminante Y-Nd para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 41 – Diagrama discriminante Yb-Ta para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

Também no diagrama discriminante (Yb+Ta) *versus* Rb as amostras da Suíte Serra Preta caem no campo dos granitóides tipo VAG, e as amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade caem no campo dos granitóides tipo syn-COLG, conforme FIGURA 43.

Elementos traços incompatíveis lançados em diagramas expandidos tipo aranhogramas (*spider*) e normalizados para granitos da cadeia oceânica (ORG) caracterizam, segundo PEARCE *et al.* (1984), modelos gráficos próprios, ou padrões típicos para os diferentes ambientes geradores de rochas granitóides anteriormente mencionados (ORG, VAG, WPG e COLG).

De modo geral, granitos tipo VAG são enriquecidos em K, Rb, Ba, Th, bem como em Ce e Sm em relação a Ta, Nb, Hf e Zr. Também apresentam valores baixos de Y e Yb em relação aos granitos tipo ORG.

Tal comportamento geoquímico é observado nos aranhogramas dos granitos da Suíte Serra Preta (FIGURA 44), que se assemelham ao aranhograma de granitos de arco vulcânico (VAG) do Chile (PEARCE *et al.*, *op. cit.*), conforme a FIGURA 45.

Nestas mesmas figuras observam-se que os granitos da Suíte Serra Preta são pouco mais ricos em Bário e Háfênio que os granitos do Chile.

Granitos sin-colisionais (syn-COLG) têm padrões de elementos traços que os distinguem dos granitos tipo VAG pelo conteúdo mais elevado em Rb e por conteúdos menores em Ce, Zr e Hf.

Tal comportamento geoquímico é de modo geral observado nas amostras das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade (FIGURA 46), sendo as assinaturas dos elementos traços dos granitos destas duas suítes semelhantes à assinatura dos granitos sin-colisionais do sudoeste da Inglaterra (PEARCE *et al.*, *op. cit.*), conforme FIGURA 47.

Nesta mesma figura observa-se que os granitos das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade são mais ricos em Ce, Zr e Hf que os granitos do sudoeste da Inglaterra.

6.2.3 Terras raras

Sabendo-se que o estudo dos elementos terras raras (ETR) fornece em rochas granitóides assinaturas geoquímicas características em diagramas

FIGURA 42 – Diagrama discriminante (Y+Nb)-Rb para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 43 – Diagrama discriminante (Yb+Ta)-Rb para as amostras analisadas. Símbolos como na Figura 27.

FIGURA 44- Aranhogramas de multi-elementos normalizados para ORG segundo Pearce et al. (1984) para granitóides da Suíte Serra Preta.

FIGURA 45- Campo de variação dos aranhogramas da figura anterior (área sombreada) comparado ao aranhograma de granito de arco vulcânico do Chile (traço contínuo).

FIGURA 46—Aranhogramas de multi-elementos normalizados para ORG segundo Pearce et al. (1984) para granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade.

FIGURA 47— Campo de variação dos aranhogramas da figura anterior (área sombreada) comparado ao aranhograma de granito sin-colisional do "S.W. England" (traço contínuo).

normalizados para condrito, seleccionaram-se três amostras da Suíte Serra Preta, uma amostra da Suíte Serra do Trabiju e uma amostra da Suíte Morro da Piedade com o objetivo de se caracterizar os ETR das rochas dessas suítes.

Os ETR normalizados para condrito das amostras da Suíte Serra Preta apresentam uma distribuição paralela, com padrão de fracionamento moderado ($39 > \text{La}_N/\text{Yb}_N > 20$), enriquecimento em terras raras leves (TRL) e empobrecimento em terras raras pesadas (TRP). Ocorre também um patamar de TRP ($13,5 > \text{Yb}_N > 9,4$), conforme FIGURAS 48 e 49.

As amostras destas suítes têm pequenas anomalias negativas de Eu ($0,8 > \text{Eu}/\text{Eu}^* > 0,6$), e seu termo menos diferenciado tem valor de La_N aproximadamente 400 vezes maior que o condrito.

A quantidade total de ETR, de Eu, e o fracionamento de ETR são menores nas amostras mais diferenciadas da Suíte Serra Preta.

Decréscimo na quantidade de ETR com o processo de diferenciação magmática tem sido observado em muitas seqüências cálcio-alcálinas (CONDIE *et al.* 1982; FIGUEIREDO e CAMPOS NETO, 1991; FIGUEIREDO e CAMPOS NETO, 1993).

Com relação ao padrão de distribuição dos ETR dos granitos das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade verifica-se que as amostras analisadas apresentam forte fracionamento de ETR ($134 > \text{La}_N/\text{Yb}_N > 103$).

Comparativamente, tais amostras são mais empobrecidas em TRP ($2,9 > \text{Yb}_N > 1,8$) que as amostras dos granitos da Suíte Serra Preta, conforme FIGURA 50.

Destaca-se ainda a anomalia negativa de Eu mais acentuada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,4$) da amostra PD-76 da Suíte Morro da Piedade, conforme FIGURA 51, típica de granitos produzidos a partir de fontes crustais com importante participação do feldspato no processo de fracionamento do Eu.

6.2 Discussão dos resultados

O estudo da composição modal, dos elementos maiores, traços e terras raras das amostras analisadas permite agrupá-las em dois conjuntos litogeoquímicos

FIGURA 48 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados para condrito segundo Sun e McDonouch (1989) para granitóides da Suíte Serra Preta.

FIGURA 49 – Campo de variação dos ETR dos diagramas da figura anterior (área sombreada)

FIGURA 50 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados para condrito segundo Sun e McDonough (1989) para granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade.

FIGURA 51 – Campo de variação dos ETR dos diagramas da figura anterior (área sombreada).

distintos, quais sejam: 1) granitóides da Suíte Serra Preta e 2) granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade.

Em termos de elementos maiores, os granitóides da Suíte Serra Preta constituem uma seqüência cogenética cálcio-alcálica monzogranítica de alto potássio, meta- a peraluminosa, gerada em ambiente compressivo, e que pode ser comparada a suítes de arcos vulcânicos modernos.

Os padrões de distribuição de elementos incompatíveis, incluindo terras raras, são semelhantes nas diferentes amostras estudadas dos granitos da suíte acima referida, apresentando comportamento comparável aos granitos de arcos vulcânicos maduros, ou de margem continental ativa (WILSON, 1989).

Quanto aos granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade, embora se tenha analisado uma amostra de cada série, pode-se considerar, em termos de elementos maiores, que tais suítes compreendem rochas graníticas cálcio-alcálicas de alto potássio, peraluminosas, geradas em ambiente compressivo, sendo o caráter peraluminoso acentuado da amostra PD-76 (Suíte Morro da Piedade) encontrados em granitos tipo S.

Em termos do padrão de distribuição de elementos traços incompatíveis, as rochas das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade são comparáveis aos granitos sin-colisionais.

Tais dados sugerem que os granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade foram gerados por fusão crustal em ambiente sin-colisional, durante a fase de espessamento crustal.

No caso dos granitóides da Suíte Morro da Piedade, pode ser sugerido uma origem por fusão de crosta siálica paraderivada.

Estudos litogeoquímicos mais detalhados serão necessários para uma melhor caracterização litofaciológica das rochas granitóides das suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade.

CAPÍTULO VII

GEOCRONOLOGIA

Os estudos geocronológicos tiveram por finalidade a obtenção da idade de formação dos granitos da Suíte Serra Preta, intrusivos nos metamorfitos do Complexo Embu, e idades de resfriamento dos eventos termais da região em foco, objetivando o estabelecimento de uma correlação com o tectonismo associado às zonas de cisalhamento que aí ocorrem.

Para tanto foram determinadas idades U-Pb em zircão de duas amostras de granitos da Suíte Serra Preta, e idades K-Ar em biotita de nove amostras coletadas ao longo de um perfil que corta transversalmente a área de estudo (FIGURA 52).

A preparação das amostras para as determinações radiométricas envolveu inicialmente britagem e peneiramento do material previamente selecionado.

Seguiram-se trabalhos rotineiros referentes à separação e concentração dos minerais utilizados nas determinações radiométricas U-Pb (zircão) e K-Ar (biotita), adotando-se métodos e técnicas usualmente empregados no Centro de Pesquisas Geocronológicas - CPGeo, do Instituto de Geociências da USP.

7.1 Método U-Pb

Para as determinações radiométricas U-Pb em zircão foram selecionadas as amostras TR-4 e TR-9 de granitos da Suíte Serra Preta.

Petrograficamente, as amostras selecionadas são biotita monzogranitos inequigranulares, com megacristais sub-centimétricos a centimétricos de feldspatos potássicos, com aproximadamente 5% modal de biotita. Como minerais acessórios têm-se opacos, clorita, carbonato, zircão, epídoto, allanita e sericita na proporção de 5% da composição modal. Ambas amostras são pouco deformadas.

A amostra TR-4 foi obtida no interior de um corpo batolítico, e a amostra TR-9 provem de um *pod*s com dimensão métrica de uma zona de cisalhamento direcional situada entre a ZCB e a ZCEL (FIGURA 52).

Inicialmente foram britados blocos com aproximadamente 10 kg das amostras acima referidas, seguindo-se peneiramento do material, e concentração gravítica, em mesa vibratória, da fração peneirada no intervalo entre -100 e +150 *mesh*.

O material magnético concentrado na mesa vibratória foi separado do material não-magnético com auxílio de imã de mão, e o material paramagnético separado do diamagnético com auxílio do separador eletromagnético *Frantz* calibrado em 0,5 A e 1,0 A, inclinação longitudinal de 20°, e inclinação transversal (*tilt*) de 10°.

O material diamagnético foi tratado com bromofórmio e iodeto de metileno, obtendo-se um concentrado de zircão, o qual retornou ao separador eletromagnético *Frantz*, calibrado em 1,5 A, inclinação longitudinal de 10°, e inclinação transversal variando, de grau em grau, partindo-se de -1° até +6°, obtendo-se diversas populações (*split*) de zircão, com susceptibilidade magnéticas progressivamente crescentes de M-1 a M6.

Sob lupa binocular foram selecionados populações de cristais de zircão das frações com menor susceptibilidade magnética, agrupando-se os cristais com maiores dimensões, morfologicamente semelhantes, opticamente límpidos e sem alteração. Admite-se que cristais assim agrupados são de uma mesma geração.

Selecionaram-se populações de zircão de três frações (M0, M-1 e M-2) da amostra TR-4, e de duas frações (M-1 e M-2) da amostra TR-9.

Antes de se proceder a digestão química das frações selecionadas, os cristais foram transferidos para pequenos béquers (10 ml), sendo várias vezes lavados em HNO₃ 7N e H₂O tridestilada e *milli-Q* com auxílio de ultrason, e posteriormente secos com adição de acetona.

Procedeu-se digestão química em bombas de teflon e separação do urânio e do chumbo utilizando colunas com resinas de troca iônica com HCl 6N, conforme procedimentos descritos por BASEI *et al.* (1995).

Teores de urânio e do chumbo radiogênicos foram determinados utilizando espectômetro de massa de ionização térmica (TIMS) com cinco detetores.

O Anexo 2 apresenta os resultados analíticos obtidos para as duas amostras (TR-4 e TR-9) analisadas pelo método U-Pb.

No Diagrama Concórdia da FIGURA 53, construído com os dados de duas frações (M-1 e M-2) de cristais de zircão do granito da Suíte Serra Preta da amostra

TR-9, observa-se que os pontos destas duas frações estão bastante próximos entre si, bem como da interceptação superior no Diagrama Concórdia, permitindo definir uma idade de 616 ± 8 Ma, interpretada como sendo a época de cristalização magmática das rochas desta suíte.

FIGURA 53 – Diagrama Concórdia U-Pb para zircões de biotita monzogranito da Suíte Serra Preta. Amostra TR-9

No Diagrama Concórdia da FIGURA 54, construído com os dados de três frações (M0, M-1 e M-2) de cristais de zircão do granito da Suíte Serra Preta da amostra TR-4, observa-se que os pontos destas duas frações situam-se relativamente próximos entre si, e da interceptação superior no Diagrama Concórdia. Tal distribuição permite inferir uma origem ígnea para esses cristais. Interpreta-se a idade obtida de 628 ± 69 Ma como a época de cristalização magmática dessa rochas.

A população de zircão da fração M-3 não foi computada nos cálculos, devendo tratar-se de uma herança crustal, ou de erro analítico.

FIGURA 54 – Diagrama Concórdia U - Pb para zircões de biotita monzogranito da Suíte Serra Preta. TR-4.

7.2 Método K-Ar

Para a realização das determinações K-Ar em biotita foram escolhidas nove amostras: TR-4, TR-9A, TR-9B, TR-12, TR-17, TR-86, TR-100, TR-362 e TR-714, distribuídas ao longo de um perfil noroeste-sudeste que corta transversalmente as principais unidades litoestratigráficas da área em foco (FIGURA 52).

As amostras TR-4, TR-9A e TR-714 são de biotita monzogranitos da Suíte Serra Preta, a amostra TR-12 é um biotita xisto milonítico do Complexo Embu, e

amostras TR-9B, TR-17, TR-86, TR-100 e TR-362 são biotita gnaisses miloníticos do Complexo Embu.

Concentraram-se biotitas das frações inicialmente peneiradas no intervalo entre -65 e +100 *mesh*, separando-se os minerais magnéticos dos não-magnéticos com auxílio do imã de mão.

Seguiram-se separação dos minerais diamagnéticos dos paramagnéticos no separador eletromagnético Frantz, e concentração da biotita com manuseio de papel de filtro. Quando necessário, efetuaram-se separação em bromofórmio e "lavagem" dos cristais de biotita em acetona.

O Anexo 2 apresenta os resultados analíticos K-Ar (biotita) para as nove amostras analisadas.

Os resultados distribuem-se em dois conjuntos conforme histograma da FIGURA 55. Duas amostras (TR-100 e TR-362) exibem idades cambrianas de 530 Ma. Sete amostras (TR-4, TR-9A, TR-9B, TR-12, TR-17, TR-86 e TR-714) têm idades ordovicianas entre 470 e 497 Ma, com valores situados em torno de 485 Ma. Tais resultados mostram que o resfriamento da área em foco ocorreu nos períodos Cambriano e Ordoviciano.

FIGURA 55 - Histograma das idades K-Ar em biotita do perfil A-B da FIGURA 56.

A amostra TR-86, que exibe uma idade mais jovem de 470 Ma, apresenta teor de potássio menor do que 6%, devido ao fato da biotita estar fracamente alterada. A idade K-Ar desta amostra é anômala, uma vez que teores de potássio em biotitas frescas são maiores que 7%.

7.3 Discussão dos resultados

Os dados analíticos U-Pb das frações M0, M-1 e M-2 da amostra TR-9, quando lançados no Diagrama Concórdia (FIGURA 54) dispersam-se em torno da Reta Discórdia, e afastam-se da Curva Concórdia na proporção inversa do grau da susceptibilidade magnética da fração analisada, sendo que a fração M-2 encontra-se relativamente afastada da intercepção superior no Diagrama Concórdia. Tais fatos indeterminam em 11% (69 Ma) a idade de 628 Ma. A maior perda de Pb é registrada na fração M0.

Já os dados analíticos U-Pb das frações M-1 e M-2 da amostra TR-4 situam-se bastante próximos entre si, e da intercepção superior no Diagrama Concórdia (FIGURA 53), obtendo-se uma idade de 616 ± 8 Ma (erro 2 sigmas de 1,3 %).

Geoquimicamente as amostras TR-4 e TR-9 têm padrões semelhantes de elementos maiores e traços, incluindo terras raras, podendo-se admitir uma origem cogenética dessas amostras (ver Capítulo VI). Idades K-Ar obtidas nestas duas amostras são praticamente iguais, em torno de 480 Ma.

Tendo em vista as similaridades petrográficas e geoquímicas observadas nas amostras TR-4 e TR-9, e que a idade da amostra TR-4 encontra-se no intervalo do erro da idade obtida para a amostra TR-9, elege-se como a época de cristalização magmática dos granitos da Suíte Serra Preta a idade determinada na amostra TR-4, cujo erro é menor que o da amostra TR-9.

Admite-se, então, a idade de 616 ± 8 Ma como a época de cristalização dos granitos da Suíte Serra Preta.

A idade do granito da Suíte Serra do Preta reporta-se ao Neoproterozóico III, sendo mais nova que a idade de 660 ± 13 Ma determinada por TASSINARI (1988) pelo método U-Pb (zircão) em uma amostra de rochas granitóides coletada na região de Santa Isabel, na faixa contínua a área de estudo, rumo sudoeste.

As idades dos granitos da Suíte Serra Preta e dos granitóides da região de Santa Isabel situam-se no intervalo de tempo 670-630 Ma, época em que FIGUEIREDO e CAMPOS NETO (1994) postulam como a de formação de um arco magmático na Microplaca Apiaí-Guaxupé, durante o Ciclo Brasileiro, abrangendo os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e as faixas Apiaí e São Roque.

As idades K-Ar (biotita) do perfil da FIGURA 56 distribuem-se num conjunto de idades ordovicianas em torno de 485 Ma. e num conjunto de idades cambrianas de 530 Ma, refletindo uma história de resfriamento da área de estudo em duas etapas.

ZIMBRES *et al.* (1990) admitem para a Faixa Ribeira, através de datações K-Ar em biotita e hornblenda em rochas de um mesmo afloramento da região de Cabo Frio uma taxa de resfriamento de 2,3 °C/Ma, estimando um gradiente geotermal de 25°C/km a 30°C/km, e uma taxa de soerguimento de 77,3 m/Ma no período entre 570 Ma (hornblenda) e 475 Ma (biotita). Interpretam o resfriamento da Faixa Ribeira devido ao soerguimento regional.

Tais autores observam que os resultados por eles obtidos são semelhantes aos da Província Grenville, Canadá, de idade metamórfica proterozóica, que apresenta, segundo ANDERSON (1988), um gradiente geotermal de 30°C/km e uma taxa média de soerguimento de 110 m/Ma no período entre 1 100 Ma e 900 Ma.

A curva de resfriamento da Província Grenville, segundo BERGER e YORK (1981) *apud* FAURE (1986) é uma função exponencial decrescente da temperatura de bloqueio de argônio radiogênico em função da idade, cuja função derivada é a taxa de resfriamento (*e.g.*: 20°C/Ma para 975 Ma; 2°C/Ma para 925 Ma), sendo aproximadamente 4°C/Ma para o intervalo de temperatura 700-310°C.

O zircão da amostra TR-9 (FOTO 14) da Suíte Serra Preta datado pelo método U-Pb neste trabalho enquadra-se na classe de zircão das séries de granitos cálcio-alcalinos, sendo variáveis as temperaturas de cristalização de zircão destas séries, atingindo no máximo 700°C, aproximadamente (PUPIN, 1980).

Admitindo-se a temperatura de 700°C para a cristalização do zircão datado na amostra TR-9, a temperatura de 310°C de bloqueio de argônio radiogênico da biotita (HARRISON *et al.*, 1985), e a taxa de resfriamento da Faixa Ribeira de 4°C/Ma, para o intervalo de temperatura 700-310°C, obtém-se que o tempo necessário para os granitos da Suíte Serra Preta atingirem a isoterma de 310°C foi

0 0,5mm

FOTO 14 - Zircão da série cálcio-alcálica (PUPIN, 1980) de biotita monzogranito datado pelo método U-Pb. Nicóis cruzados. TR-9.

de aproximadamente 100 Ma, decorrido após a cristalização magmática do zircão há 616 Ma, ou seja, tal temperatura de resfriamento teria ocorrido há 516 Ma, no Cambriano.

Como foi dito anteriormente, o resfriamento da área de estudo obtido com base nas idades K-Ar em biotita ocorreu em duas etapas. O perfil K-Ar da FIGURA 56 mostra que idades de resfriamento ordovicianas ocorrem ao norte da Falha do Oliveira, na região de exposição dos granitos das suítes Serra Preta e Serra do Trabiju, enquanto que idades de resfriamento cambrianas ocorrem na unidade dos Gnaisses Bandados do Complexo Embu (MNPeGb), situados ao sul desta falha.

Pelo que foi exposto, os granitos da Suíte Serra Preta deveriam atingir a isoterma de 310°C no Cambriano, e não no Ordoviciano como indicam as determinações K-Ar obtidas.

Tal fato conduz à idéia da existência nesta região de um outro evento térmico, muito provavelmente relacionado ao tectonismo das zonas de cisalhamento.

As idades de resfriamento cambrianas observadas na unidade dos Gnaisses Bandados do Complexo Embu ao sul da Falha do Oliveira podem ser interpretadas como o resultado do deslocamento desses gnaisses por esta falha, que é de natureza inversa, situando os Gnaisses Bandados na capa desta estrutura.

Exceção são as idades ordovicianas obtidas nas amostras TR-17 e TR-86, cuja proximidade com a ZCB (FIGURA 52) provavelmente provocou a abertura do sistema K-Ar por um período de tempo maior. Observa-se também, conforme destacado no item 7.2, que a idade obtida na amostra TR-86 é anômala, uma vez que os teores de potássio analisados nesta amostra são menores que 7%.

Na lapa da Falha do Oliveira ocorre um sistema de zonas de cisalhamento direcionais de natureza dúctil com rochas miloníticas compatíveis com o grau metamórfico fraco, zona da clorita.

As zonas de cisalhamento direcionais truncam estruturas relativas a tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, sendo a elas posteriores.

Deduz-se, portanto, que as falhas inversas relacionadas com a tectônica tangencial de baixo a médio foram ativas nesta região até o Cambriano, enquanto que as zonas de cisalhamento dúcteis direcionais desenvolveram-se no período compreendido entre o Cambriano e o Ordoviciano.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSÕES

Os dados de campo e de laboratório obtidos neste trabalho mostram que a estruturação das unidades pré-cambrianas da região de Santo Antônio do Pinhal, SP, foi expressivamente marcada por um tectônismo de idade brasileira com atuação de dois importantes processos deformacionais, ambos em regime de cisalhamento não-coaxial, de caráter progressivo e em condições dúcteis.

O primeiro processo deformacional está associado a uma tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, responsável pelo encurtamento crustal das rochas da região, e que se manifesta como anomalias isogálicas decrescentes no sentido sul-norte na Carta Gravimétrica do Estado de São Paulo.

O segundo processo está associado a uma tectônica transpressiva relativa às zonas de cisalhamento direcionais, ou transcorrentes, de médio a alto ângulo de mergulho, e que superpõe estruturas geradas no primeiro processo.

Afloram na área rochas atribuídas ao Complexo Embu, seqüência supracrustal migmatizada de idade Meso- a Neoproterozóica que nesta região encontra-se representada por três unidades litológicas: Xistos e Gnaisses Migmatizados, Gnaisses Bandados e Migmatitos.

Nos metamorfitos do Complexo Embu foi registrado um pico metamórfico no grau médio a forte, com fusão parcial dos gnaisses no sistema granítico, em temperaturas em torno de 680°C e pressões de 5,5 kbar, e desenvolvimento de uma foliação S_n , paralela ao bandamento composicional, na forma de uma xistosidade ou gnaissificação.

A trajetória do metamorfismo observada na área refere-se ao evento metamórfico retrógrado, registrando-se reequilíbrios no grau metamórfico médio a fraco associados à deformação não-coaxial progressiva da tectônica tangencial de baixo a médio ângulo de mergulho, e reequilíbrios no grau metamórfico fraco associado à deformação das zonas de cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho.

A foliação S_n (deformação D_n) encontra-se dobrada (deformação D_{n+1}), e localmente redobrada (deformação D_{n+2}), apresentando planos-axiais inclinados mergulhando para sudeste. Tais estruturas são relativas ao primeiro processo deformacional que ocorreu na região.

Lineações de estiramento mineral frontais a oblíquos contidas na foliação S_n milonítica de baixo a médio ângulo de mergulho, falhamentos inversos (Falha do Oliveira) e indicadores cinemáticos, indicam transporte tectônico de sudeste para noroeste.

Ainda relacionado a tectônica tangencial ocorreu expressiva granitogênese com a intrusão das rochas granitóides das suítes Serra Preta, Serra do Trabiju e Morro da Piedade, que truncam as seqüências metamórficas do Complexo Embu.

Determinações radiométricas U-Pb (zircão) em granitos da Suíte Serra Preta revelam uma idade de 616 ± 8 Ma para as rochas desta suíte, do Neoproterozóico III, reportada ao Ciclo Brasileiro.

Em termos litogeoquímicos os granitos da Suíte Serra Preta constituem uma seqüência cogenética cálcio-alcálica monzogranítica de alto potássio, meta- a peraluminosa, gerada em ambiente compressivo, cuja assinatura geoquímica pode ser comparada a suítes de arcos vulcânicos modernos maduros, ou de margem continental ativa.

As suítes Serra do Trabiju e Morro da Piedade compreendem granitos cálcio-alcálicos de alto potássio, peraluminosos, gerados por fusão crustal em ambiente compressivo, durante a fase de espessamento crustal, cuja assinatura geoquímica pode ser comparada a granitos sin-colisionais, sendo do tipo S os granitos da Suíte Morro da Piedade.

A continuidade do processo evoluiu com o desenvolvimento, na região que fica ao norte da Falha do Oliveira, de um sistema de zonas de cisalhamento direcionais, ou transcorrentes, de médio a alto ângulo de mergulho, de carácter transpressivo, em condições dúcteis compatíveis com o grau metamórfico fraco. Neste contexto destacam-se as zonas de cisalhamento Buquira, Jundiuvira e Eugênio Lefèvre.

Relativos a este segundo processo deformacional têm-se uma trama milonítica reconhecida nas zonas de cisalhamento da região, lineações de estiramento minerais direcionais, macroestruturas sigmoidais, pares de foliação

S-C, e indicadores cinemáticos que indicam movimentação no sentido dextral, bem como a inversão, encurtamento e metamorfismo em grau fraco dos sedimentos da Bacia Pico do Itapeva, de idade Eo-Paleozóica.

Idades K-Ar em biotita indicam um resfriamento da região em foco no intervalo entre 530 e 470 Ma, em concordância com as idades K-Ar em biotita da Faixa Ribeira. Tais idades representam o soerguimento da faixa móvel e o fechamento do Ciclo Brasileiro na área de estudo.

Idades K-Ar (biotita) cambrianas são observadas numa escama, ou lasca de empurrão (*thrust sheet*), em Gnaisses Bandados do Complexo Embu situados na capa da Falha do Oliveira, enquanto que idades ordovicianas são observadas na lapa desta falha, em rochas do Complexo Embu e em rochas granitóides nele intrusivas.

Conclui-se que falhamentos inversos, ou empurrões, relacionados a tectônica tangencial de médio a baixo ângulo foram ativos nesta região até o período Cambriano, enquanto que as zonas de cisalhamento direcionais de médio a alto ângulo de mergulho desenvolveram-se entre o período Cambriano e Ordoviciano, no final do Ciclo Brasileiro.

No Cretáceo Superior as rochas pré-cambrianas da região de Santo Antônio do Pinhal foram truncadas pela intrusão do Maciço máfico a ultra-máfico de Ponte Nova.

Coberturas Quaternárias são encontradas nas calhas das principais drenagens na forma de aluviões atuais e pré-atuais, e na forma de corpos coluvionares e de talus em anfiteatros e nos sopés das encostas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, S.L. 1988. Interpretation of K-Ar mineral dates from the Grenville Orogenic Belt. *Amer. Jour. Sci.* **288**:701-734
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. O IGG. v. **41**, p. 169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon river. in: NAIRN, A.E.M. e STEHLI, F. (eds). *The Ocean basins and margins*, Plenum Pub. Corp. New York. vol.1, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. de. 1976. The upper Precambrian of South America. *Bol. IG- USP*, **7**:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG p. 363-391.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados Obtidos. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **67** (2):221-237.
- BATCHELOR, R.A. e BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.
- BEHR, H.L. 1980. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. *J. Struc. Geol.*, **2**:249-254.
- BEHRMANN, J.H. e PLAT, J.P. 1982. Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Beltic Cordillera (Spain). *Et. Pt. Sc. Let.*, **59**: 208-215.
- BERGER, G.W. e YORK, 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**:795-811.

- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struc. Geol.*, **1** (1): 31-42.
- BOUCHEZ, J.L. e PECHER, A. 1981. The himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, **78**: 23-50.
- BOUCHEZ, J.L.; LISTER, G.S.; NICOLAS, A. 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rund.*, **72** (2):401-419.
- BOULLIER, A.M. e BOUCHEZ, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Geol. France*, **7**(3):253-262.
- BOUSEILY, A.M. e SOKKARY, A.A. El. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, **16**: 207-219.
- BRUNEL, M. e KIENAST, J.R. 1985. Étude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makaly (Népal oriental). *Can. J. Earth Sci.* **23**(8): 1117-1137.
- BUCHER, K. e FREY, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 318p.
- CAMPAMHA, G. A. C. 1980. *O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios, RJ*. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 109p.
- CAMPANHA G.A. da C.; NAGATA, N.;YAMAMOTO, J.K. 1988. Programa de computação gráfica para tratamento interativo de dados estruturais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG., v.4, p.1710-1724.
- CAMPOS NETO, M. da C. 1991. *A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande. Ensaio de evolução tectônica*. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 210 p.
- CAMPOS NETO, M.da C. e FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. A Orogênese Rio Doce In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Bol. de Res. Exp...*, São Paulo, SBG., v.1, p.276-277.

- CAMPOS NETO, M.da C. e FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *J. South Am. E. Sc.* **8**(2):143-162
- CAMPOS NETO, M.da C.; BASEI, M.A.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E. da; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR. A.R.; SOUZA, A.P. 1983. Geologia da Folhas Piracaia e Igaratá *In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50 000*, 1, 1983, São Paulo. Atas ... São Paulo: SICCT/PROMINÉRIO. p.55-79.
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M.A.; ALVES, F.R.; VASCONCELOS, A.C.B. 1984. A Nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro, *Anais ...* Rio de Janeiro; SBG., v.4, p. 1809-1822.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A.; WHITE, S. 1977. The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, Sp. Issue, **39** (1/3): 3-24.
- CAVALCANTE, J.C. e KAEFER, L.Q. 1974. Geologia da Folha de Santos (parcial) *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre, *Anais...* Porto Alegre: SBG. v. 4, p. 227-246.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.;CHIEREGATTI, 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*. Brasília: DNPM. 299p.
- COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1990. *Projeto Santa Isabel-Mogi das Gruzes-Mauá*. São Paulo. 194p. (Relatório Final, SCTDE/PROMINÉRIO/CPRM)
- CONDIE, K. C.; ALLEN, P. ; NARAYAMA, B.L. 1982. Geochemistry of the Archean low to high-grade transition zone, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**: 157-167.
- CORDANI, U.G.; AMARAL, G.C.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of South America. *Geol. Rund.*, **62**(2): 309-317.
- COWARD, M.P. 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struc. Geol.*, **5** (2): 113-123.

- DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.; 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. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais ...* Goiás; SBG. v.6, p.2673-2677.
- DEBON, F. e Le FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **73**: 135-149.
- De La ROCHE, LETERRIER, J. GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.
- EBERT, H. 1967. A estrutura pré-cambriana do sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Bol. Paran. Geoc.*, v. 26, p. 42-45.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *An. Acad. bras. Cienc.*, v. **40**, suplemento, p. 215-229.
- EBERT, H.D.; HASUY, Y.; COSTA, J.B.S. 1991. O caráter Transpressivo do Cinturão Transcorrente Rio Paraíba do Sul. *In: SIMPÓSIO NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, 1991, Rio Claro. *Boletim ...*, SBG. p.139-141.
- EBERT, H.D.; HASUY, 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 Sintaxe do Guaxupé. *In: SIMPÓSIO NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, 1993, MG. *Anais ...*, SBG. Bol. **12**:166-171.
- EBERT, H.D.; CHEMALE Jr, F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C.; SCHMUS, W.R. VAN. 1996. Tectonic setting U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt. SE Brasil. *Tectonics*, **15**(2):688-699.

- ENDO, I. e MACHADO, R. 1993. Sistema de cisalhamento transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. *In: SIMPÓSIO NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, Belo Horizonte, Rio Claro, 1993. *Anais ...*, Belo Horizonte, SBG. Bol. **12**:356-359.
- EVERDINGEN VAN, D. e GOOL VAN, J. 1990. *QuickPlot: Manual (version 1.0)*. Memorial Univ. of Newfoundland. Canadá. 19p.
- EVERDINGEN VAN, D.A.; GOOL VAN, J.A.M.; VISSERS, R.L.M. 1992. QuickPlot: a microcomputer-based program for processing of orientation data. *Comp. & Geoc.* **18** (2/3): 183:288.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*, 2nd edition. John Wiley & Sons, New York. 589p.
- FERNANDES, A.J. 1991a. *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. São Paulo. 120p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGcUSP)
- FERNANDES, A.J. 1991b. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento no leste do Estado de São Paulo. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2, 1991, São Paulo.. *Atas...* São Paulo: SBG. p.501-506.
- FERRY, J.M. e SPEAR, F. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. to Mineralogy and Petrol.*, **71**:13-22.
- FIGUEIREDO, M.C.H. e CAMPOS NETO, M.C. 1991 Geoquímica dos granitóides de Muniz de Freire, E.S. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 3, e CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1, São Paulo, 1991. *Anais...*, v.1, p.245-248.
- FIGUEIREDO, M.C.H. e CAMPOS NETO, M.C. 1993 Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc. Southeastern Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **65** (Supl.1): 63-81.
- FIGUEIREDO, M.C.H. e CAMPOS NETO, M. da C.; 1994. O Arco Magmático Cálcio-Alcalino de Alto-K da Microplaca Apiaí-Guaxupé. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, 1994, Comboriú, *Anais ...* Comboriú; SBG. v.1, p.620-621.

- FONSECA, M.J.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSALTO, P. 1979. Folhas Rio de Janeiro/Vitória/Iguape. SF.23/SF.24/SG.23. In: SCHOBENHAUS, C., (Coord.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília: DNPM.
- FUETEN, F.; ROBIN, P.Y.P.; STEPHENS, R. 1991. A model for the development of a domainal quartz c-axis fabric in a coarse-grained gneiss. *J. Str. Geol.*, **13** (10): 1111-1124.
- GARBUTT, J.M. e TEYSSIER, C. 1991. Prism <c> slip in the quartzites of the Oakhurst Mylonite Belt, California. *J. Struc. Geol.*, **13**: 657-666.
- GIMENES FILHO, A. *et al.* 1991. Geologia das Folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, SP; parte 2: embasamento meridional da Bacia de Taubaté. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.491-500.
- HANMER, S. K. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite *J. Struc. Geol.*, **4**: 197-214.
- HANMER, S. K. e PASSCHIER, C.W. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can.*, **90** (17):1-72.
- HARALYI, N.L.E. e HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. v. 1, p. 374-385.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - SBG/Núcleo MG. *Contribuições à geologia e à petrologia*. Belo Horizonte: CBMM. p. 71-93. (Boletim Especial, volume Djalma Guimarães).
- HARLEY, S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* **126** (3): 215-247.
- HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.; McDOUGALL, I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**:2461-2468.

- HASUI, Y. 1982. The Mantiqueira Province: archean and proterozoic evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:167-171.
- HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais na seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista *In*: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50 000, 1, 1983, São Paulo. Atas ... São Paulo: SICCT/PROMINÉRIO. p.227-252.
- HASUI, Y 1975. Evolução polifásica do Pré-cambriano a oeste da capital paulista. *Bol. IG.*, São Paulo. **6**:95-107.
- HASUI, Y. e SADOWSKI, 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, SBG. **6**(3):182-200.
- HASUI, Y. e OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira-Setor Central. *In*: ALMEIDA F.F.M. de, HASUI, Y. (Coords). *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher. p. 308-344.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, SBG. **5**(4):257-262.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. de. 1978a. As estruturas brasileiras. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais ... Recife*; SBG. v.6, p.2423-2437.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S. de; SANTOS, M.C.S.R. dos. 1978b. *Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e da Parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo* (IPT. Publicação, 1106; Monografias,1)
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., BISTRICHI, C.A. 1978c. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978 Recife. *Anais...* Recife: SBG. v. 6, p. 2594-2608.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1980. Estrutura e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *An. Ac. bras. Cienc.*, v.52, n.1, p.61-78.
- HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; MIOTTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, W.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI, P. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. Relatório IPT/PRÓ-MINÉRIO 27 394, São Paulo.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 1991. A megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.519-523.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. 1995. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, SBG. **25**(4):249-266.
- HIPPERTT, J.F. 1994. Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phyllonites. *Tectonophysics*, **229**:141-163.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. Microfabric (Chapter 2). New York, John Wiley, 571 p, il.
- HOISH, T.D. 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz-muscovite-biotite-plagioclase-garnet. *Contr. to Mineralogy and Petrol.*, **104**:225-234.
- HOLDSWORTH, R.E. 1990. Progressive deformation associated with ductile thrusts in the Moine Nappe, Sutherland, N. Scotland. *J. Struc. Geol.*, **12** (4): 443-452
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO-IPT. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, escala 1:500 000, Monografia 6, vol.2.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO-IPT. 1990. *Geologia das folhas Jacaré (SF-23-Y-D-II-3) Tremembé (SF-23-Y-B-V-4), Taubaté (SF-23-Y-D-II-2) e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3)*, escala 1:50 000, Estado de São Paulo. São Paulo. v.1. (IPT. Relatório, 28 732)

- IRVINE, T.N. e BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. of Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- JULIANI, C.; RICCOMINI, C.; BARROS, E.J.; BATISTUCCI, N.L.N. 1990. Proterozoic Storm-dominated sedimentation in the Pico de Itapeva Formation (São Paulo State, Brazil). *An. Ac. Bras. Cienc.*, **62** (1):105.
- LAMEYRE, J. e BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, **14**: 169-186.
- LAW, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geol. Soc. Special Pub. nº **54**, p.335-352.
- LEE, J.; MILLER, E.L.; SUTTER, J.F. 1987. Ductile strain and metamorphism in an extensional tectonic setting: a case study from the northern Snake Range, Nevada, USA. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.). 1987. *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Publ. **28**:267-298.
- Le MAITRE, R.W. (ed.) 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- LISTER, G.S. e DORNSIEPEN, U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struc. Geol.*, **4** (1): 81-92.
- LISTER, G.S. e DAVIS, G.A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struc. Geol.*, **11** (1/2): 65-94.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHEMINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. 1983. *Projeto Radambrasil*, Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro Vitória. Rio de Janeiro. v. 32, p. 27-304.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.

- MACHADO, R. e ENDO, I. 1993. A megaestrutura em flor positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 3, 1993, Rio de Janeiro. *Atas...* Rio de Janeiro: SBG. p.208-213.
- MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J.L.; BLUMENFELD, P.; TUBIÁ, J.M.. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**: 819-822.
- MANIAR, P.D. e PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: 635-643.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. London. George Allen, 492p.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, **11**: 337-364.
- MOHANTY, S. e RAMSAY, J.G. 1994. Strain partitioning in ductile shear zones: an example from a Lower Pennine nappe of Switzerland. *J. Struc. Geol.*, **16** (5): 663-676.
- MOTIDOME, M.J. 1992. *Geologia do Complexo Embu na Região entre Santa Isabel e Biritiba-Mirim, SP*. São Paulo. 172p. (Dissertação de Mestrado apresentado ao IGcUSP)
- NAGATA, N.; FURUMOTO, S.; TANAKA, C.C.; SOMAGLIA, J.A.A. 1992. *Programa para tratamento de dados estruturais em diagrama Schmidt-Lambert. TRADE-PC Versão Clipper + Quick Basic*. Relatório IPT nº 29 952.
- NEGRI, F.A. 1995. *Geologia das rochas charnockíticas e associadas na região de São Francisco Xavier, SP*. Dissertação de mestrado. INST. GEOC. E CIÊNC. EXATAS - UNESP. Rio Claro, SP.
- NICOLAS, A. e POIRIER, J.P. 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. New York, John Wiley & Sons, il.

- 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 *In*: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50 000, 1, 1983, São Paulo. Atas ... São Paulo: SICCT/PROMINÉRIO. p.81-107.
- PARK, R.G. 1988. *Geological structures and moving plates*. Blackie.
- PASSCHIER, C.W. e SIMPSON, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struc. Geol.*, **8** :831-844.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour.of Petrol.*, **25** (4): 956-983.
- PETRO, W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. 1979. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geology*, **26**: 217-235.
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. (ed). *Mountain Building Processes*. Academic Presss: 19-40.
- PLAT, J.P. e BEHRMANN, J.H. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Beltic Cordillera, Spain. *J. Struc. Geol.*, **8** (1): 15-33.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, M.A. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*, escala 1:1 000 000. São Paulo: IPT/Pró-Minério. 94p. (IPT, Monografias, 5).
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; SILVA, M.E.; VAUCHEZ, A. 1995. Dados termobarométricos preliminares do metamorfismo M1 da Faixa Ribeira: Região de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). *In*: SIMPÓSIO NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, 1995. *Boletim ...*, SBG. p.71-73.
- PRICE, G.P. 1985 Preferred orientations in quartzites (Ch. 18). *In*: WENK, H.R. (ed.). *Preferred orientations in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*. Academic Press, p385-406.
- PUPIN, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**:207-220.

- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review *J. Struc. Geol.*, Sp. Issue, 2 (1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. e GRAHAM, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7: 796-813.
- RAMSAY, J.G. e WOOD, D.S. 1973. The geometric effects of volume change during deformational processes. *Tectonophysics* 16: 263-277.
- RAMSAY, J.G. e HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, Third Printing. 307 p. il.
- RICCOMINI, C. 1993. Origem, evolução e inversão da bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico-Cambriano, São Paulo, Brasil. In: SIMP. INT. DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1, 1993, Uruguai. *Resumenes Ampliados ...* Uruguai; DINAMIGE, tomo 1.
- RICKARD, M.J. 1971. A classification diagram for fold orientation. *Geol.Mag.*, v. 108, n. 1, p. 23-26.
- SANTORO, E. e AYUB, S. 1994. Conversão de atitudes de eixos [0001] de quartzo da platina universal de quatro eixos para notação da bússola Clar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38º, Balneário Camboriú, SC, 1994. *Bol.Res.Exp...*, SBG., v.3, p.47-49.
- SANTORO, E., ENS, H.H., NAGATA, N. 1991. Geologia das Folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, SP. Parte 1: Embasamento setentrional da Bacia de Taubaté. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.481-489.
- SCHMID, S. M. e CASEY, M. 1986 Complete Fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: HOBBS, B.E. e HEARD, H.C. (eds.) *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 36:263-286.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.* 133(3): 191-313.

- SILVA, P.C. S. da 1992 *O Complexo Embu na porção sudeste da Folha Mauá (SF-23-Y-D-IV-I)*. Dissertação de mestrado. IG-USP, São Paulo.
- 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. Struc. Geol.*, Sp. Issue, **2** (1/2):243-247.
- SIMPSON, C. 1985 Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struc. Geol.*, **7** (5):503-511.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Education*, **34**:246-261.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARVALHO, S.G. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco no Maciço de Guaxupé *In*: CONGR. BRAS.GEOL., 36º, Natal, RGN, 1990. *Anais ...*, SBG., v.6, p.2332-2342.
- STRECKEISEN, A. L. 1973. Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by IUGS. *Geotimes*, **18**(10): 26-30.
- SUN, S.S. e McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: SAUNDERS, A.D. e NORRY, M.J. (eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. Nº **42**:313-345.
- TAKAGI, H. 1986. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *J. Struc. Geol.*, **8** (1):3-14.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. *As idades das rochas e dos eventos metamórficos do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 236p.
- TASSINARI, C.C.G. e SATO, K. 1996. Idades de formação de crosta continental na parte sudeste do Estado de São Paulo, com base em dados Sm-Nd. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais...*: SBG., v.6, p.489-492.

- TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SCHUMUSS, R. V.; TAYLOR, P.N.. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG., v.6, p.2840-2848.
- TEIXEIRA, A.L. 1995. *Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério*. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 122p.
- THEODOROVICZ, A.; YAMATO, A. A.; VASCONCELOS, C.S.; SANTARÉM, P.C. ; SILVA, L.C.; SILVA, V.A. 1991. Características lito-estruturais do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente São Paulo - Região Leste da Grande São Paulo. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.473-480.
- THOMPSON, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. Jour. Sci.*, **282**(4):1567-1595.
- TRACY, R.J. e ROBINSON, P. 1983. Acadian migmatites types in pelitic rocks of central Massachusetts. *In: ATHERTON, M.P. e GRIBBLE, C.D. (eds). Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva geology series.
- TULLIS, J.A.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D. T. 1973. Microstructure and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bull. Geol. Soc. Am.* **84**: 297-314.
- TURNER, F.J. e WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill Book Co., 545p.il .
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; SILVA, M.E., TROMPETTE, R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um craton: a Faixa Ribeira. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1996, São Paulo. *Bol. Res. Expand...*, São Paulo: SBG.p.373-374.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; SILVA, M.E. 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*. **22**:967-970.
- VIEIRA, S.R.S.S. 1989. *Estudo estrutural da região de Embu-Guaçu Parelheiros, SP*. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo.

- VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Eeventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **56** : 641-647.
- WAHLSTROM, E.E. 1969. *Cristalografia óptica*. (Tradução de Rui Ribeiro Franco) Ed. Univers. S.Paulo, 368p.il.
- WERNICK, E. *et al.* 1976. Estudo Geocronológico pelo método Rb-Sr em rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev.Bras. de Geoc.*, **50** (3):125-135.
- WHITE, S. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, Sp. Issue, **39** (1/3): 143-170.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic aproach*. London, Unwin Hyman. 466p.
- WINKLER, H.G.F.1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York. 334p.
- YAMAMOTO, J. K. e PEREIRA Jr., G.G. 1984. Tratamento automático de dados estruturais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG., v.**12**, p.5283-5293.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Sc. & Tec. London. 248p.
- ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N. 1988. Contribuição ao conhecimento da Formação Eleutério. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG., v.5, p.2308-2317.
- ZIMBRES, E.; MOTOKI, A.; KAWASHITA, K. 1990. História do soerguimento regional da Faixa Ribeira com base em datações K-Ar. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, 1990, Natal, *Anais ...* Natal; SBG., p. 2764-2772.

ANEXO 1

Procedimentos de manuseio da Platina Universal Conversão de medidas de eixos ópticos Programa ACEO: Atitudes Clar de Eixos Ópticos

1.1 Introdução

Este anexo descreve os procedimentos de manuseio da platina universal de quatro eixos para determinação da orientação de eixos ópticos de minerais uniaxiais, adaptado de TURNER e WEISS (1963), a conversão de medidas obtidas na platina universal de quatro eixos para a notação no formato da bússola Clar conforme SANTORO e AYUB (1994), e apresenta o programa ACEO (Atitudes Clar de Eixos Ópticos) para conversão automática de medidas de eixos ópticos do formato da platina para a notação da bússola Clar.

Eixos de indicatrizes ópticas são elementos lineares, cuja orientação em relação à seção delgada é obtida com auxílio da platina universal (*universal stage*) de quatro ou cinco eixos, montada sobre a platina do microscópio petrográfico.

A platina universal é utilizada na determinação de eixos ópticos de minerais uniaxiais, e de eixos X, Y e Z de indicatrizes ópticas de minerais biaxiais em estudos de *petrofabric* (trama), ou padrão de orientação de eixos cristalográficos, cuja definição requer quantidade estatisticamente representativa de medidas.

1.2 Platina de quatro eixos

A platina universal de quatro eixos possui dois eixos verticais (vertical interno **A₁** e externo **A₃**) coincidentes com o eixo da platina do microscópio (**A₅**) e dois horizontais, basculante N-S (**A₂**) e basculante E-W (**A₄**), diferindo-se da platina de cinco eixos pela ausência de outro eixo basculante interno E-W com arcos de Wright.

O eixo A_1 tem anel com escala graduada em sentido horário para leituras de azimutes em relação à marca-índice da platina universal.

O eixo A_3 tem anel com escala graduada em sentido anti-horário, e parafuso para travamento no centro do tambor do eixo basculante A_4 .

Para que medidas de dados direcionais obtidas na platina possam ser projetadas diretamente no hemisfério inferior de redes estereográficas fixa-se a origem da escala do anel do eixo A_1 no sul da platina, conforme TURNER e WEISS (1963, p.198), travando-se a escala do anel do eixo A_3 na posição 90° .

O eixo A_2 tem dois arcos (arcos de Wright), um posicionado no leste (E) da platina, outro no oeste (W), ambos com escala graduada para leituras de ângulos de basculamento até 60° em torno desse eixo.

O eixo A_4 tem tambor com duas escalas para leituras de ângulos de basculamento até 45° em torno desse eixo, uma graduada no sentido horário (H), outra no anti-horário (AH), visando-se o eixo A_4 no rumo oeste.

A seção delgada fica montada entre dois hemisférios de vidro translúcido com índices de refração 1,56 quando se trabalha com quartzo, feldspatos, calcita e dolomita, cuja finalidade é eliminar a refração da luz no contato hemisférios-ar e a reflexão da luz quando se bascula a seção delgada. Também reduz a refração no contato seção delgada-hemisférios. Usa-se óleo mineral inerte e incolor (Nujol) para lubrificar diferentes partes da montagem seção delgada-hemisférios.

1.3 Orientação de eixos ópticos de quartzo

A locação de eixos ópticos de minerais uniaxiais positivos como o quartzo requer operações na platina com a finalidade de alinhar o eixo Z (direção lenta) com o eixo basculante E-W (A_4), ou com o eixo vertical interno A_1 da platina universal.

Para tanto pesquisam-se posições de permanências ou variações de extinção do grão, sabendo-se que o grão permanece extinto quando uma seção principal XZ da indicatriz tem a mesma orientação do plano de vibração do polarizador (N-S), ou do analisador (E-W) do microscópio.

A simetria do sistema hexagonal é tal que em cristais desse sistema, como nos polimorfos de quartzo, o eixo óptico tem a mesma direção do eixo cristalográfico [0001] (eixo c) e do eixo Z da indicatriz uniaxial positiva, dispondo-se

perpendicularmente ao plano XX da indicatriz, que corresponde à seção isótropa (WAHLSTROM, 1969).

Quando o grão de quartzo, em seção delgada com espessura normal, apresenta cores de interferência relativamente altas (branco a amarelo-pálido) o eixo óptico está pouco inclinado em relação à platina (menos de 45°), podendo ser facilmente alinhado com o eixo basculante E-W.

Quando as cores de interferência são distintivamente baixas (cinza), o eixo óptico está bastante inclinado em relação à platina, devendo, em função da construção da platina, ser alinhado com o eixo vertical interno A_1 .

Operações na platina universal para medidas de orientações de eixos ópticos de minerais uniaxiais positivos diferem, quanto a operações com minerais uniaxiais negativos, no que se refere ao sentido de rotação do eixo vertical interno A_1 da platina, após determinado o sinal óptico do mineral.

1.3.1 Horizontalização de eixos ópticos

Iniciam-se as operações zerando-se o eixo A_5 da platina do microscópio, e os eixos basculantes N-S e E-W da platina universal.

Com nicóis cruzados e objetivas de médio aumento (série UM-Leitz) focaliza-se no centro do retículo um grão de quartzo com cores de interferência relativamente altas, insere-se no microscópio uma placa compensadora vermelha de 1ª ordem (placa de gipso, ou quartzo), observa-se a cor de interferência produzida, e identificam-se as direções lentas (Z) e rápidas (X) da indicatriz.

Havendo soma de velocidades, uma direção rápida X' da indicatriz tem a mesma orientação da direção rápida da placa, e o vermelho de primeira ordem da placa sobe na escala de Newton até azul de segunda ordem. Rotaciona-se, então, o eixo A_1 da platina no sentido horário até extinção do grão.

Quando há compensação, ou subtração de velocidades, uma direção lenta Z' da indicatriz tem mesma orientação da direção rápida da placa, e a cor de interferência desce até amarelo de primeira ordem. Rotaciona-se, então, o eixo A_1 no sentido anti-horário até extinção do grão.

Assim procedendo, uma direção lenta Z' , contida numa seção principal XZ da indicatriz, coincide com o eixo basculante E-W da platina.

Em seguida destrói-se a extinção do grão movendo-se o tambor do eixo E-W até a máxima iluminação do cristal.

Destruída a extinção, é necessário corrigi-la, basculando-se em torno do eixo N-S, até o grão ficar totalmente extinto novamente.

Corrigida a extinção, o grão de quartzo está com o eixo óptico alinhado com o eixo basculante E-W, devendo permanecer sempre extinto ao giro deste eixo.

Eixos ópticos alinhados com o eixo basculante E-W da platina são identificadas com o código 0 (HEW) na planilha de tabulação de dados do Programa ACEO (FIGURA 1), e as medidas anotadas lendo-se azimutes no anel do eixo A₁, e ângulos de basculamentos em torno do eixo N-S, no arco leste (0), ou oeste (1).

PETROFABRIC - Lâmina nº _____											
Nº	HEW	VEW	VNS	A ₁	NS	E	W	EW	H	AH	OBSERVAÇÕES
	Ø	1	2			Ø	1		Ø	1	
1	Ø			255	30		1				
2		1		255	20		1				
3			2	165				20	Ø		

FIGURA 1 - Planilha do programa ACEO com medidas de eixos ópticos dos exemplos da FIGURA 3.

1.3.2 Verticalização de eixos ópticos

Focaliza-se no centro do retículo um grão de quartzo com cores de interferência distintivamente baixas, seguindo-se as operações já descritas. Ao se bascular em torno do eixo N-S, na operação de correção da extinção, o grão apresenta agora extinções menos completas (TURNER e WEISS, *op. cit.*, p. 203).

Escolhendo-se adequadamente o arco de basculamento em torno do eixo N-S da platina, o eixo X da indicatriz fica alinhado com o eixo basculante E-W, e o eixo Z com o eixo vertical A_1 .

A escolha do arco de leitura de basculamento é feita verificando-se a permanência da extinção do cristal ao giro do eixo A_5 da platina do microscópio, após ter sido zerado o eixo basculante E-W da platina.

O eixo Z, ou eixo óptico, tem no arco oposto ao arco de leitura do eixo X da indicatriz ângulo complementar de basculamento, que corresponderia ao alinhamento do eixo Z com o eixo E-W da platina.

Eixos ópticos verticalizados, operando-se no plano E-W da platina, são identificadas com o código 1 (VEW) na planilha de tabulação de dados do Programa ACEO (FIGURA 1), e as medidas anotadas lendo-se azimutes no anel do eixo A_1 , e ângulos de basculamentos em torno do eixo N-S, no arco leste (0), ou oeste (1).

Outro método para verticalizar o eixo óptico consiste em fazer coincidir uma direção lenta Z' , contida numa seção principal XZ da indicatriz, com a direção do eixo basculante N-S da platina.

Para tanto, realizam-se as operações iniciais descritas para o caso da horizontalização do eixo óptico (HEW), girando-se o eixo A_1 em sentido contrário, após verificada a cor de interferência produzida com a introdução da placa de gipso.

Mantendo-se zerado o eixo N-S da platina, uma direção rápida X ficará alinhada com o eixo E-W, permanecendo o grão extinto ao giro do eixo E-W.

Cabe ressaltar que tal procedimento em minerais biaxiais resultará em iluminação do grão, exceto, raramente, quando o eixo Y da indicatriz biaxial fica contido no plano da seção delgada. Esta diferença pode ser usada como critério de diferenciação entre minerais uniaxiais e biaxiais com índices de refração similares (TURNER e WEISS, *op. cit.*, p. 231).

Prosseguem-se as operações, destruindo-se a extinção do grão com rotação do eixo A_5 da platina do microscópio de 45° , em qualquer sentido.

Rotaciona-se então o eixo E-W em qualquer sentido fazendo o eixo óptico percorrer uma seção principal XZ da indicatriz, perpendicular ao eixo X alinhado com o eixo basculante E-W. Quando a extinção for máxima, o eixo Z coincide com o eixo A_1 da platina, devendo permanecer sempre extinto ao giro do eixo A_5 da platina do microscópio.

Eixos ópticos verticalizados, operando-se no plano N-S da platina, são identificadas com o código 2 (VNS) na planilha de tabulação de dados do Programa ACEO (FIGURA 1), e as medidas anotadas lendo-se azimutes no anel do eixo A_1 , e ângulos de basculamentos em torno do eixo E-W, indicando se a medida foi realizada com rotação sentido horário (0), ou anti-horário (1).

1.4 Projeção em redes

O plano de projeção da rede estereográfica corresponde ao plano da seção delgada, podendo ser diretamente correlacionado a cortes da amostra de mão orientada, uma vez demarcados eixos cartesianos na seção delgada e na amostra (FIGURA 2).

FIGURA 2 - Representação esquemática da seção delgada na amostra (A), no testemunho (B) e na platina (C).

Com a marca-índice do *overlay* na origem da escala da rede estereográfica, demarcam-se as orientações dos eixos cartesianos A e B inscritos na seção delgada, conforme a montagem seção delgada-hemisférios.

Azimutes de eixos ópticos horizontalizados na platina (HEW) são lançados no *overlay*, girando-o até que sua marca-índice coincida com o ângulo lido no anel do eixo A_1 , por exemplo 255° .

Mantendo o *overlay* nessa posição lança-se o pólo do eixo óptico no diâmetro E-W da rede, considerando o ângulo de basculamento em torno do eixo N-S, lido no arco leste (E), ou oeste (W), por exemplo 30° W (FIGURA 3a).

Caso o eixo óptico tenha sido alinhado com o eixo vertical interno A_1 , operando-se o eixo óptico no plano E-W (VEW), lança-se o pólo do eixo óptico no diâmetro E-W da rede, considerando o ângulo complementar de basculamento no arco oposto ao arco de leitura da medida, conforme FIGURA 3b.

Caso o eixo óptico tenha sido alinhado com o eixo vertical interno A_1 , operando-se o eixo óptico no plano N-S (VNS), o lançamento do pólo do eixo óptico é feito a partir da construção de um plano normal ao eixo X da indicatriz que foi alinhado com o eixo E-W da platina.

Demarca-se no plano normal acima referido, a partir do centro do diagrama, o ângulo de basculamento em torno do eixo E-W verificando se a medida foi realizada com rotação sentido horário (H), ou anti-horário (AH), projetando-se, então, o pólo do eixo óptico, conforme FIGURAS 3c.

1.5 Conversão de medidas

Eixos de indicatrizes ópticas horizontalizados ou verticalizados na platina universal são lineações, cujas medidas são obtidas conforme acima exposto.

Atitudes de lineações obtidas com a bússola Clar são anotadas com leituras de azimutes na ponta norte ou sul da bússola, dependendo do sentido do mergulho da lineação, e com leituras de ângulos de mergulho no clinômetro, por exemplo $195^\circ/30^\circ$.

O fato dos eixos das indicatrizes, em operações de horizontalização, ficarem alinhados com o eixo basculante E-W origina no ábaco da FIGURA 4 escalas de azimutes do eixo A_1 da platina graduadas no sentido anti-horário (contrário a escala

FIGURA 3 — Projeção de pólos de eixos ópticos (Z) no diagrama de igual-área, hemisfério inferior. Medidas no formato da platina universal: HEW (a), VEW (b), e VNS (c). X = indicatriz óptica.

da bússola) e com rotações de suas origens de 270° e 90° , nos basculamentos para leste (E) e para oeste (W), respectivamente. Esta situação é válida quando a origem da escala do anel do eixo A_1 fica no sul da platina (SANTORO e AYUB, 1994).

FIGURA 4 – Ábaco para conversão de azimutes de eixos de indicatrizes ópticas do formato da platina, nos basculamentos a leste (E) e a oeste (W), para notação da bússola Clar. Origem da escala do anel A_1 no sul da platina.

Conseqüentemente as expressões que definem os azimutes no formato da bússola Clar (B) de eixos de indicatrizes ópticas horizontalizados com o eixo E-W são dadas pelas fórmulas: (1) e (2) nos basculamentos a leste (P_E), e (3) e (4) nos basculamentos a oeste (P_W), sendo P a notação do azimuth no formato da platina, como segue:

$$B = 270^\circ - P_E \quad (1)$$

$$B = 630^\circ - P_E \quad (2)$$

$$B = 90^\circ - P_W \quad (3)$$

$$B = 450^\circ - P_W \quad (4)$$

Nas fórmulas (2) e (4) foi adicionado 360° às constantes das fórmulas (1) e (3), respectivamente, para evitar azimutes B negativos.

Desta forma, os azimutes na notação da platina (P) das expressões acima pertencem, respectivamente, aos seguintes intervalos:

$$000^\circ \text{ a } 270^\circ \quad (1)$$

$$270^\circ \text{ a } 360^\circ \quad (2)$$

$$000^\circ \text{ a } 90^\circ \quad (3)$$

$$90^\circ \text{ a } 360^\circ \quad (4)$$

Em conversões de eixos ópticos horizontalizados com o eixo E-W (HEW) valores de azimutes alteram-se, exceto nos basculamentos 135° e 315° a leste, e nos 045° e 225° a oeste, conforme ábaco da FIGURA 4, enquanto que ângulos de basculamento (mergulho) mantêm-se constantes. Por exemplo, uma medida no formato da platina $255^\circ/30^\circ$ W recebe o valor $195^\circ/30^\circ$ na notação da bússola Clar.

Em conversões de eixos ópticos verticalizados operando-se no plano E-W (VEW) da platina, uma medida no formato da platina $255^\circ/20^\circ$ W, por exemplo, recebe notação Clar $15^\circ/70^\circ$, que corresponde à horizontalização do eixo óptico no arco oposto ao arco de leitura do basculamento. O ângulo de mergulho do eixo óptico é o complemento do ângulo de basculamento medido.

Em conversões de eixos ópticos verticalizados operando-se no plano N-S (VNS) da platina, adiciona-se ou subtrai-se 90° aos valores dos azimutes do eixo X da indicatriz, conforme o basculamento do eixo E-W seja no sentido anti-horário (AH) ou horário (H), respectivamente. O ângulo de mergulho do eixo óptico é o complemento do ângulo de basculamento medido. Por exemplo, uma medida no formato da platina $165^\circ/20^\circ$ H recebe notação Clar $15^\circ/70^\circ$.

1.6 Programa ACEO

O programa ACEO (Atitudes Clar de Eixos Ópticos) converte automaticamente medidas de eixos ópticos de minerais uniaxiais do formato da platina universal de quatro eixos para o formato da bússola Clar. Seu algoritmo baseia-se nas expressões acima deduzidas.

O programa possui uma tela de abertura e uma tela principal com opções para ajuda, geração de novo arquivo e salvamento de arquivo, e salvamento de arquivo com finalização do programa, através do acionamento das teclas <F1>, <F2>, ou <ESC>, respectivamente, conforme FIGURA 5.

(F1) NOVO ARQ. (F2) SALVA (ESC) SALVA/FINALIZA

NOTAÇÃO DA PLATINA

HEW (0), VEW (1) ou VNS (2) ?	0
Azimute do eixo vertical A1	255
Basculamento em torno do eixo N-S	30
Arco leste (0) ou oeste (1) ?	1

NOTAÇÃO CLAR No 1

Azimute	195
Mergulho	30

ACEO converte notação de atitudes de e. ópticos de min. uniax. da plat. univ. de 4 eixos para bússola Clar, com origem da escala do âng. A1 no sul da plat.

FIGURA 5 - Tela principal do programa ACEO com conversão da medida do exemplo da FIGURA 3a.

Os dados de entrada são numéricos, devendo o usuário inicialmente escolher uma das três opções (HEW, VEW ou VNS), digitando 0, 1, ou 2, respectivamente, de acordo com o alinhamento do eixo óptico ser com o eixo horizontal este-oeste HEW, ou com o eixo vertical A₁. Neste último caso tem-se duas opções: VEW para operações do eixo óptico no plano E-W da platina, e VNS para operações no plano NS da platina.

O programa tem rotinas que verificam a consistência dos dados de entrada, pedindo ao usuário que entre com novos dados quando uma tecla não-numérica for acidentalmente acionada, ou quando o número digitado estiver fora do intervalo de definição do dado.

ACEO (versão DOS) foi escrito e compilado em linguagem Turbo Pascal, versão 5.5, devendo ser processado em microcomputadores compatíveis com a linha IBM-PC.

O programa ACEO gera arquivos-texto de entrada para programas de processamento de dados direcionais, como, por exemplo, QUICKPLOT (EVERDINGEN e GOOL 1990; EVERDINGEN *et al.* 1992), TRADE-PC (NAGATA *et al.* 1992), YAMAMOTO e PEREIRA (1984), CAMPANHA *et al.* (1988), entre outros, facilitando sobremaneira a construção de diagramas Schmidt-Lambert de *fabrics* de eixos cristalográficos.

ANEXO 2

RESULTADOS ANALÍTICOS

2.1 RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA *

	granada TR-362 (A2)	granada TR-362 (A3)	granada TR-362 (A6)	granada TR-362 (A8)	granada TR-362 (B2)	granada TR-362 (B3)	granada TR-362 (B6)	granada TR-362 (B7)	granada TR-362 (B11)	granada TR-362 (B12)	granada TR-362 (B13)	granada TR-362 (B14)	granada TR-362 (B15)	
	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	
SiO ₂	37.50	38.00	38.03	36.69	37.20	37.71	37.60	38.23	37.10	37.65	37.93	37.77	37.76	
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.01	0.06	0.04	0.06	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	21.56	21.53	21.80	21.47	21.33	21.38	21.17	21.19	21.42	21.56	21.11	21.27	21.28	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	
FeO	35.05	33.90	34.56	34.35	34.66	32.54	32.84	32.76	33.81	32.95	32.01	32.90	33.07	
MnO	2.27	2.06	2.20	3.05	2.65	1.67	2.14	1.87	1.89	1.80	1.82	0.47	0.77	
MgO	3.32	3.43	3.33	2.62	2.76	3.91	3.30	3.70	3.45	3.96	3.67	2.14	3.57	
NiO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	
CaO	1.22	1.31	1.26	1.22	1.25	2.31	1.35	1.62	1.53	2.58	2.06	5.82	2.68	
Na ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
BaO	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00	0.10	0.05	0.00	
Total	101.02	100.31	101.23	99.45	99.99	99.63	98.44	99.42	99.42	100.57	98.79	100.45	99.17	
	granada TR-12 (D27)	granada TR-12 (D28)	biotita TR-362 (A1)	biotita TR-362 (A10)	biotita TR-362 (A11)	biotita TR-362 (B1)	biotita TR-362 (B4)	biotita TR-362 (B5)	biotita TR-362 (B9)	biotita TR-362 (B10)	biotita TR-12 (D25)	biotita TR-12 (D26)	muscovita TR-362 (B-16)	muscovita TR-362 (B-18)
	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso
SiO ₂	36.45	37.33	35.03	35.41	35.53	35.57	35.51	35.08	35.61	35.58	34.43	36.07	45.64	45.11
TiO ₂	0.00	0.00	2.18	2.22	2.79	3.17	2.79	2.91	3.37	3.33	1.60	1.62	0.28	0.23
Al ₂ O ₃	20.89	20.97	20.19	19.81	19.51	19.23	19.28	19.35	19.15	19.08	18.38	17.73	36.24	35.56
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.03	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03	0.04	0.00	0.08	0.02	0.00
FeO	31.37	31.04	18.50	18.37	19.21	18.60	18.16	17.61	18.06	17.37	21.69	21.55	1.12	1.39
MnO	6.63	6.56	0.04	0.05	0.10	0.05	0.03	0.05	0.02	0.06	0.18	0.22	0.00	0.04
MgO	1.59	1.64	9.12	9.06	9.01	8.92	9.05	9.11	9.33	9.20	7.94	7.99	0.77	0.94
NiO	—	—	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	—	—	0.01	0.01
CaO	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.03	0.13	0.10	0.08	0.08	0.16	0.17	0.13	0.10	0.15	0.19	0.33	0.33
K ₂ O	0.00	0.09	9.74	9.65	9.57	9.67	9.46	9.30	9.60	9.51	9.83	9.52	10.55	10.72
BaO	0.00	0.00	0.07	0.05	0.14	0.05	0.00	0.08	0.15	0.00	0.17	0.12	0.20	0.42
F	1.99	1.95									0.32	0.00		
Total	99.09	99.61	95.05	94.76	96.02	95.42	94.52	93.72	95.45	94.28	94.69	95.09	95.16	94.75

* Superprobe JXA -8600 (JEOL)

Laboratório de Microsonda e Microscopia (de varredura) eletrônicas do IG/USP

continuação

2.1 RESULTADOS ANALITICOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA *

	muscovita PD-57(D9)	biotita PD-57(D1)	biotita PD-57(D3)	biotita PD-57(D19)	biotita PD-57(D20)	biotita PD-57 (D21)	granada PD-57(D4)	granada PD-57(D6)	granada PD-57(D6)	granada PD-57(D17)	granada PD-57(D18)
	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso
SiO ₂	44.60	35.38	34.77	35.17	35.88	35.50	36.53	36.72	37.39	36.67	37.01
TiO ₂	0.82	2.29	2.42	1.45	1.21	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.33	18.92	18.68	19.49	21.08	20.30	20.99	20.79	21.06	20.69	21.14
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.12
FeO	2.24	20.76	20.57	21.44	19.85	20.35	29.74	32.51	32.45	30.03	32.12
MnO	0.08	0.28	0.20	0.33	0.25	0.27	7.80	5.24	5.81	6.93	3.89
MgO	1.07	7.55	7.80	7.17	6.69	6.77	1.89	2.40	2.33	2.01	3.01
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	1.53	1.63	1.64	1.67	1.63
Na ₂ O	0.22	0.08	0.07	0.03	0.11	0.10	0.10	0.02	0.00	0.00	0.11
K ₂ O	10.76	9.91	9.89	9.70	8.93	8.80	0.01	0.00	0.03	0.01	0.04
BaO	0.29	0.06	0.09	0.00	0.00	0.15	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00
F	0.03	0.23	0.09	0.24	0.04	0.06	0.00	0.14	0.06	0.13	0.00
Total	93.48	95.49	94.58	95.05	94.08	93.69	98.62	99.51	100.80	98.16	99.07

plagioclásio plagioclásio plagioclásio plagioclásio plagioclásio plagioclásio

	TR-362 (C3)	TR-362 (C-6)	TR-362 (C-7)	PD-57 (F1)	PD-57 (F2)	PD-57 (F3)
	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso	%peso
SiO ₂	58.76	60.22	59.35	60.03	59.45	60.08
Al ₂ O ₃	25.80	26.26	26.28	25.93	26.62	26.60
FeO	0.03	0.06	0.00	0.04	0.01	0.01
CaO	7.18	7.21	7.48	7.33	7.97	7.89
Na ₂ O	7.71	7.39	7.23	7.29	6.70	6.86
K ₂ O	0.17	0.23	0.17	0.13	0.22	0.23
BaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02
SrO	0.00	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02
Total	99.66	101.39	100.54	100.80	101.03	101.71

* Superprobe JXA 8600 (JEOL)

Laboratório de Microsonda e Microscopia (de varredura) eletrônicas do IG/USP

2.2 RESULTADOS ANALÍTICOS K-Ar EM BIOTITA *

Determ.	SPK	Nº Campo	Litologia	Mineral	% K	Erro (%)	Ar ⁴⁰ Rad * 10 ⁻⁶ (ccSTP/g)	Ar ⁴⁰ Atm %	Idade Ma.	Erro Ma. (1 σ)	Erro (%)	Localização	Referência
1	7458	TR- 4	GRN	Biotita	7.2459	0,5609	155.25	2.03	481.3	5.5	1.1	SP-123, km 43.3	NT
2	7459	TR- 9A	GRN	Biotita	7.4515	0,5000	158.80	4.31	479.0	5.4	1.1	SP-123, km 33.0	NT
3	7568	TR- 9B	GNS	Biotita	7.3636	1,6017	159.31	2.30	485.6	13.6	2.8	SP-123, km 33.0	NT
4	7567	TR- 12	XIST	Biotita	7.2883	0,5000	159.13	1.17	489.3	8.8	1.8	SP-123, km 31.5	NT
5	7543	TR- 17	GNS	Biotita	7.7083	0,8217	166.52	4.17	484.8	6.3	1.3	SP-123, km 25.0	NT
6	7579	TR- 86	GNS	Biotita	5.3996	1,2023	112.58	3.78	470.0	11.8	2.5	Fz. São Domingos	NT
7	7569	TR-100	GNS	Biotita	7.4770	0,5000	178.87	1.77	529.8	9.5	1.8	EFCJ, Par. V. Laurinda	NT
8	7491	TR-362	GNS	Biotita	7.5249	1,9774	179.70	1.77	529.3	11.7	2.2	Pedr. Anhanguera	NT
9	7462	TR-714	GRN	Biotita	6.9767	1,8660	154.93	2.78	496.9	10.8	2.2	SP-123, Km 39.5	NT

Abreviações

GRN = Granito
GNS = Gnaiss
XST = Xisto

SP-123 = Rodovia Estadual SP-123
EFCJ = Estrada de Ferro Campos do Jordão
NT = Neste trabalho

CONSTANTES RADIOMÉTRICAS

Método K-Ar

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{10} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Ar^{40}/Ar^{40})_{atm} = 295.5$$

$$K^{40}_{total} = 0.581 \times 10^{10} \text{ anos}^{-1}$$

$$K^{40} = 0.01167 \% K_{total}$$

2.3 RESULTADOS ANALÍTICOS U-Pb EM ZIRCÃO *

SPU	Nº Campo	Litologia	Fração Magnética	Concentrações		Razão $\text{Pb}^{204}/\text{Pb}^{208}$	Pb Radiogênico		Razões U/Pb		Idade 207/206	Localização	Ref.
				U (ppm)	Pb (ppm)		$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{208}$	$\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{206}$	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$			
104	TR-4	GRN	M (-3)	272.83	29.539	0.003582	0.0622182	0.182595	0.0990992	0.850137	681	SP-123, Km 43,3	NT
105	TR-4	GRN	M (-2)	315.69	32.713	0.002020	0.0606490	0.1704332	0.0968108	0.809560	627	SP-123, Km 43,3	NT
106	TR-4	GRN	M (-1)	331.55	34.277	0.003279	0.0610530	0.1935696	0.0939424	0.790805	641	SP-123, Km 43,3	NT
107	TR-4	GRN	M (0)	577.03	57.410	0.002174	0.0608214	0.1690703	0.0929763	0.779705	633	SP-123, Km 43,3	NT
109	TR-9	GRN	M (-1)	382.22	39.117	0.002173	0.0604321	0.1489869	0.0973947	0.811529	619	SP-123, Km 33,0	NT
110	TR-9	GRN	M (-2)	352.27	35.280	0.000854	0.6052210	0.1309552	0.0973820	0.812632	622	SP-123, Km 33,0	NT

Abreviações

GRN Granito
 NT Neste Trabalho
 SP-123 Rodovia Estadual SP-123

CONSTANTES RADIOMÉTRICAS

Método U-Pb

$$\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137.88$$

$$a_0 = (\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204})_T = 9.307$$

$$b_0 = (\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204})_T = 10.294$$

* Centro de Pesquisas Geocronológicas - CPGeo - IG/USP

LEGENDA

QUATERNARIO

COBERTURAS QUATERNARIAS

Qa Qct

a - Aluviões atuais e pre-atuais.
ct - Depósitos coluvionares e de talus.

CRETACEO SUPERIOR

MACICO DE PONTE NOVA

V KSpn V

Intrusivos maficos e ultramaficos. Piroxenitos e olivina-gabros

CAMBRO ORDOVICIANO

FORMACAO PICO DO ITAPEVA

€Omp
€OMc+ €OMg

ROCHAS MILONITICAS

€Om

Mp - Metassiltitos, meta-quartzito 'wakes' e metalonitos.
Mo - Meta-arenitos arcoseanos, conglomeraticos e microcong.
Mc - Metaconglomerados polimicticos com matriz matura, meta-arcoseana, granul. fina a media, e com seixos deformados de rochas granitoides, quartzitos e gnaisses.

Milonitos a ultramilonitos originados de rochas granitoides, calciossilicaticos, anfibolitos, biotita xistos, biotita gnaisses e quartzitos.

NEOPROTEROZOICO

ROCHAS GRANITOIDES

NPTsp NPTtb NPTmp

Tsp - GRANITOIDE SERRA PRETA: Biotita granitos (3a e 3b), porfiríticos (megacrístais centim. de felds. potássicos), mesocráticos, miloníticos e protomiloníticos.
Tst - SUITE SERRA DO TRABALHU: Biotita granitos (3a e 3b) equi a megacrístalares, localmente porfiríticos, mesocráticos, miloníticos e protomiloníticos.
Tmp - SUITE MORRO DA PIEDADE: Biotita granitos (3b) com muscovita e, por vezes, granada, equigranulares, com estruturas isotropas a nebulíticas.

MESO A NEOPROTEROZOICO

COMPLEXO EMBU

MNPeXG MNPeGb MNPeMg

XG - XISTOS E GNAISSES MIGMATIZADOS: Muscovita-biotita xistos c/granada e/ou sillmanita; biotita-oligoclase quartz xistos a biotita gnaisses tonalíticos e granodioríticos; granada-biotita gnaisses bandados; intercalações de quartzitos calcios-silicáticos, hornblenda gnaisses e anfibolitos. Localmente milonito gnaisses e xistos miloníticos.

Gb - GNAISSES BANDADOS: Biotita-gnaisses graníticos e granodioríticos porfirioclásticos, por vezes granatíferos, granada-biotita-quartzito gnaisses com sillmanita; sillmanita granada xistos; Milonito gnaisses e xistos miloníticos. Intercalações de biotita-hornblenda-granada gnaisses tonalíticos, biotita anfibolitos, anfibolitos, quartzitos secundários, muscovita-biotita quartzitos e rochas calciosilicáticas. Localmente ortogneisses graníticos (3b).

Mg - MIGMATITOS: Migmatitos estroniticos e 'schlieren'/nebulíticos, miloníticos com mesossoma de biotita xistos e gnaisses, por vezes com granada e/ou sillmanita, quartzitos calciosilicáticos e hornblenda gnaisses.

CONVENCOES

- Contato geológico definido
- Contato geológico aproximado
- Contato geológico transicional
- Falha definida/ provavel, quando tracejada.
- Zona de cisalhamento - ZC (B = Buquira) (J = Jundiuvira)
- Falha de empurrao
- Falha normal: (A = bloco alto), (B = bloco baixo)
- Antiforma normal
- Antiforma inclinada
- Antiforma inclinada com coamento
- Sinforma inclinada
- Atitude da foliacao metamorfica S₁ da foliacao das rochas granitoides; de S₀ (Fm.Pico Itapeva)
- Atitude da foliacao milonitica
- Lineacao de estratamento mineral direcional
- Lineacao de estratamento mineral frontal/obliqua
- Eixo de dobra com mergulho indicado
- Ponto descrito
- Ponto com amostra orientada
- Ponto com descricao petrografica
- Ponto com analise de 'petrofabric'
- Ponto com idade K-Ar (biotita)
- Ponto com datacao U-Pb (zircao)
- Ponto com analise termobarometrica
- Pedreira em atividade
- Pedreira abandonada
- Rodovia
- Rios e ribeiraoes

Instituto de Geociencias da Universidade de Sao Paulo
Programa Geocimico e Geotectonico

MAPA GEOLOGICO DA REGIAO DE SANTO ANTONIO DO PINHAL, SP

Autor: EDGARD SANTORO (Tese de Doutorado)

DESENHO DATA ESCALA
01 27/02/1998 1:50 000

BASE CARTOGRAFICA (1:50 000): Falha Tremembe (SF-23-Y-B-V-4) e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3), SP. IBGE, 1986.