**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA DO COMPLEXO EMBU NA REGIÃO ENTRE
SANTA ISABEL E BIRITIBA MIRIM, SP**

Mário Juiti Motidome

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

1992

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005239

GEOLOGIA DO COMPLEXO EMBU NA REGIÃO ENTRE
SANTA ISABEL E BIRITIBA - MIRIM, SP

Mário Juiti Motidome

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. G.R.Sadowski	
Examinadores:	Dr. P.C.Hackspacher	
	Dr. G.A.C.Campanha	

São Paulo
1992

*O que poderia ter sido é uma abstração
Que permanece, perpétua possibilidade,
Num mundo apenas de especulação.
O que poderia ter sido e o que foi
Convergem para um só fim, que é sempre presente.*

Burnt Norton
T. S. Eliot
Poesia, Trad. Ivan Junqueira

Esta dissertação é dedicada aos meus pais e avós

ÍNDICE

RESUMO.....	xiii
-------------	------

ABSTRACT.....	xv
---------------	----

AGRADECIMENTOS.....	xvii
---------------------	------

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do tema.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Localização e acessos.....	3
1.4. Aspectos Fisiográficos.....	5
1.5. Métodos e Materiais.....	8
1.5.1. Métodos.....	8
1.5.2. Terminologia Empregada.....	11
1.5.2.1. Nomenclatura Estratigráfica.....	12
1.5.2.2. Terminologia Estrutural.....	14
1.5.3. Materiais.....	16
1.5.3.1. Mapas.....	16
1.5.3.2. Fotos-aéreas.....	16

CAPÍTULO 2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DOS COMPLEXOS EMBU, SANTA ISABEL E RIO CAPIVARI

2.1. Complexos Embu e Pilar.....	19
2.1.1. Definição Original.....	19
2.1.2. Compartimentação e Litologias.....	19
2.1.3. Estratigrafia e Correlações.....	21
2.1.4. Metamorfismo.....	28
2.1.5. Magmatismo.....	31
2.1.6. Deformação.....	38
2.2. Complexo Santa Isabel.....	39
2.2.1. Definição Original.....	39
2.2.2. Compartimentação e Litologias.....	40
2.2.3. Estratigrafia e Correlações.....	41
2.2.4. Metamorfismo.....	42
2.2.5. Magmatismo.....	42
2.2.6. Deformação.....	43
2.3. Complexo Rio Capivari.....	43
2.3.1. Definição Original.....	43
2.3.2. Compartimentação e Litologias.....	44
2.3.3. Estratigrafia e Correlações.....	45
2.3.4. Metamorfismo.....	45
2.3.5. Magmatismo.....	45
2.3.6. Deformação.....	46

2.4. Quadro Geocronológico.....	46
2.4.1. Complexos Embu e Pilar.....	46
2.4.2. Granito intrusivos nos Complexos Embu e Pilar.....	49
2.4.3. Complexo Santa Isabel.....	49
2.4.4. Núcleos mais Antigos.....	51
2.4.5. Síntese Geocronológica.....	52
2.4.5.1. Complexo Embu.....	54
2.4.5.2. Complexo Pilar.....	54
2.4.5.3. Complexo Rio Capivari.....	55

CAPÍTULO 3. GEOLOGIA LOCAL

3.1. COBERTURAS E SEDIMENTOS CENOZÓICOS.....	56
3.1.1. Coberturas Quaternárias.....	57
3.1.1.1. Depósitos Aluviais.....	57
3.1.1.2. Coberturas coluvionares.....	58
3.1.2. Sedimentos da Bacia de Taubaté.....	58
3.2. LITOLOGIAS PRE-CAMBRIANAS.....	62
3.2.1. Domínio do Complexo Rio Capivari.....	63
3.2.1.1. anfibólio biotita gnaiss porfiróide.....	63
3.2.1.2. biotita gnaiss homogêneo.....	65

3.2.2. Domínio do Complexo Pilar.....	66
3.2.2.1. biotita muscovita xisto.....	66
3.2.2.2. rochas cálcio-silicáticas.....	68
3.2.2.3. biotita gnaisse.....	69
3.2.3. Domínio do Complexo Embu.....	69
3.2.3.1. gnaisses bandados.....	70
3.2.3.2. quartzito.....	71
3.2.3.3. gnaisse diorítico e rochas cálcio-silicáticas...	72
3.2.3.4. sillimanita granada biotita xisto.....	73
3.2.3.5. migmatitos.....	74
3.2.3.6. gnaisse microporfiróide.....	74
3.2.3.7. biotita gnaisse.....	75
3.2.4. Granitóides.....	76
3.2.4.1. Intrusivos no Complexo Pilar.....	76
3.2.4.1.1. Granito Itapeti.....	76
3.2.4.1.2. Granito Mogi das Cruzes.....	78
3.2.2.1.3. Granito Sabaúna.....	79
3.2.4.1.4. Granito Santa Catarina.....	81
3.2.4.1.5. Granito Bairro dos Nogueiras.....	82

3.2.4.2. Intrusivos no Complexo Embu.....	85
3.2.4.2.1. Hb biotita Qzo Monzonito Santa Isabel.....	85
3.2.4.2.2. Biotita granodiorito Geremuniz.....	87
3.2.4.2.3. (Hb) biotita granito Parateí.....	88
3.2.4.2.4. (Gran) Bio Musc Granito Jaguari.....	89
3.2.4.2.5. Biotita granito Arujá.....	89
3.3. ROCHAS MILONITICAS.....	91
3.3.1. Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari.....	91
3.3.2. Zona de Cisalhamento de Guararema.....	93
3.3.3. Zona de Cisalhamento de Cubatão.....	95

CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA

4.1. Justificativa do Emprego de Análises Químicas.....	96
4.2. Rochas Analisadas.....	97
4.3. Caracterização das Rochas.....	99
4.3.1. Diagrama TAS.....	102
4.3.2. Diagrama Q'-ANOR.....	102
4.3.3. Diagrama R1 - R2.....	105
4.3.4. Conclusões Parciais.....	107
4.4. Contrastes Químicos entre os tipos de granitóides; possíveis implicações tectônicas	
4.4.1. Caracterização de Contrastes Químicos.....	109
4.4.2. Possíveis Implicações Tectônicas.....	119

CAPÍTULO 5. METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. Metamorfismo.....	128
5.1.1. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Embu.....	129
5.1.2. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Pilar.....	132
5.1.3. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Rio Capivari.....	135
5.1.4. Condições de Metamorfismo.....	135
5.1.4.1. Condições de Metamorfismo dos Complexos Embu e Pilar.....	136
5.1.4.2. Condições de Metamorfismo do Complexo Rio Capivari.....	138
5.2. Geologia Estrutural.....	140
5.2.1. Deformação no Complexo Embu.....	141
5.2.2. Deformação no Complexo Pilar.....	147
5.2.3. Deformação no Complexo Rio Capivari.....	150
5.2.4. Análise da colocação de rochas granitóides frente as fases de deformação.....	151
5.2.4.1. Complexo Embu.....	151
5.2.4.2. Complexo Pilar.....	152
5.2.5. Zonas de Cisalhamento.....	152
5.2.6. Análise da Macroestrutura e Especulações tectônicas.....	154

<u>CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</u>	157
---	-----

<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</u>	160
--	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Principais acessos e centros urbanos.....	4
1.2. Articulação das folhas topográficas 1:50.000.....	17
2.1. Distribuição das unidades litoestratigráficas no Estado de São Paulo.....	20
2.2. Principais falhamentos transcorrentes da porção paulista do Escudo Atlântico.....	22
2.3. Colunas estratigráficas propostas (Hasui et al. 1976) para o Complexo Embu (nos 3,4,5 e 6).....	24
2.4. Distribuição da Formação Perau e unidade correlativa, Complexo Pilar.....	29
2.5. Distribuição de granitóides sin-tectônicos no estado de São Paulo.....	32
2.6. Corpos de granitóides no leste do estado de São Paulo....	33
2.7. Tipos granitóides distintos nos Complexos Embu e Pilar...	36
2.8. Mapa de distribuição do Complexo Santa Isabel.....	40
2.9. Seção no Complexo Santa Isabel.....	41
2.10. Diagrama isocrônico Rb-Sr para metabasito da Formação Perau, correlativa ao Complexo Pilar.....	47
2.11. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Xisto Santa Rita.....	47
2.12. Diagrama isocrônico Rb-Sr para ardósias da Formação Perau.....	48
2.13. Diagrama isocrônico Rb-Sr para xistos da Formação Setuva.....	48
2.14. Diagrama isocrônico Rb-Sr para gnaisses blastomiloníticos da Santa Isabel.....	50
2.15. Diagrama Concórdia para zircões do gnaisse blastomilonítico de Santa Isabel.....	50

2.16. Diagrama isocrônico Rb-Sr para paleossomas de migmatitos do núcleo do Complexo Rio Capivari, a sul de São José dos Campos.....	51
2.17. Diagrama isocrônico Rb-Sr para leucossomas migmatíticos do núcleo do Complexo Rio Capivari, a sul de São José dos Campos.....	52
3.1. Coluna estratigráfica composta de sedimentos da Bacia de Taubaté.....	60
4.1. Diagrama TOTAL de ÁLCALIS X SÍLICA.....	103
4.2. Diagrama Q'ANOR para as rochas analisadas.....	104
4.3. Diagrama R1-R2 (De La Roche et al. 1980).....	106
4.4. Diagramas de Harker para as rochas analisadas.....	110
4.5 Diagrama de variação Estrôncio-Rubídio.....	112
4.6. Diagrama de variação Estrôncio-Bário.....	112
4.7. Diagrama de variação Estrôncio-Zircônio.....	113
4.8. Diagrama de variação Bário-Zircônio.....	114
4.9. Diagrama de variação Nióbio-Zircônio.....	115
4.10. Diagrama razão Zr/Ba contra razão Sr/Ba.....	116
4.11. Padrão de Elementos Terras Raras de amostra de granito tipo Arujá e provável tipo Santa Isabel.....	117
4.12. Análises de ETR normalizadas por condrito, segundo Thompson et al. (1982). Granito tipo Arujá e provável Quartzo-Monzonito tipo Santa Isabel.....	119
4.13. Diagrama de Brown (1982).....	121
4.14. Diagrama AFM para as rochas analisadas.....	122
4.15. Diagrama SiO ₂ X FeO/(FeO+MgO) separando campos orogênicos (CA) e não orogênicos (TH).....	123
4.16. Diagrama R1-R2 adaptado para discriminação de ambientes tectônicos.....	124

4.17. Diagrama de Discriminação de Ambientes Tectônicos YXNb.....	125
4.18. Diagrama de Discriminação de Ambientes Tectônicos (Y+Nb)XRb.....	126
5.1. Diagrama AFM com paragêneses do Complexo Embu.....	131
5.2. Diagrama AFM com paragêneses do Complexo Pilar.....	133
5.3. Estereograma de dobra D ₃ com foliação S ₃ empinada e S ₂ recumbente.....	142
5.4. Estereograma de dobra D ₃ em nível quartzo-felspático....	144
5.5. Estereograma de dobra D ₃	145
5.6. Estereograma de foliações S ₂ do Complexo Embu.....	146
5.7. Estereograma de lineações associadas a F ₃ , Cl. Embu.....	146
5.8. Estereograma da foliação S ₂ no Complexo Pilar.....	148
5.9. Estereograma de lineações associadas a F ₃ , Cl Pilar.....	148
5.10. Estereograma de dobra F ₃ decimétrica.....	149
5.11. Estereograma de dobra F ₃ decimétrica (Ponto 412).....	149
5.12. Estereograma da foliação milonítica ZCG.....	153
5.13. Estereograma da foliação milonítica ZCRJ.....	154

ÍNDICE DE TABELAS

2.1. Características do Complexo Rio Capivari e unidades do Complexo Embu.....	25
2.2. Características gerais dos granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Pilar do Sul/Piedade, SP.....	37
2.3 Quadro Geocronológico dos Complexos Rio Capivari, Pilar e Embu.....	53
3.1. Quadro resumo das características dos granitóides no Complexo Pilar.....	84
3.2. Quadro resumo das características do granitóides no Complexo Embu.....	84
4.1. Localização das amostras com análises geoquímicas.....	98
4.2. Análises químicas de qzo-monzonito e granodiorito.....	100
4.3. Análises químicas do Granito Equigranular.....	101
4.4. Nomenclatura das rochas analisadas baseada em dados químicos.....	108
4.5. Análises de Elementos Terras Raras.....	117
5.1. Relação entre metamorfismo e deformação.(Pilar).....	134
5.2. Relação entre metamorfismo e deformação.(Embu).....	134

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1.1. Vista geral da morfologia da área.....	6
Fotografia 3.1. Porfiroclastos rotacionados ZCG.....	94

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 3.1. Microdobra F ₂ afetando S ₁ (Pilar).....	67
Fotomicrografia 3.2. Granada, biotita, sillimanita na unidade de sillimanita xisto (Embu).....	73
Fotomicrografia 3.3. Abundância de allanita, titanita e opacos no Granito Arujá.....	90
Fotomicrografia 3.4. "Mica-fish" indicando movimentação dextral, ZC Rio Jaguari.....	93
Fotomicrografia 5.1.: Grumo de fibrolita e sillimanita contido na foliação (S ₂).....	130
Fotomicrografia 5.2.: . "Agulhas" de fibrolita desenhando arcos poligonais (S ₁ dobrada).....	130
Fotomicrografia 5.3. : Clivagem de crenulação diferenciada (S ₃) em biotita quartzo xisto com pequenas dobras (D ₂) de uma foliação anterior (S ₁).....	133

APÊNDICES

Apêndice 1 - Mapa Geológico

Apêndice 2 - Seção Geológica

Apêndice 3 - Análises químicas de amostra de controle

RESUMO

O mapeamento de uma faixa de 38 X 18 km entre Santa Isabel e Biritiba Mirim (centro-leste de São Paulo) permitiu o reconhecimento dos Complexos Rio Capivari, Pilar e Embu, limitados entre a Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (Falha de Jaguari/Monteiro Lobato) e a Zona de Cisalhamento de Cubatão.

A Zona de Cisalhamento de Guararema divide esta área em dois grandes blocos, ao norte localizam-se os Complexos Rio Capivari e Embu, e ao sul o Complexo Pilar.

O Complexo Rio Capivari é constituído por hornblenda biotita gnaisses de composição tonalítica, de estrutura centimetricamente bandada a homogênea. Encontra-se migmatizado por leucossomas brancos de composição trondhjemitica com anfibólio, e leucossomas rosados de composição granítica, com e sem anfibólio.

Este conjunto, embora de idade do Proterozóico Inferior/Arqueano, mostra igual número de fases de deformação que as sequências supracrustais dos Complexos Pilar e Embu.

O Complexo Pilar é constituído essencialmente por metassedimentos pelíticos e pelito-psamíticos, além de rochas cálcio-silicáticas e possíveis ortognaisses de composição granodiorítica. A rocha volumetricamente mais importante corresponde a muscovita biotita xisto, e subordinadamente granada biotita xisto.

O Complexo Pilar apresenta cerca de quatro fases de deformação sendo as três primeiras sin-xistosas. A foliação principal (S₂) é marcada por achatamento de grãos de quartzo e principalmente pela orientação de micas. O metamorfismo principal ocorreu em condições de facies xisto verde, zona da granada a biotita, embora regionalmente sejam relatadas cianita e estauroлита.

Rochas granitóides associadas ao Complexo Pilar são biotita granitos porfiróides (Granitos Itapeti e Santa Catarina) e granitos a duas micas (Granitos Mogi das Cruzes e Sabaúna, eventual portador de granada).

Um terceiro tipo de granito que ocorre na área do Complexo Pilar e espacialmente associado à Zona de Cisalhamento de Guararema corresponde a turmalina leucogranitos brancos designados de Bairro dos Nogueiras, que formam pequenos corpos alongados.

Foram individualizadas cerca de sete unidades de mapeamento no Complexo Embu, constituído basicamente por prováveis biotita ortognaisses microporfiróides e biotita gnaisses aluminosos/xistos. Estas unidades foram tentativamente empilhadas segundo a principal superfície tectônica, a xistosidade Sz.

Apresenta quatro fases de deformação, as três primeiras sin-xistosas. As duas primeiras foliações geraram-se em facies anfibolito alto marcada pela formação de sillimanita e feldspato potássico. A terceira fase de deformação caracteriza-se por recristalização de biotita.

Rochas granitóides intrusivas no Complexo Embu foram separadas em cinco tipos. Três destes foram analisadas quimicamente e apresentaram composições quartzo-monzoníticas, granodioríticas e graníticas. Elementos Terras Raras indicam fontes magmáticas distintas para os três tipos de granitóides.

A história metamórfica e a associação de rochas granitóides distintas dos Complexos Pilar e Embu, sugerem que estes complexos não sejam correspondentes, embora estruturalmente semelhantes. Dados geocronológicos disponíveis indicam idades do Proterozóico Médio para a sedimentação do Complexo Pilar e metamorfismo principal a cerca de 750 Ma.

Embora carecendo de melhor caracterização geocronológica, o Complexo Embu apresenta idades limitadas ao Proterozóico Superior e o evento metamórfico principal é algo mais jovem (730 Ma) que o do Complexo Pilar.

ABSTRACT

Geological mapping of an area between Santa Isabel and Biritiba-Mirim (East of São Paulo State), measuring 38 X 18 km, bounded to the North by Rio Jaguari Shear Zone and to the South by Cubatão Shear Zone, showed the occurrence of Rio Capivari, Pilar and Embu Complexes.

Guararema Shear Zone which runs approximately East-West divides that area in two, in the Northern part crop out rocks of Rio Capivari and Embu Complexes, and in the Southern portion rocks of Pilar Complex.

Rio Capivari Complex consists of hornblende biotite gneiss of tonalitic composition, of banded to homogeneous structure. It is cut by three kinds of leucosome, hornblende bearing trondhjemitic white leucosome and granitic (with or without hornblende) pinkish leucosomes.

This complex of Lower Proterozoic/Archean age, shows same deformation phases of the supracrustal rocks from Pilar and Embu complexes. Metamorphism responsible of migmatization took place possibly slightly above conditions of ordinary regional metamorphism.

Pilar Complex contains three mapping units. It mainly consists of pelitic to psamo-pelitic metasediments, but also calc-silicate rocks and granodioritic gneisses of probable igneous origin. Most important rocks are muscovite biotite schists and garnet biotite schists.

Pilar Complex shows four phases of folding, the last one has not generated an axial plane foliation. Main foliation is linked to the second phase and is characterized by flattening of quartz grains and the orientation of micaceous minerals. The sequence went through greenschist facies metamorphism, biotite to garnet zones, although regionally staurolite and kyanite have been reported.

Granitic rocks intruding Pilar Complex are porphyritic biotite granites (Itapeti and Santa Catarina granites) and two-mica granites (Mogi das Cruzes and Sabauna, the last one a garnet bearing granite). A third kind of granite which is

spatially related to the Guararema Shear Zone is a white tourmaline leucogranite named Bairro dos Nogueiras.

Seven lithological units have been defined in the Embu Complex, which consists of microporphyritic biotite orthogneiss and alumina-rich gneisses and schists. A tentative column of those units is based on the most pervasive structure S2.

Four folding phases were recognized, the first two have generated a schistosity, which developed under upper amphibolitic facies (second isograd of sillimanite) and the third one under greenschist facies conditions.

Granitic rocks (s.l.) were separated into five types of granitoids. Three types were geochemically analysed and showed quartz-monzonitic, granodioritic and granitic compositions. Rare Earth Elements (REE) indicates three different magma sources.

Metamorphic history and different igneous association suggest that Embu and Pilar Complexes are not similar, although show a very close structural history. Available geochronological data suggests a Middle Proterozoic age to the sedimentation of Pilar metasediments and main metamorphic event around 750 Ma. Although lacking better geochronological characterization Embu Complex suggests Upper Proterozoic ages, with main metamorphic event slightly younger (ca. 730 Ma) than Pilar Complex.

AGRADECIMENTOS

A realização da presente dissertação foi possível graças ao auxílio, encorajamento e compreensão de muitas pessoas e instituições, a quem dirijo sinceros agradecimentos.

Ao Professor Doutor Georg Robert Sadowski pela paciente orientação e estímulo na vida acadêmica e profissional ao longo de tantos anos.

Agradeço de forma muito especial aos "em-breve-doutores" e amigos Antônio Carlos B. C. Vasconcellos e Professor Valdecir de Assis Janasi, cujas críticas, sugestões e acompanhamento aos trabalhos de campo deram outra dimensão à dissertação.

Valiosas e oportunas sugestões vieram dos Professores Sílvio R. F. Vlach, Gergely A. J. Szabó e Caetano Juliani, bem como dos colegas de Pós-Graduação, João Paulo B. C. Vasconcellos, Mônica M. Perrotta, Amélia João Fernandes e Ginaldo A. C. Campanha.

Ao Professor Doutor Mário C. H. Figueiredo pela franquia a execução de parte das análises químicas, através do Convênio FINEP-IGUSP, Processo 43.89.0256.00.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por concessão de verba para pesquisa (Processo 404043/85 GL em nome de Dr. Georg Robert Sadowski), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) Processo no. 86/2772-1 e à CAPES por concessão de bolsa de pesquisa.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que me acolheu como aluno de Graduação e Pós-Graduação, e em especial à Dna. Ruth Martins dos Santos por introduzir-me aos "segredos" da Biblioteca, ao Sr. Cláudio Hopp e equipe pela confecção de lâminas petrográficas, ao Sr. Dalton Machado pelos serviços da seção gráfica, e à Sra. Sônia Gomes Costa Vieira pelos serviços de reprografia.

Aos Professores Doutores Victor F. B. de Mello e Luiz Guilherme F. S. de Mello, pelos ensinamentos na vida profissional que se mostraram igualmente importantes na vida acadêmica.

A Ademir Gonçalves, Aírton Grigollete e José Arnaldo Pereira, pela confecção de parte dos desenhos.

E fugindo do rigor e formalidade do discurso de dissertação, desejo agradecer ao apoio e carinho dos amigos Marcelo de Souza, Luís Sérgio A. Kaimoto, Antônio Carlos Sobral, Adalberto da Silva, Maria Cristina Coelho, Lúcio Shibasaki, Sandra C. B. Sampaio, Luís Rogério Martinatti, Ely Uemura, aos irmãos Márcio, Marise e Marilde, e aos amigos que porventura não tenha nomeado.

Agradecimentos mais que especiais são devidos à Ana Cristina Pasini da Costa , que tolerou este "non sense" por tantos anos.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA

Integrando os conhecimentos obtidos em suas respectivas áreas de tese, Hasui & Sadowski (1976) sumarizam o conhecimento geológico das regiões a leste e a sul da cidade de São Paulo.

Admitem para esta região, além das rochas do grupo São Roque, a existência de duas unidades litoestratigráficas, que designam de Complexos Embu e Pilar, equivalentes em São Paulo ao grupo Açungui, originalmente definido no estado do Paraná (Oliveira 1916; apud Baptista et al. 1984). A primeira destas seria de natureza migmatítica e a segunda de natureza ectinitica, ambas com idade brasileira. Abordagem semelhante é estendida por Hasui et al. (1978) para a região do vale do rio Paraíba do Sul.

Campos Neto & Basei (1983), trabalhando a nordeste da capital, definem o Complexo Santa Isabel constituído por biotita gnaisses bandados e blastomilonitos gnaisses facoidais, de idade pré-brasileira, intensamente deformados e apresentando transporte para Noroeste, cavalgando os terrenos atribuíveis ao Grupo São Roque. A área de domínio de tal complexo é atribuída pelo Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi et al. 1981) ao Complexo Embu.

Selecionou-se assim uma área de mapeamento em que aflorassem as três unidades citadas, Complexos Santa Isabel, Pilar e Embu, e que possibilitasse uma melhor caracterização de cada um destes complexos, contribuindo para o entendimento da evolução da faixa de dobramentos do sudeste.

1.2. OBJETIVOS

Como objetivo mais geral da dissertação destaca-se o conhecimento geológico mais detalhado da área selecionada com o intuito de favorecer e subsidiar a resolução de alguns problemas específicos de importância para a geologia do estado.

Um destes problemas é a melhor caracterização dos litotipos e da evolução geológica através de mapeamento geológico em escala 1:50.000 da área compreendida entre os trabalhos de Hasui & Sadowski (1976) e de Campos Neto & Basei (1983).

Especificamente busca-se melhor definir o Complexo Santa Isabel, em termos de conteúdo litológico, evolução estrutural, estratigrafia, e metamorfismo.

Propõe-se também analisar e comparar entre si os Complexos Pilar e Embu presentes na área de pesquisa, caracterizando-os do ponto de vista do conteúdo litológico, da estratigrafia, e da evolução estrutural e metamórfica, buscando ainda diferenças ou convergências com o Complexo Santa Isabel.

As falhas e os granitos constituem-se em outros objetos da investigação. Nas falhas, responsáveis pela compartimentação da região em blocos, busca-se caracterizar o traçado e a movimentação das mesmas.

Quanto aos granitos, procura-se caracterizar seus limites e as distintas fácies presentes. A caracterização geoquímica dos granitóides intrusivos no Complexo Embu não era objetivo da dissertação, todavia com o decorrer dos trabalhos, face à dificuldade de melhor caracterizar as rochas ígneas associadas ao referido complexo, tal atividade mostrou-se necessária.

O estudo dos sedimentos das bacias de São Paulo e Taubaté é escopo subsidiário da dissertação, tratado com menor nível de detalhe em relação às rochas pré-cambrianas.

Durante o desenvolvimento das atividades de pesquisa foi constatada a ocorrência de núcleo de rochas mais antigas designado informalmente de Conjunto Inferior (Motidome, 1989), não assinalado em trabalhos anteriores. Tal núcleo foi correlacionado àquelas unidades (Embasamento do Complexo Embu) datadas por Babinski (1988) e Tassinari (1988) como do limite Arqueano/ Proterozóico Inferior e mais tarde formalizadas, em área contígua, por Fernandes (1991 b) como Complexo Rio Capivari. A análise e caracterização dos aspectos litológico, estrutural e metamórfico do referido núcleo, correlativo ao Complexo Rio Capivari é também parte dos objetivos da dissertação.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de pesquisa não se enquadra em uma folha topográfica 1:50.000 convencional. Constitui-se em uma faixa alongada de 38 X 18 quilômetros de direção N40W, aproximadamente perpendicular às estruturas regionais. A linha longitudinal média da área de pesquisa é aproximadamente a linha que une as cidades de Santa Isabel e Biritiba Mirim, sendo lateralmente limitada pelas cidades de Mogi das Cruzes e Guararema.

Geologicamente o limite noroeste coincide "grosso modo" com o traço da falha de Jaguari/Monteiro Lobato e o limite sudeste coincide com a falha de Cubatão. Esta faixa abriga rochas anteriormente conhecidas como Complexos Santa Isabel, Embu e Pilar, em perfil, no sentido noroeste-sudeste.

Um esboço da área de pesquisa, principais centros urbanos e vias de acesso mais importantes pode ser observado na Figura 1.1, abaixo.

Figura 1.1.- PRINCIPAIS ACESSOS E CENTROS URBANOS

1.4. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

Dentro da grande divisão de províncias geomorfológicas do estado de São Paulo, proposta por Almeida (1964) e retomada por Ponçano et al. (1981), a área da presente dissertação localiza-se no Planalto Atlântico. Esta província caracteriza-se por uma região de relevo elevado dominado por rochas cristalinas (Pré-cambrianas), situado entre a Província Geomorfológica da Planície Costeira (região cuja drenagem dirige-se diretamente para o oceano) e a Província Geomorfológica da Depressão Periférica, região de relevo deprimido entre as "Cuestas Basálticas" e os morros do Planalto Atlântico.

Na conceituação de Ponçano et al. (1981), as províncias geomorfológicas são subdivididas em zonas e subzonas. A área de pesquisa pertence às zonas do Médio Vale do Paraíba (subzona dos Morros Cristalinos e Colinas Sedimentares) e do Planalto de Paraitinga (subzona da serra Natividade - Quebra-Cangalha).

A subzona dos Morros Cristalinos (Ponçano et al. 1981), corresponderia aos terrenos do Complexo Embu, caracterizando-se por relevo de morros paralelos, dominado por declividades acima de 15% e amplitudes locais entre 100 a 300m. Os topos são arredondados, com vertentes de perfil retilíneo a convexo. A drenagem apresenta densidade alta e padrão em treliça.

A subzona da Serrania Natividade - Quebra-Cangalha (Ponçano et al. 1981), que corresponderia às elevações sustentadas pelos corpos graníticos intrusivos no Complexo Pilar, tem feições semelhantes àquela anterior, porém com vertentes localmente abruptas e serras restritas (amplitudes maiores que 300m).

A subzona das Colinas Sedimentares (Ponçano et al. 1981), que corresponderia aos terrenos dos sedimentos da Bacia de Taubaté, caracteriza-se por relevo colinoso, com declividades inferiores a 15% e amplitudes inferiores a 100m. As colinas possuem topos aplainados e arredondados, vertentes com ravinas e drenagem de baixa densidade com vales abertos.

A atividade de campo permitiu discernir feições morfológicas contrastadas, principalmente na primeira subzona descrita.

A Fotografia 1.1, abaixo, obtida a partir da Serra do Itapeti, sustentada pelo granito homônimo e localizada no sul da área de pesquisa, retrata tal fato.

Fotografia 1.1. Vista da morfologia da área de pesquisa, foto tomada na Serra do Itapeti, voltada para N/NW.

A Serra do Itapeti, bem como as elevações sustentadas pelos granitos Sabaúna e Santa Catarina, correspondem às descrições da subzona da Serrania Natividade - Quebra-Cangalha. Caracterizam-se por relevo elevado, com altitudes de 1000 a 1100 m para o Itapeti, 800 a 850 m para o granito Sabaúna e 850 a 900 m para o granito Santa Catarina, na área de pesquisa, pois na região de Santa Branca o granito sustenta relevo acima de 1000 m de altitude.

Forte quebra da topografia (Q) marca o contato do granito Itapeti com os metassedimentos do Complexo Pilar, que

correspondem ao domínio de morros com topos arredondados mencionado na subzona dos Morros Cristalinos (Ponçano et al. 1981), nivelados entre 650 e 700 m de altitude, com topos a 750m.

A região mais deprimida, corresponde aos domínios dos sedimentos da Bacia de Taubaté, nivelados em torno de 630-650 m e limitados, "grosso modo", por duas feições morfológicas importantes. A norte, o limite se dá pela escarpa que marca a falha do rio Parateí e a sul, pela serra sustentada por quartzitos e gnaisses quartzosos. Esta serra linear, cujas cimeiras acham-se niveladas a 750-800 m de altitude, pode ser parcialmente observada no lado direito da Fotografia 1.1. (assinalada com Qz).

Dentro dessa subzona, ocorrem ainda planícies aluviais que se desenvolveram com maior expressão ao longo da borda norte dos terrenos sedimentares da Bacia de Taubaté. Tais planícies correspondem a drenagens atuais, como o rio Parateí e seus tributários, que mostram paralelismo marcante e forte assimetria com o curso mais longo com rumo norte/nordeste. Essas drenagens situam-se nos patamares mais baixos da área, a 620-630 m de altitude (vide Apêndice 2 - Seção Geológica).

A maior elevação ao fundo da foto (assinalada com PB), corresponde à Serra da Pedra Branca e à Serra do Itaberaba, já fora da área de pesquisa, atingindo cerca de 1300 m de altitude. A sua frente, encontram-se elevações sustentadas por quartzomonzonitos e granodioritos da região de Santa Isabel. Diferentemente dos terrenos ocupados pelo Complexo Embu, esses terrenos caracterizam-se por sustentar relevos elevados (nivelados por volta de 800m), e vertentes com forte declividade.

A região sul da área da dissertação é dominada por uma ampla planície aluvial, que corresponde aos leitos e várzeas dos rios Paraitinga e Tietê, que correm próximos aos contatos dos metassedimentos com os granitos Itapeti, Sabaúna e Santa Catarina. Os terrenos dominados por metassedimentos, na região de Mogi das Cruzes, a sul do rio Tietê, mostram a dominância de relevo peculiar com morrotes baixos de topos arredondados, nivelados por volta de 800 m de altitude.

Na área de estudo ocorrem ainda duas feições morfológicas que merecem ser destacadas, embora não tenham sido objeto de

análise da dissertação: a Soleira de Arujá e o "Cotovelo" do rio Paraíba em Guararema. A idade e possível vinculação entre essas estruturas ainda não foram definidas.

A soleira de Arujá teria sido um alto ativo do embasamento, que separaria as Bacias de São Paulo e de Taubaté durante a deposição dos sedimentos, segundo Melo et al. (1986).

Riccomini & Coimbra (1992), entretanto, apontam como prova inequívoca da ligação pretérita entre as Bacias de Taubaté e São Paulo, a presença de sedimentos sobre a região da soleira de Arujá. Tal fato implica que o soerguimento desta área ocorreu posteriormente à deposição dos sedimentos.

O "Cotovelo" de Guararema consiste em uma brusca inflexão no rumo do rio Paraíba do Sul. A montante de Guararema, o rio corre no sentido de sudoeste e à jusante, corre para nordeste. Esta estrutura foi apontada por Ab'Saber (1957) como um dos mais belos exemplos de captura de uma drenagem. Considera portanto que a erosão remontante do rio Paraíba do Sul tenha capturado a drenagem que se dirigia para sudoeste. Melo et al. (1986) apontam a ocorrência de falhas recentes na área desta estrutura, mostrando alternativas à hipótese de simples captura.

1.5. MÉTODOS E MATERIAIS

1.5.1. Métodos

Os métodos utilizados para a realização das investigações são aqueles usualmente empregados em cartografia geológica de áreas Pré Cambrianas com histórias deformacional, metamórfica e magmática complexas.

A fase inicial dos trabalhos foi marcada pela revisão bibliográfica para familiarização com a geologia local e regional. Tal fase foi seguida pela execução de perfis de reconhecimento sempre que possível transversais às estruturas regionais, onde foram caracterizados os conjuntos

litoestratigráficos maiores e os principais limites estruturais da área. Durante esta fase procedeu-se a foto-interpretação inicial de forma a restituir as menores drenagens, bem como definir domínios homogêneos de feições foto-geológicas tais como cor e textura além de feições lineares.

A fase seguinte foi caracterizada pela execução de mapeamento geológico sistemático. Nesta fase procurou-se cartografar as diferentes unidades litoestratigráficas segundo seus conteúdos litológicos, além de definir as relações espaciais e metamórficas entre as referidas unidades. A descontinuidade de afloramentos ou a ocorrência de litologias não passíveis de representação (e.g. por problema de escala) obriga a reunião de litologias diversas em unidades de mapeamento. Durante esta fase a coleta de amostras e posterior laminação permitiu a execução de trabalhos petrográficos.

Nos intervalos das jornadas de campo trabalhos de foto-interpretação possibilitaram o aperfeiçoamento das primeiras versões do mapa geológico. O aperfeiçoamento do mapa direcionou a seleção de novas amostras de rocha que resultaram em novos estudos petrográficos.

Este processo interativo permitiu o "fechamento" do mapa geológico. Jornadas de campo derradeiras possibilitaram a aferição de alguns contatos litológicos e permitiram a coleta adicional de dados para interpretação da estrutura da área.

Os estudos petrográficos foram realizados em cerca de 125 amostras, pertencentes às unidades atribuídas ao Complexo Rio Capivari (provável Embasamento), Complexo Embu e do Complexo Pilar. As amostras de rochas de textura lepidoblásticas e/ou lepidogranoblásticas mostraram-se mais suscetíveis à alteração superficial, requerendo impregnação. Tal técnica consiste em cortar uma "fatia de rocha" maior que a usual e, sob aquecimento, impregná-la com Araldite diluído em acetona para diminuição da viscosidade do polímero. A utilização de tal técnica permitiu aumentar a abrangência da análise do metamorfismo e principalmente tornou viável o emprego da importante ferramenta da microtectônica em rochas com elevado grau de alteração.

As análises petrográficas foram executadas em microscópios de luz transmitida de marcas Zeiss e Leitz do Laboratório de Óptica mantido pelo Departamento de Mineralogia e

Petrologia-IGUSP. Nestas análises procurou-se caracterizar a mineralogia, a textura e as diversas relações entre a mineralogia e a(s) estrutura(s) presente(s) em cada lâmina. Tais relações buscam elucidar a sequência de eventos de metamorfismo e deformação registrados nas lâminas (Bard, 1986; Trouw, 1988).

Nas amostras dos granitos intrusivos no Complexo Pilar realizou-se análises modais com auxílio de "vernier" e contador de pontos. O espaçamento do "vernier" foi definido de acordo com a granulação de cada amostra, conforme metodologia apresentada por Chayes (1949).

Para melhor caracterizar os granitóides presentes no Complexo Santa Isabel (de Campos Neto & Basei, 1983) realizaram-se análises químicas naquelas rochas. Nos quartzo-monzonitos tipo Santa Isabel foram realizadas cerca de duas análises, duas análises nos granodioritos Geremuniz e mais quatro análises foram executadas em granitos finos Arujá associados aos quartzo-monzonitos. As análises químicas foram realizadas na Geosol Ltda. em Belo Horizonte, MG sob coordenação do Prof. C.V. Dutra.

Foram analisados os elementos maiores e menores (Si, Al, Ti, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Ca, Mg, K, Na, P), alguns elementos traços (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Ni, Cr, F, S), além de H_2O e CO_2 . Uma amostra de biotita granito Arujá associado ao quartzo-monzonito tipo Santa Isabel foi analisada para Elementos Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu).

Os métodos empregados foram: fluorescência de raio X, com fusão da amostra com tetraborato de lítio para análise de Si, Al, Ti, Ca e Fe total, com erro informado em 2%; fluorescência de Raio X com pó prensado para análise de P e Zr com erro de 5%; absorção atômica para análise de Mn, Na, K e Mg com erro de 2%; espectrografia ótica para análise de Nb, Y com erro de 10% e, finalmente, titulação com permanganato de potássio para análise de Fe^{2+} . Os Elementos Terras Raras foram analisados por meio de Plasma de Indução Acoplada (ICP) com erro estimado entre 5 a 10%.

Como parâmetro adicional de aferição da confiabilidade das análises, no mesmo lote foi incluída uma amostra padrão fornecida pelo Prof. Dr. Mário César Heredia Figueiredo que havia sido analisada na Memorial University of Newfoundland, Canadá. Os resultados encontram-se no Apêndice 3.

As rochas, isentas de alteração superficial, foram coletadas com diferentes dimensões. Amostras de rochas porfiróides foram recolhidas com dimensões aproximadas de 30 X 30 X 30 cm (altura X largura X profundidade) e as rochas de granulação fina com amostras com 20 X 15 X 15 cm.

A execução de análise estrutural/geométrica seguiu as descrições dispersas nos muitos compêndios de geologia estrutural principalmente Turner & Weiss (1963), Hobbs et al. (1976) e Ramsay & Huber (1987). Consiste basicamente no reconhecimento e caracterização das dobras mesoscópicas de cada fase de deformação segundo os critérios da natureza da foliação plano-axial presente, estilo e orientação das dobras, etc e, posteriormente, na hierarquização destas de acordo com os critérios de superposição. A hierarquização das fases de deformação é subsidiada pelos dados e informações provenientes da análise petrográfica (microtectônica).

Os dados planares e lineares locais foram representados nos diagramas equi-área de Schmidt-Lambert e foram analisados estatisticamente pelo diagrama de contagem de Kalsbeek, uma vez que o ganho de precisão com a utilização de contadores como o Lampro 203 e 204 é pouco significativo (Ramsay & Huber, 1987).

As análises estatísticas de populações maiores foram efetuadas utilizando-se o programa QUICKPLOT-versão 1.0 de julho/1990 (van Everdingen & van Gool, 1992), que traça as curvas de iso-frequência através de método ponderado ("weighted countouring"), similar à contagem de Kalsbeek, que confere porém aspecto mais suave às curvas de iso-frequência.

A ordenação litoestratigráfica das unidades foi elaborada a partir da foliação principal observada nos perfis executados, e a polaridade estabelecida pelas relações de cobertura X embasamento, na ausência de estruturas apropriadas.

1.5.2. Terminologia Empregada

Este item apresenta uma breve discussão sobre os termos empregados na dissertação. Não se trata de ampla revisão de conceitos de cada tema, trata-se antes de esclarecer os

conceitos adotados. O item não se esgota aqui, retornando-se à discussão da terminologia sempre que se considerar necessário durante os capítulos seguintes.

1.5.2.1. Nomenclatura Estratigráfica

Hasui (1975) ao definir os Complexos Pilar e Embu salientava a necessidade de se encarar o mapeamento de terrenos cristalinos polideformados não sob a ótica de unidades litoestratigráficas, mas antes em termos de unidades litológicas.

Posteriormente, Hasui et al. (1981) incorporando as sugestões de Henderson et al. (1980), conferem *status* de unidade litoestratigráfica ao termo Complexo, definido como uma associação de rochas de origens distintas onde o princípio da superposição não pode ser aplicado.

Nesta dissertação são seguidas parcialmente as recomendações do Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986), que define como Complexo os "conjuntos de rocha de diversas classes (metamórficas, magmáticas ou sedimentares) não mapeáveis individualmente", que deve ser seguido de um adjetivo qualificador (metamórfico, intrusivo, vulcânico ou sedimentar) indicativo da classe litológica predominante.

O termo suíte é recomendado para designar "conjuntos de dois ou mais tipos de rochas metamórficas de alto grau ou de rochas intrusivas".

Em relação aos Complexos Embu e Pilar uma proposta correta, que iria ao encontro das sugestões do Guia, seria a substituição do termo complexo por suíte metamórfica por melhor refletir as unidades constituintes daqueles Complexos.

Tal proposta, se aceita, talvez melhor refletisse o estágio atual de conhecimento do Complexo Embu, que dia a dia tem reconhecidas, cartografadas e empilhadas suas unidades, aproximando-se da definição de unidades estratigráficas formais; quando então deverá se decidir acerca do abandono ou não do termo Complexo Embu (vide discussão abaixo).

A área de pesquisa conta com rochas dos Complexos Santa Isabel (Campos Neto et al, 1983), Embu e Pilar (Hasui 1975; Hasui & Sadowski, 1976 e Hasui & Oliveira, 1984) e Rio Capivari (Fernandes, 1991 b).

Figueiredo & Santoro (1991), relatando as discussões ocorridas durante o 2o. Simpósio de Geologia do Sudeste (e.g. Vieira, 1991), sugerem o abandono do termo "Complexo Embu" em favor de Grupo Paraíba do Sul (Ebert, 1956). Os motivos apontados são a equivalência litológica e a precedência do último sobre o primeiro.

A não adoção do termo Grupo Paraíba do Sul nesta dissertação, em desacordo àquela recomendação, baseia-se nas possibilidades apontadas no Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986). Textualmente o guia aponta que *"a regra da prioridade não justifica sozinha, o abandono de um nome bem estabelecido por outro pouco conhecido ou ocasionalmente usado, nem a preservação de um nome precedente, inadequadamente estabelecido"*. Em adendo, lembra ainda que *"o nome Furnas para a formação inferior do Devoniano da Bacia do Paraná é inadequado por não se tratar de nome geográfico. É contudo mantido por se tratar de nome consagrado pelo uso. O mesmo pode ser lembrado para o caso de Itapetininga, que tem prioridade (não acatada) sobre o nome Irati para a formação permiana da Bacia do Paraná"* (Petri et al., 1986)

É forçoso admitir que o termo Complexo Embu e sua "contraparte" -o Complexo Pilar - foram mal definidos na concepção original de Hasui (1975) e mesmo na conceituação ampliada de Hasui et al (1981) em que seguem as definições de Henderson et al. (1980) uma vez que aspectos importantes como a descrição pormenorizada dos caracteres distintivos da unidade, caracterização precisa da área-tipo, seleção de nome, etc, foram pouco explicitados.

O Complexo Embu é um termo tão largamente empregado e conhecido na comunidade geológica de São Paulo, que optou-se pela sua manutenção, procurando-se caracterizar da forma mais completa possível o conteúdo litológico e os aspectos estruturais e metamórficos desta unidade.

Outro fator importante para a manutenção do termo prende-se ao fato de muitas das designações locais correlacionáveis ao Complexos Pilar e Embu terem sido propostas em publicações de

circulação restrita (e.g. Complexo Suzano de Rideg, 1974 ou a Faixa Norte de Alves 1975). De acordo com o Guia, nomes propostos em tais condições não formalizam uma unidade estratigráfica.

A adoção do termo Complexo Rio Capivari, definido por Fernandes (1991 a, b) é justificável por enfatizar a separação desta unidade do Complexo Embu, uma vez que o primeiro caracteriza-se por uma dominância de migmatitos de mesossoma de (hornblenda) biotita gnaisses de composição tonalítica e o segundo por uma sequência de paragneisses e migmatitos. As evidências geocronológicas de uma idade próxima do limite do Proterozóico Inferior/Arqueano para o Complexo Rio Capivari (Babinski, 1988; Tassinari, 1988; Fernandes, 1991a) reforçam tal posição.

1.5.2.2. Terminologia estrutural

As dobras mesoscópicas observadas podem ser descritas de acordo com critérios variados, adotando-se aqui as posições de Hobbs et al. (1976) e de Ramsay & Huber (1987). Uma primeira divisão refere-se à distinção entre dobras cilíndricas (aquela que pode ser gerada a partir da translação paralela de uma linha) e dobras acilíndricas, aquelas cujo exemplo mais simples e comum são as dobras cônicas. Entende-se como dobras simétricas aquelas onde o plano axial de um grupo de dobras é perpendicular à uma superfície envoltória a estas dobras, de outra forma, as dobras são consideradas assimétricas. Dobras assimétricas (S e Z) permitem deduzir a vergência ou o sentido do dobramento de cada fase de dobramento.

Descrições das dobras de acordo com o ângulo interflancos segue o esquema proposto por Hobbs et al. (1976), -dobras suaves, abertas, cerradas e isoclinais. Outra nomenclatura empregada, proposta por Ramsay (1967), baseada nas isógonas (classes 1A, 1B-concêntrica, 1C, 2-similar e 3), apesar da nota de cautela de Sadowski (1992). É importante destacar que, embora a classificação possua conotação genética quanto ao mecanismo de deformação formador de cada classe de dobra, sua utilização visa apenas a descrição do perfil das dobras. Quanto à orientação das

dobras, adota-se o esquema de Turner & Weiss (1963), que classifica as dobras de recumbentes (plano axial sub-horizontal) a verticais ou neutras (com eixos e planos axiais subverticais).

Para a nomenclatura de foliações secundárias admitiu-se as designações de Hobbs et al. (1976) onde as foliações mais penetrativas são a clivagem ardosiária, xistosidade e bandamento diferenciado, sendo a clivagem de fratura e a clivagem de crenulação, feições mais localizadas. Outra foliação localizada, comum em zonas de cisalhamento, são "shear bands" no sentido proposto por Coward (1984), que formam o par S-C em milonitos e proto-milonitos.

Estruturas lineares são também tratadas segundo as designações de Hobbs et al. (1976), destacando-se apenas as lineações de estiramento/alinhamento de agregados minerais, como biotita ou muscovita, muito comuns na área. Tais lineações são frequentemente paralelas ao eixo das dobras observadas.

A terminologia das rochas associadas a falhamentos e zonas de cisalhamento foi tratada por diversos autores, dentre os quais destacam-se Spry (1969), Higgins (1971), Sibson (1977), Tullis et al. (1982) e Sadowski (1983).

A classificação de Sibson (1977) é aqui adotada por enfatizar a divisão entre as rochas portadoras de intensa foliação e lineação e as rochas de trama sem orientação preferencial.

As rochas foliadas recebem as designações de protomilonito, milonito e ultramilonito em função da porcentagem de matriz (respectivamente de 10 a 50%; 50 a 90% e >90%); as rochas não foliadas recebem as denominações de protocataclasito, cataclasito e ultracataclasito.

Em adendo às rochas foliadas mais dois termos são empregados: blastomilonito, que se refere à rocha foliada em que até mesmo os porfiroclastos mostram recristalização, e filonito, reservado como termo descritivo aos milonitos e ultramilonitos micáceos e hidratados com a aparência sedosa de filito.

As estruturas relacionadas à zonas de cisalhamento são nomeadas segundo Ramsay (1980), tais como "sheath fold" (dobras em bainha), lineações de estiramento, etc.

Indicadores cinemáticos, especificamente aqueles que fazem uso de porfiroclastos para determinação do sentido do movimento, foram baseados nos modelos apresentados por Simpson (1986) e Passchier & Simpson (1986), como por exemplo na Fotografia 3.1.

1.5.3. Materiais

1.5.3.1. Mapas

A área de pesquisa localiza-se, em sua grande parte, na região da Grande São Paulo, o que resulta em uma boa estrutura de mapas, fotos aéreas, plantas, etc, disponíveis.

Durante os trabalhos de campo foram utilizadas, concomitantemente, folhas topográficas em escala 1:10.000 e 1:50.000. As folhas topográficas 1:10.000 preparadas pela Empresa Metropolitana de Planejamento da Grande São Paulo S.A. (EMPLASA) pertencentes ao Sistema Cartográfico Metropolitano, recobrem a área da Região Metropolitana da Grande São Paulo. Áreas a leste/nordeste da área de pesquisa, fora da região Administrativa da Grande São Paulo, foram cartografadas em escala 1:10.000 pelo Instituto Geográfico e Cartográfico no Projeto Macro-Eixo.

As folhas topográficas em 1:50.000 de Santa Isabel (1984), Mogi das Cruzes (1984), Salesópolis (1984) e Jacareí (1974), cuja articulação pode ser observada na Figura 1.2 abaixo, foram obtidas juntas ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

1.5.3.2. Fotos Aéreas

Dois conjuntos de fotos aéreas foram utilizados durante as investigações geológicas. O primeiro conjunto de fotos aéreas, com voo na direção leste-oeste em escala aproximada 1:40.000 tomadas em julho/77, faixas 3 (fotos 080 a 090), 4 (fotos 101 a 109) e 5 (fotos 165 a 175), disponíveis na EMLASA.

O segundo jogo de fotos, pertencentes ao acervo do Departamento de Geologia Geral (DGG-IGUSP), são fotos da United States Air Force (USAF) tomadas na direção norte-sul, de escala aproximada 1:60.000. Foram utilizadas as fotos das faixas R-394, R-403, R-541 e R-542.

As fotos da USAF, apesar da idade, mostraram-se úteis na definição dos padrões de drenagem no norte da área de pesquisa, pois foram tomadas previamente à construção de barragem no rio Jaguari, que alterou a rede de drenagem superficial.

FIGURA 1.2.- Articulação de folhas topográficas 1:50.000

CAPÍTULO 2

EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DOS COMPLEXOS EMBU, PILAR, SANTA ISABEL e RIO CAPIVARI

A revisão bibliográfica ora iniciada deve fazer a importante ressalva de que não objetiva a revisão completa da literatura geológica relacionada às unidades da Região de Dobramentos do Sudeste, posto que isto implicaria na revisão de um tema tão amplo que certamente extrapolaria os objetivos fixados para esta dissertação. Uma breve reflexão indicaria validade de revisão de toda a obra relacionada aos grupos Açungui, Setuva, São Roque, Paraíba, Complexos Piaçaguera, Costeiro, e unidades como Itaocara, Três Ilhas, dentre outras. Como aponta Campanha (1991) apenas na região do vale do Ribeira acima de 100 referências bibliográficas são consideradas como fundamentais para o entendimento da evolução dos conhecimentos geológicos daquela região.

Objetiva-se portanto relatar as contribuições mais significativas obtidas nas unidades mais ligadas àquelas encontradas na área de pesquisa, quais sejam os complexos Embu, Pilar, Santa Isabel e Rio Capivari.

2.1. COMPLEXOS EMBU e PILAR

2.1.1. Definição original

O grupo Açungui foi definido por Oliveira em 1916 (in Batista et al., 1984) e à época denominado de "Série Assunguy". Tal definição ocorreu no estado do Paraná e sua subdivisão ocorreu inicialmente também naquele estado. Apesar de certa continuidade do Grupo Açungui entre os estados do Paraná e São Paulo, no estado de São Paulo, em especial nas proximidades da capital as mesmas formações não puderam ser distinguidas. Assim Hasui (1975a) distinguindo uma sequência de rochas ectiníticas e outra migmatítica separou-as em dois complexos. Uma vez que não atribuía caráter estratigráfico ao "front" de migmatização, não se reconheceu a relação espacial entre ambas as sequências.

A citação original de Hasui (1975a) é a seguinte: "A falta de horizontes guias e a precariedade dos contatos não permitiram ainda subdividir o Grupo Açungui (*sensu lato*). Face a esse *status* de conhecimento e considerando a importância de se separar as zonas migmatizadas, sugerimos considerar-se o Precambriano não em termos de unidades estratigráficas, mas em termos de unidades litológicas. Assim, na região aqui focalizada, devemos distinguir um Complexo Ectinítico e um Complexo Migmatítico, aos quais denominamos respectivamente Pilar e Embu".

2.1.2. Compartimentação e Litologias

Inicialmente o Complexo Embu limitava-se ao Conjunto Paranapiacaba, que corresponde à área entre os falhamentos de Taxaquara e Cubatão (Hasui, 1975b; Hasui & Sadowski, 1976).

Em trabalhos posteriores o Complexo Embu passa a ter uma distribuição bastante ampla (Hasui et al., 1978; Hasui 1981;

Hasui & Oliveira, 1984; Hasui et al., 1984 e Fonseca et al., 1979). Em tais trabalhos a área ocupada pelo Complexo Embu estende-se desde o Paraná até o Espírito Santo, passando por São Paulo e Rio de Janeiro.

Transversalmente ocorre limitado a sul/sudeste das falhas de Taxaquara, Jaguari, Monteiro Lobato e Jundiuvira, e a noroeste da Falha de Cubatão.

Nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo dominam gnaisses bandados migmatizados com intercalações menos expressivas de quartzitos, mármore, dolomitos, anfíbolitos e cálcio-silicáticas. A distribuição no estado de São Paulo do Complexo Embu, bem como as falhas que o compartimentam, podem ser observadas na Figura 2.1.

Figura 2.1. Distribuição dos Complexos Embu e Pilar. (Hasui & Oliveira, 1984)

De forma geral os autores que trabalharam nas diversas áreas do Complexo Embu reconhecem a compartimentação proposta por Hasui et al, (1984), todavia Fernandes (1991) admite rochas do Complexo Embu (unidade Rio Paraibuna) à sul da falha de Cubatão.

O Complexo Embu mostra pequenas diferenças de conteúdo litológico entre os blocos em que aflora (Hasui, 1975b). No bloco Cotia ocorrem migmatitos (Mehnert, 1968) de estruturas estromatíticas com paleossoma representado por gnaiss, mica-xisto e quartzo-xisto. Ocorrem ainda, intercalações de quartzitos cálcio-silicáticos, biotita ou muscovita-quartzo-xisto. O neossoma é de composição granítica ou granodiorítica com as micas orientadas paralelamente aos limites dos neossomas.

No bloco Juquitiba dominam migmatitos estromáticos com paleossoma xistoso (mica-xisto e quartzo-mica-xisto) com intercalações de xisto, quartzitos feldspáticos e cálcio-silicatados e metabasitos. Outro tipo de migmatito são os embrechitos (Jung & Roques, 1952) ou migmatitos com estrutura oftálmica, localmente com termos equigranulares. Eventualmente pode haver transição entre os migmatitos estromáticos e os oftálmicos.

O Complexo Pilar aparecia restrito a região próxima à cidade de Pilar do Sul, sendo constituído por metassedimentos rítmicos, essencialmente pelíticos.

Stein (1984) e Stein et al. (1986) definem duas sequências na região de Pilar do Sul. A sequência Ocidental caracteriza-se por metassedimentos pelítico rítmicos onde se intercalam metabasitos, metatufos, turmalinitos, ortoquartzitos e gonditos. A sequência Oriental é constituída por micaxistos feldspatizados e migmatitos de paleossoma xistoso, com intercalações de anfíbolito.

2.1.3. Estratigrafia e Correlações

Como anteriormente citado, as definições dos complexos Pilar e Embu (Hasui, 1975a) surgiram diante da impossibilidade de se subdividir o grupo Açungui na região estudada por aquele

autor. Entretanto em trabalho posterior, Hasui et al. (1976) estabeleceram colunas estratigráficas para o Grupo Açungui (s.l.) em quatro macro-estruturas - sinclínórios de Cipó e Cubatão, anticlinal de São Lourenço e a encosta da serra do Mar, apresentadas na Figura 2.2.

Figura 2.2. Colunas estratigráficas dos Complexos Embu e Pilar (Hasui et al., 1976)

Os migmatitos do Complexo Embu, intercalados com quartzitos e meta-vulcânicas, são considerados como a base do Açungui (s.l.) por estarem em contato com o embasamento (Complexo Piaçaguera). O reconhecimento de um embasamento pré-Açungui em núcleos antiformais do Complexo Embu na Serra do Mar em São Paulo deve-se a Sadowski (1974, 1977).

O Complexo Pilar, mostrando intercalações de meta-carbonáticas, consistiria em unidade litoestratigraficamente superior ao Complexo Embu. A conclusão deste trabalho (Hasui et al., 1976) é, todavia, a de que não haviam critérios de campo seguros para a distinção destas unidades.

A estratigrafia do Complexo Embu recebeu outra contribuição através de Campos Neto et al., 1983 que definiram o Complexo Igaratá, posteriormente correlacionado com o Embu (Campos Neto & Basei, 1983).

A coluna proposta tem a base formada por uma unidade gnáissica constituída por biotita e/ou hornblenda gnaisses porfiroblásticos, biotita gnaisses homogêneos, biotita gnaisses graníticos e intercalações de anfibolitos, hornblenda epidoto gnaisses e quartzitos. A espessura da unidade é estimada em cerca de 600 m. A unidade de gnaisses é sobreposta de forma normal por xistos a biotita e muscovita, localmente com granada e intercalações de anfibolitos quartzosos, que constituem um pacote de cerca de 700 m.

* A contribuição mais recente ao estabelecimento de uma coluna estratigráfica é de Fernandes (1991 a,b) que propõe a divisão do Complexo Embu em três unidades distintas, Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una.

A unidade Redenção da Serra é constituída pela subunidade 1, de gnaisses e xistos aluminosos, intercalados com quartzitos e subunidade 2 de biotita gnaisses tonalíticos a granodioríticos com intercalações de cálcio-silicáticas e mármore restritos.

A unidade Rio Paraibuna, estratigraficamente equivalente a anterior, é constituída por quartzitos intercalados com cálcio-silicáticas, além de anfibolitos e gnaisses aluminosos.

A unidade Rio Una é uma sequência rítmica de biotita xistos e quartzo xistos, correlacionada ao Complexo Pilar. A autora descreveu ainda o Complexo Rio Capivari constituído por migmatitos de idade do limite Proterozóico Inferior / Arqueano, que se constituiria no embasamento do Complexo Embu, em arranjo semelhante aos núcleos de embasamento de Sadowski (1977). Deve-se observar que apenas as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna fazem contato com o Complexo Rio Capivari.

A distribuição dos complexos definidos por Fernandes (1991a) e uma tabela com as principais características de cada unidade são apresentadas na Figura 2.3. e Tabela 2.1

Figura 2.3. Mapa das unidades regionais do Complexo Embu e seu Embasamento A unidade Rio Una e equivalente ao Complexo Pilar. Fernandes, 1991b

TABELA 3.1. Descrição das unidades litoestratigráficas e regiões onde melhor afloram

	UNIDADE	TIPOS LITOLÓGICOS	MELHORES OCORRÊNCIAS
C O P L E X O E M B U	UNIDADE RIO UNA	Quartzo-biotita-muscovita xistos, mica-quartzo xistos, quartzo xistos e quartzitos impuros intercalando-se ritmicamente do centímetro ao metro. Quartzitos calciossilicáticos formam intercalações centimétricas a decimétricas esparsas.	A sul da Serra da Sambaíba, de Tombaté e do Maciço Quebra-Cangalha.
	UNIDADE RIO PARAIBUNA	São típicos quartzitos feldspáticos em níveis de 3 a 5m intercalando-se com rochas calciossilicáticas métricas. Intercalam-se em biotita gnaisses muito fino rico em núcleos e com bandas decimétricas de anfibolitos; muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses ou xisto feldspático. Apresenta níveis decimétricos de granitos hololeucocráticos proto miloníticos.	A sul de Cunha e de Paraibuna. A norte de São Luís do Paraitinga.
	UNIDADE REDEÇÃO DA SERRA	Subunidade (1) - muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses ou xistos feldspáticos com bandas de níveis graníticos, às vezes métricos, e com intercalações de anfibolitos e de esparsos quartzitos; Subunidade (2) - biotita gnaisses finos de composição tonalítica a granodiorítica, com intercalações de rochas calciossilicáticas e de mármores restritos.	Região de Jandira. Exposição mais contínua entre a S.C. Alto da Fartura (a sul de Tombaté) e São Luís do Paraitinga.
	COMPLEXO RIO CAPIVARI	Migmatitos com mesossoma de (hornblenda)-biotita gnaisses tonalítico com leucossomas trendajeníticos ou graníticos, e contendo bandas ou boudins de anfibolitos. Ortogneissos desde tonalíticos até graníticos.	A sul de São José dos Campos.
	COMPLEXO COSTEIRO	Biotita gnaisses granitóides microporfiróides, leucocráticos inequigranulares blastomiloníticos, (contendo enclaves decimétricos a métricos de hornblenda-biotita gnaisses finos tonalíticos e intercalando esparsos quartzitos e raros anfibolitos; (hornblenda)-biotita granitóides gnáissicos, porfiróides. Granitóides porfiríticos, tenuemente foliados, com biotita e hornblenda.	A sudoeste do reservatório de Paraibuna na SP 99.

Tabela 2.1. Características litológicas dos Complexos Rio Capivari, Rio Una (Pilar) e Embu. Fernandes, 1991a

O problema de correlações do Complexo Embu é bastante intrincado. Antes da definição de Hasui (1975a) prevalecia a idéia que o maior grau metamórfico seria indicativo de uma maior antiguidade das rochas. Assim, muitos trabalhos como o de Coutinho (1972) propugnavam a separação entre migmatitos e xistos por considerar o primeiro pertencente ao Complexo Cristalino e o segundo ao Grupo Açungui (s.l.).

Entretanto Melcher et al. (1973) reportaram uma transição entre os metassedimentos e migmatitos na região do rio Turvo, considerando-os dessa forma como correlatos. Ressalvaram, porém, que na região haveria migmatitos que seriam parte do Complexo Cristalino, sem entretanto diferenciá-los daqueles que transicionariam aos metassedimentos.

Rideg (1974) trabalhando a sul/sudeste da cidade de São Paulo definiu, para a área a noroeste da falha de Cubatão, o Complexo Suzano que seria constituído pelos gnaisses Paranapiacaba e Iupeba além dos xistos Oropó (estes constituídos por sillimanita-granada-xistos, na legenda do mapa são indicados também gnaisses e mica xistos). Tal autor descreve uma passagem gradual do xisto Oropó ao gnaisse Iupeba, este último representado por granada muscovita biotita gnaisse com sillimanita e/ou feldspato potássico. Já o gnaisse Paranapiacaba representaria o gnaisse Iupeba, porém com estrutura menos xistosa e mais gnáissica ("true gneisses" segundo Rideg) comumente porfiroblástico e localmente com estrutura de "augen-gneiss".

O Complexo Suzano, embora não inclua a descrição de migmatitos, possui rochas semelhantes ao Complexo Embu, sendo a este parcialmente correlacionado. Tal fato é amplamente confirmado ao examinarmos o mapa geológico do estado de São Paulo em 1:500.000 (Bistrichi et al, 1981) onde a área do Xisto Oropó é atribuída ao Complexo Pilar e os gnaisses Iupeba e Paranapiacaba são atribuídos ao Complexo Embu. Corroborando tal posição, os xistos Oropó são correlacionados por Fernandes (1991) à unidade Rio Una.

Alves (1975) distinguiu três faixas de diferentes conteúdos litológicos, e designou-as de faixas Norte, Central e Sul. A faixa Norte de maior grau metamórfico comparativamente às demais é constituída por sillimanita xistos, sillimanita gnaisses bandados e migmatitos "schlieren" e "schollen". Intercalados ocorrem rochas anfibolíticas e cálcio-silicáticas.

Esta faixa Norte, localizada a norte da falha de Guararema, tem conteúdo litológico e grau metamórfico compatíveis com o Complexo Embu e é a este correlacionável. A faixa Central, caracterizada por metarritmitos, quartzitos feldspáticos e gnaisses, mostra cianita, estauroлита e sillimanita, indicativos de condições metamórficas mais brandas. Sugestivamente tal faixa é correlacionada ao complexo Pilar.

Campos Neto et al. (1983) reconheceram e definiram o Complexo Santa Isabel localizado a sudeste da falha de Jaguari-Monteiro Lobato (vide compartimentação na figura 2.8.)

É constituído por duas unidades, uma unidade blastomilonitos facoidais na base e a unidade blastomilonitos bandados no topo (ver mais detalhes no próximo item dedicado a tal Complexo). O Complexo é considerado de idade pré-brasileira tendo em vista o maior número de fases de deformações que as unidades brasileiras e embora ocupe a área do Complexo Embu (Bistrichi et al., 1981) não é correlacionado pelos autores com tal Complexo. Datações radiométricas (Tassinari, 1988) confirmariam idade brasileira para os gnaisses facoidais, todavia a correlação entre Embu - Santa Isabel não foi sugerida.

Vieira (1989) e Vieira et al. (1990) definem na região de Embu-Guaçu (SP) uma unidade denominada de xistos Santa Rita. Esta unidade não é correlacionada pela autora ao Complexo Embu porquanto a unidade descrita seja ectinítica. Admite-se neste trabalho que os Xistos Santa Rita seriam, ao menos em parte, equivalentes ao Complexo Pilar. A unidade é caracterizada por micaxistos e quartzo xistos intercalados com quartzitos, anfíbolitos e clorita tremolita xistos e fels.

A ocorrência de ectinitos na região de Embu-Guaçu levou a autora (Vieira, 1991) a propor o abandono do termo Complexo Embu, embora deva-se salientar que a designação de Complexo Embu refira-se à região de Embu ("Embu das Artes") e não à região de Embu-Guaçu. Neste mesmo encontro surgiu a recomendação (Figueiredo & Santoro, 1991) do abandono do termo Embu em favor do termo Paraíba do Sul, na acepção original de Ebert (1956).

Esta recomendação indica a correlação mais aceita pelos pesquisadores envolvidos com o tema, ou seja, Embu-Paraíba, todavia o termo Embu é mantido na dissertação pelas razões já apontadas. Deve-se ressaltar que apesar de tal recomendação não

houve nesta reunião um certo consenso sobre a melhor caracterização do Complexo Embu ou Paraíba em seus aspectos litológico, estrutural, estratigráfico, metamórfico e tectônico.

Para as regiões do Vale do Rio Ribeira e Escudo Paranaense, Campanha (1991) admite outras correlações. O autor sugere que o Complexo Embu seria correlativo à Formação Setuva (sequência Clástica Basal de Scholl et al., 1982 apud Campanha, 1991) ou ao Complexo Turvo-Cajati (Silva & Algarte, 1981 apud Campanha, 1991), representada por micaxistos, xistos aluminosos, paragnaisses, quartzitos e quartzo-xistos

O Complexo Pilar por sua vez seria correlativo à Formação Perau (Piekarz, 1981 apud Campanha, 1991), constituída por metapelitos ardósias, filitos e xistos), metarritmitos e intercalações de metabásicas e metavulcânicas. Esta mesma correlação já havia sido sugerida anteriormente por Stein et al. (1986) e Campanha et al. (1987). A distribuição geográfica do Complexo Pilar/Formação Perau é apresentada na Figura 2.4.

2.1.4 Metamorfismo

O trabalho de Hasui & Sadowski (1976) e Sadowski (1974), dentre outros, mostram uma polaridade metamórfica atingindo condições da facies anfibolito a sudeste, decrescendo em direção a noroeste. Se considerarmos a definição original do Complexo Embu, Hasui & Sadowski (1976) mostram que, no referido Complexo, é possível o reconhecimento de faixas, ainda que irregulares, que representam as zonas da clorita, biotita, almandina e sillimanita, o que reproduziria uma série Barroviana.

A migmatização crescente em intensidade para SE bem como em direção aos núcleos anticlinoriais seria indicativa desta polaridade (Hasui & Sadowski, 1976) que além disso consideraram-na como de evolução unifásica, sendo prévia ou contemporânea à segunda fase de deformação, uma vez que os leucossomas encontram-se dobrados juntamente com a primeira xistosidade do Embu, além de possuir micas orientadas paralelamente ao bandamento.

Figura 2.4. Distribuição da Formação Perau e unidade correlativa, Complexo Pilar. Campanha et al, 1987

Associações de desequilíbrio como biotita / clorita ou zoisita / clinozoisita ou plagioclásio saussuritizado, indicariam feições retro-metamórficas, que são associadas por Hasui (1975a) a intrusão de batólitos pós-cinemáticos.

O metamorfismo dinâmico é apontado pelos autores como o responsável por gerar faixas com espessuras de quilômetro ou até superior gerando toda uma família de rochas miloníticas, uma vez que a deformação não foi uniforme, sendo mais intensa no interior de tais faixas.

A faixa Norte de Alves (1975) apresenta, nas litologias metapelíticas, as paragêneses sillimanita + muscovita e sillimanita + feldspato potássico indicativas da segunda isógrada da sillimanita, ou seja facies anfibolito alto. Corroborando esta caracterização o autor cita ainda a paragênese anfibólio + plagioclásio determinada em rochas anfibolíticas intercaladas nos gnaisses, também característica da facies anfibolito. A faixa Central, em contato tectônico coma anterior, exhibe cianita e estauroлита e portanto estaria em facies menos elevada.

Trabalhos mais recentes como o de Fernandes (1991) mostram um panorama semelhante ao descrito por Alves (1975), ou seja, condições de facies anfibolito alto para as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna e xisto verde a anfibolito para a Unidade Rio Una.

Rideg (1974) indica no Complexo Suzano condições da facies xisto verde a anfibolito, com passagem gradual entre as facies.

Silva (Paulo César Santarém da Silva-informação verbal, 1992) relata situação semelhante na região de Mauá.

A caracterização da transição metamórfica entre os Complexos Embu e Pilar é uma questão importante uma vez que auxilia na definição da natureza do limite entre os complexos, transicional ou tectônico.

2.1.5. Magmatismo

Rochas granitóides constituem-se em outra feição angular da região. Numerosos e possantes batólitos intrudem-se na área do Complexo Embu. Trabalhos mais específicos como Hasui et. al (1978) e Janasi & Ulbrich (1985, 1991), analisaram e procuraram caracterizar os granitos (e granitóides) intrusivos na área do Complexo Embu. No primeiro trabalho os autores distinguem granitos de 4 facies distintas (Figura 2.5).

As facies Migmatítica e Cantareira, de características sin-tectônicas, dominam amplamente a região chegando a ocorrer em número superior a duas dezenas de corpos. A facies Migmatítica é considerada como autóctone (contatos transicionais, corpos concordantes) dominando apenas no extremo leste paulista. A facies Cantareira é, sem dúvida, a dominante e é considerada como de alojamento para autóctone e alóctone. As demais facies são sempre alóctones. Todavia, apenas a facies Itu (Biritiba Açu e São Sebastião) ocorre na área citada. Nas proximidades da área da cidade de Pilar do Sul há uma notável concentração de corpos da facies Itu (tardi a pós-tectônica).

Em trabalho de cunho mais detalhado Janasi & Ulbrich (1985, 1991a,b) listam os tipos faciográficos mais comuns, presentes nos domínios definidos segundo critérios comumente seguidos, ou seja, utilizando as falhas como limites dos blocos tectônicos, como se observa na Figura 2.6., que retrata o leste paulista.

No Domínio Embu (que inclui a área do Complexo Pilar do Sul) ocorrem muito comumente granitóides cinzentos a duas micas, com acessórios como muscovita, turmalina e, eventualmente, granada o que configuraria uma linhagem do tipo S.

Também comum seriam os biotita granitos e granodioritos cinzentos, em geral foliados e porfiríticos porém apresentando também termos equigranulares (e.g. granito Santa Branca-Santa Catarina).

Figura 2.5. Distribuição de granitóides sin-tectônicos no estado de São Paulo. (Hasui et al., 1978).

Figura 2.6. Corpos de Granitóides no leste do estado de São Paulo. Legenda, página seguinte (Janasi & Ulbrich, 1991)

LEGENDA PARA OS MAPAS

DOMÍNIO EMBU (C)

C1- MORRO FORMOSO
 C2- SÃO JOSÉ DO BARREIRO
 C3- MACUCO
 C4- ROMÃO
 C5- BOCAINA
 C6- ALTO DO SEGREDO
 C7- SERRA DO QUEBRA CANGALHA (= R. BRAVO)
 C8- LAGOINHA (= ALTO PARAÍTINGA)
 C9- Córrego Fundo (= CORDEIRO?)
 C10- TRÊS BARRAS (= RIB. DAS CAVAS)
 C11- APARECIDA (= ROSEIRA)
 C12- ALTO DA ARUEIRA
 C13- FONTE MAGNA E QUILOMBO
 C14- SERRINHA
 C15- TUBARÃO (= CAPELA; MORRO GRANDE)
 C16- NATIVIDADE DA SERRA I
 C17- NATIVIDADE DA SERRA II (= ALTO PARAIBUNA)
 C18- MALACACHETA
 C19- PINHEIRINHO
 C20- REDENÇÃO
 C21- SERRA DO PATI
 C22- SERRA DO JAMEIRO
 C23- SALTO (= PARAIBUNA)
 C24- SANTA BRANCA
 C25- SANTA CATARINA
 C26- GUARAREMA (= JACARÉ OU JACARÉI)
 C27- ITAPETI (= MOGI DAS CRUZES)
 C28- SABAÚNA
 C29- MOGI DAS CRUZES
 C30- ITAQUERA
 C31- MALÁ
 C32- RIO GRANDE DA SERRA
 C33- ARUJÁ
 C34- GUACURU
 C35- TRÊS LAGOS (= PARELHEIROS)
 C36- GUARAPITRANGA

DOMÍNIO EMBU (C)

C37- ITAPECERICA DA SERRA
 C38- EMBU-GUAÇU
 C39- ITATUBA
 C40- CAUCAIA
 C41- LARANJEIRAS
 C42- FAZENDA DULVIRO
 C43- SÃO SEBASTIÃO
 C44- FUMACA (= REPRESSA DO FRANÇA)
 C45- FAZENDA CARIOCA
 C46- PEDRO BARROS
 C47- BAIRRO DO CAFEZAL
 C48- PILÃOZINHO
 C49- RIO DAS PEDRAS
 C50- FAU
 C51- SERRA DA BOA VISTA
 C52- JUQUITÁ
 C53- RIBEIRÃO FUNDO
 C54- AREADO
 C55- MORRO DO ABOBORAL
 C56- JURUPARÁ
 C57- MORRO ROLADO
 C58- AGUÍDOS GRANDES
 C59- SÃO MIGUEL ARCANJO
 C60- Córrego do Gázeo
 C61- SERRA DA BATÊIA
 C62- IBIÚNA
 C63- PIEDADE
 C64- TAXAQUARA
 C65- ITAPEVI
 C66- BUTANTÁ-SANTA ISABEL -
 C67- TAQUARAL
 C68- SILVEIRAS
 C69- LAVRINHAS
 C70- PILAR DO SUL
 C71- TURVO
 C72- PARELHEIROS

Outra suíte de grande porte é a suíte Piedade, mais tarde designada de Butantã-Santa Isabel (Janasi & Ulbrich 1991), caracterizada por biotita-hornblenda granitos e granodioritos porfiríticos. Já próximo a cidade de São Paulo, ocorre uma certa transição para os gnaisses miloníticos que são biotita-hornblenda augen gnaisses originalmente estudados por Franco (1956), mapeados por Coutinho (1972) e que foram seguidos por Campos Neto et al. (1983a) a leste da cidade, onde os autores mapearam uma faixa de biotita hornblenda augen-gnaisses graníticos a tonalíticos.

Wernick (1984), utilizando o método da tipologia do zircão e a petrografia de alguns granitos (16 corpos), sugere que os granitos Guacuri e Vila Prata seriam crustais (anatóticos), indicando a zona de colisão continental. Mais a noroeste ocorreriam granitos calco-alcalinios, gerados em profundidades progressivamente maiores a noroeste. Tal distribuição é interpretada pelo autor como o registro do consumo de uma placa oceânica que mergulharia para noroeste.

Em trabalho de cunho eminentemente descritivo, Janasi et al. (1990) apresentam uma associação de cinco tipos de granitos intrusivos no Complexo Embu além de reconhecer uma associação restrita aos terrenos supracrustais de menor grau metamórfico (Complexo Pilar). As características desta associação podem ser analisadas na tabela 2.2. (atenção para os tipos Ibiúna, Tapirai e Itapevi que são semelhantes aos granitos encontrados na presente área de pesquisa) e a distribuição em mapa dos tipos de granitos pode ser observada na figura 2.7.

Tabela 1 - Características gerais dos granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Pilar do Sul / Piedade, SP.

Tipo	Composição	Máficos	M	Textura, estrutura e cor típica	Manifestações associadas	Maciços
<u>Granitóides "sin-orogênicos" (ca 650 Ma)</u>						
IBIÚNA	granodiorito-monzogranito	hb, bio (ti, all)	~ 15	porfirítico (FK 2-4 cm), maciço a foliado. "Tipo Sta. Isabel" gnáissico	enclaves microgranulares escuros, corpos di-ríticos	Ibiúna, Juru-pará, Murundu, Bairro do Culpim
TAPIRAÍ	granodiorito-monzogranito	bio (±hb) (ti, all)	~ 10	porfirítico (FK 1-2 cm), médio, foliado	enclaves microgranulares escuros	Tapiraí, Co-tia
ITAPEVI	monzogranito	bio (ti, all)	~ 8	inequigranular fino a médio, foliado, cinza	-	Itapevi (Taxaquara), Embu
TURVO	monzogranito	musc, bio (±tur, gra)	~ 5	equigranular médio, foliado, branco	pegmatitos (tur, gra), segregações de tur-granitos	Turvo, Serra da Boa Vista
PIEDADE	granodiorito	bio (± musc, monaz)	5-10	porfirítico (FK 1-2 cm) a inequigranular, maciço a foliado	enclaves surmicáceos	Piedade, Sarapuá, Serra do Pinhal
<u>Granitóides tardi-a pós-orogênicos (ca 600 Ma)</u>						
SERRA DA BATÊIA	monzo e sienogranito	bio (±ti, all)	~ 8	porfirítico (FK 2-3 cm), fluxo magmático intenso	enclaves, diques sin-plutônicos (granodiorito)	Serra da Batêia, Corrego do Gazeo(?)
PILAR DO SUL	monzogranito	bio, musc (±flu, mt)	5-8	equigranular médio a fino, maciço, róseo	alteração hidrotermal controlada por fraturas, localmente pervasiva	Pilar do Sul, Serra do Lopes

2.1.6. Deformação

Hasui (1975 a,b), Hasui & Sadowski (1976) propõem a ocorrência de três fases de deformação para o Complexo Embu. As dobras da 1ª fase no São Roque, desenhadas pelo acamamento, são no Embu desenhadas por uma xistosidade. Tal fato levou os autores citados a considerarem uma fase inicial pré-fase principal do São Roque.

A evolução estrutural do Complexo Embu (e Pilar) estaria constituída por uma fase inicial recumbente formadora de uma primeira xistosidade. Posteriormente, numa segunda fase de deformação formam-se as dobras métricas a decamétricas mais frequentemente observadas. Como já enfatizado, tais dobras são desenhadas por uma xistosidade paralelizada ao acamadamento inicial e possuem posição semelhante aos eixos da 1ª fase (redobramento coaxial).

A terceira fase (F₃) superimpõe-se às demais gerando ondulações e até transposições, sendo as primeiras de dimensões métricas a microscópicas. Falhamentos seriam responsáveis por uma quarta fase de deformação, porém de caráter muito localizado. Apesar do Complexo Embu possuir uma fase deformativa suplementar quando comparado ao Grupo São Roque, sua idade foi sempre considerada como brasileira, o que equivale dizer, do Proterozóico Superior.

Campos Neto & Basei (1983) postulam, todavia, que o Grupo São Roque se caracteriza por quatro fases deformativas. A primeira fase (Br D₁) desenvolve uma xistosidade de fluxo regional com dobras na subclasse 1C com orientação geral NE/SW. A fase dois (Br D₂) apresenta diagramas estereográficos com distribuição perfeitamente cilíndrica, o que faz supor uma recumbência (S₁//S₀ horizontais) na primeira fase. A segunda fase caracteriza-se por dobras de porte variado e orientação semelhante a anterior (homo-axiais), desenvolvendo uma forte xistosidade de fluxo. As fases seguintes são descontínuas e pós metamórficas. A fase BrD₃ forma dobras anisópacas a isópacas, quase cilíndrica com caimento para SE. A fase BrD₄ é menos evidente e corresponde a um dobramento isópaco e normal que afeta BrS₂ (foliação formada por BrD₂) e dispersa BrS₃.

O Complexo Embu (Igaratá) possuiria todas essas foliações brasileiras, além de uma foliação anterior, caracterizada por uma forte xistosidade. Tal fato conduziu os autores à proposição de que o Complexo Embu fosse pré-brasiliano, pois que possuiria uma fase deformativa a mais (5 fases) que os metamorfitos do São Roque (4 fases).

Fernandes (1991) reconhece cerca de 5 fases de deformações para as unidades do Complexo Embu. As quatro primeiras seriam sin-xistosas, ou seja desenvolveriam foliação plano-axial e a mais tardia causaria apenas a ondulação das anteriores. As três primeiras fases são as mais importantes e geram as dobras principais da região. Estas fases têm orientação nordeste, descrevendo figuras de interferência em laço.

2.2. COMPLEXO SANTA ISABEL

2.2.1. Definição Original

Campos Neto et al. (1983) não fazem uma designação mais formal como Hasui (1975a) para o Complexo Embu, na parte introdutória de seu trabalho (p.57), referem-se ao Complexo Santa Isabel apenas como dominado por blastomilonito gnaisses. A partir da página 64 passam a descrever a compartimentação e a litologia do Complexo Santa Isabel. Quanto a idade, o Santa Isabel foi considerado inicialmente como Transamazônico (Campos Neto & Basei, 1983). Todavia, datações de rocha afetada pela milonitização do referido Complexo, apresentaram idades Brasileiras. O mapa apresentado por Campos Neto & Basei pode ser observado na figura 2.8.

Figura 2.8. Mapa de distribuição do Complexo Santa Isabel.
(Campos Neto & Basei, 1983 a)

2.2.2. Compartimentação e Litologias

O Complexo em referência tem seu limite norte definido pela zona de falha Monteiro Lobato-Jaguari. O limite sul, originalmente marcado por gnaisses bandados intercalados com quartzo-biotita xisto migmatizados de posição estratigráfica desconhecida, foi posteriormente (Campos Neto & Basei, 1983) definido na falha de Parateí.

Litologicamente, é constituído por uma frente milonítica composta por milonitos bandados, que é sobreposta pela unidade basal de blastomilonito gnaisses porfiroblásticos, que intercala bandas de anfibolito, biotita hornblenda quartzo xisto e hornblenda gnaisses. O topo desta unidade é constituído por biotita hornblenda gnaisse.

A unidade superior é constituída por blastomilonitos gnaisses bandados, de composição granítica com porfiroblastos de granada, com intercalações de anfibolitos, hornblenda gnaisses e biotita piroxênio gnaisse.

2.2.3. Estratigrafia e Correlações

Campos Neto et al. (1983) estabeleceram uma coluna estratigráfica simples para o Complexo Santa Isabel. Na base ocorreriam os gnaisses facoidais blastomiloníticos e que seriam sobrepostos de maneira normal pela unidade de gnaisses bandados blastomiloníticos. Como já salientado, ocorrem sem posição litoestratigraficamente definida um nível de biotita gnaisse de composição granítica ao sul.

Posteriormente, Campos Neto & Basei (1983) formalizam as três unidades litoestratigráficas anteriormente descritas. A basal seria a unidade dos gnaisses porfiroblásticos sotoposta a unidade dos blastomilonito gnaisses bandados. Na seção apresentada no trabalho de Campos Neto & Basei (1983 a) é representada uma unidade de blastomilonito gnaisses micro-porfiroblásticos que não é referenciada no texto, como se observa na Figura 2.9. abaixo.

Figura 2.9. Seção no Complexo Santa Isabel. Campos Neto & Basei, 1983

A área de ocorrência do Complexo Santa Isabel corresponde ao Complexo Embu de Hasui et al. (1981), todavia tal correlação é enfaticamente recusada por Campos Neto & Basei (1983) uma vez que difeririam "estratigráfica, litológica, textural e estruturalmente". Aspecto importante seria maior número de fases de deformações do primeiro em relação ao segundo.

As rochas aflorantes no Complexo Santa Isabel podem ser correlacionadas ao que Coutinho (1972) denominou de Faixa Gnáissica Intermediária. Tal faixa é constituída pelos Gnaisses Embu e Gnaisses Butantã. Os últimos, em particular, são ortognaisses bandados predominando, todavia os leitos "augen" gnaisses ou gnaisses oftalmíticos (até 6 cm de megacristais de microclínio). Os gnaisses Embu não têm sua estrutura explicitada, aparentando ser paragnaisses de textura claramente blastomilonítica. A composição é equivalente a um adamellito, e a origem provável seria, segundo o autor, o metamorfismo de grauvaques.

2.2.4. Metamorfismo

Estudos específicos de metamorfismo para o Complexo Santa Isabel ainda não foram realizados. As associações mineralógicas apresentadas no item 2.2.2. mostram claramente a ocorrência de metamorfitos na zona superior do facies anfibolito. O trabalho de Coutinho (1972) não chega a atingir a área estudada (conforme Coutinho, 1972, figura 14, pg. 86).

2.2.5. Magmatismo

Relativamente a granitogênese, pouco também pode ser relatado, uma vez que poucos seriam os granitos que afloram na área. Além dos gnaisses miloníticos, Janasi & Ulbrich (1985) relatam na área referida a possibilidade de ocorrer rochas da suíte Piedade que são biotita-hornblenda granitos e

granodioritos porfiríticos, algo foliados com megacristais idiomórficos de microclíneo rosa, o que foi reforçado posteriormente por Janasi et al. (1990).

2.2.6. Deformação

Campos Neto & Basei (1983) atribuem ao Complexo Santa Isabel cerca de 6 fases deformativas. A estrutura mais conspícua é o bandamento blastomilonítico e neste ocorrem dobras intrafoliais superpostas. Tais estruturas foram deformadas posteriormente pelas quatro fases brasileiras que na área estão representadas por uma deformação BrD₁ que forma dobras isoclinais (sub classe 1 C) com forte foliação paralela ao bandamento, que também paraleliza aos "olhos" de microclina. A fase BrD₂, homoaxial a BrD₁ é intensa e inclinada, orientada NE-SW, com vergência para NW. Os dobramentos BrD₃ e BrD₄ orientam-se respectivamente a S45E 50° e S05E 56° respectivamente.

2.3. COMPLEXO RIO CAPIVARI

2.3.1. Definição Original

Fernandes (1991 a) não apresenta uma proposta formal de unidade litoestratigráfica, a citação que mais se aproxima de uma proposição seria: "Foram identificados na área estudada os Complexos Embu e Costeiro, tendo sido definido, neste trabalho, o Complexo Rio Capivari. Dados geocronológicos e de campo sugerem que este último, composto por ortognaisses migmatizados, corresponda a rochas mais antigas".

O Complexo Rio Capivari foi detectado em três núcleos (vide item 2.3.2) com conteúdos litológicos distintos.

O núcleo a sul de São José dos Campos é dominado por migmatito de mesossoma de hornblenda biotita gnaiss quartzo diorítico/tonalítico (M = 35), equigranular, com duas gerações

de leucossoma, a mais antiga de composição trondhjemítica e a mais jovem de composição granítica. Ocorrem intercalações de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e ortognaisses de composição granítica a tonalítica. Localmente podem ocorrer hornblenda biotita gnaisses bandados e oftalmíticos, além de gnaisses graníticos com granada.

No núcleo a norte de São Luís do Paraitinga ocorrem migmatitos tonalíticos estromáticos semelhantes aos do núcleo de São José dos Campos, porém sem os leucossomas graníticos. Intercalam-se biotita gnaisses granitóides diversos, nebulíticos a oftalmíticos.

No núcleo a norte de Cunha a rocha dominante é representada por hornblenda biotita gnaisses de composição tonalítica, inequigranulares, finos a médios com leucossoma portadores de hornblenda. Sob a forma de *boudins* ocorrem anfibolitos e rochas cálcio-silicatadas. É reportada também a ocorrência de gnaisses centimetricamente bandados em faixas com foliação blastomilonítica.

2.3.2. Compartimentação

O Complexo Rio Capivari ocupa três núcleos, que podem ser observados na Figura 2.3. Observa-se que o núcleo próximo de São José dos Campos ocorre nos domínios da unidade Redenção da Serra, o núcleo de São Luís do Paraitinga nos domínios da mesma unidade anterior, porém em contato com a unidade Rio Paraibuna. O núcleo ao norte de Cunha localiza-se nos domínios da unidade Rio Paraibuna, em contato com o granito Lagoinha (Fernandes, 1991a).

A distribuição geométrica do Complexo Rio Capivari é atribuído ao seu engajamento nos dobramentos do Complexo Embu, localizando-se assim em sinformas anticlinoriais.

Saliente-se ainda como característica comum dos núcleos desta unidade o fato de localizarem-se sempre a norte da Zona de Cisalhamento de Cubatão e ao sul da Zona de Cisalhamento de Guararema.

2.3.3. Estratigrafia e Correlações

Fernandes (1991 a,b) descreve unidades mapeáveis, todavia devido à escala do trabalho e certamente devido à complexidade estrutural desta unidade não oferece subsídios para o estabelecimento de uma "estratigrafia" do Complexo Rio Capivari.

No tocante à correlações a autora descarta a correlação do Complexo Rio Capivari com os núcleos do embasamento descritos por Sadowski (1977) uma vez que o primeiro apresentaria maior número de fases de deformação que as rochas dos núcleos.

2.3.4. Metamorfismo

A observação de leucossomas trondhjemiticos e granodiríticos dobrados sugerem (Fernandes, 1991a) a ocorrência de condições de anatexia. Uma fase posterior ainda de grau forte é responsável pela recristalização de hornblenda, plagioclásio e biotita. A recristalização de biotita marcaria o último evento metamórfico.

2.3.5. Magmatismo

Condições metamórficas de anatexia e a ocorrência de ortognaisses intercalados aos migmatitos poderiam especulativamente sugerir atividade magmática, entretanto Fernandes (op. cit.) certamente motivada pelas razões apontadas no item anterior não aborda tal aspecto.

2.3.6. Deformação

Fernandes (1991b) relaciona a fase F₂ do Complexo Embu à fase F_n do Complexo Rio Capivari, pela característica de foliação blastomilonítica, que seria resultante de um cisalhamento sinistral com vergência para NW. Anterior a esta foliação a autora distingue duas fases de formação de foliação e uma fase de formação de foliação posterior a fase F_n.

2.4. QUADRO GEOCRONOLÓGICO

Neste item procura-se sumarizar as datações radiométricas mais significativas nos domínios dos complexos que afloram na área da dissertação. Uma distinção importante a ser feita refere-se à separação entre os Complexos Embu e Pilar e os granitos nestes intrusivos.

2.4.1. Complexos Embu e Pilar

O registro geocronológico do Complexo Embu é limitado em relação à idade do metamorfismo principal, porém de melhor qualidade em relação aos granitos nele intrusivos e ao seu possível embasamento.

No Complexo Pilar o panorama é semelhante, entretanto se considerar-se as datações do metabasito da Formação Perau (Campanha, 1991), haveria mais dados a respeito da idade de sedimentação. Metabasitos desta formação com características petroquímicas de basaltos toleíticos foram datados em 1745 +/- 15 Ma. As datações apresentadas por Campanha (1991) podem ser observadas na Figura 2.10. Como frequentemente ocorre neste tipo de rocha, datada por Rb-Sr, o "espalhamento" no eixo do Rubídio é pequeno, prejudicando os resultados.

Para ardósias da Formação Perau (Sequência Rio das Pedras), correlata do Complexo Pilar, Campanha (1991) apresenta idades Rb-Sr (Rocha Total) de 765 ± 35 Ma. (Figura 2.12.)

Figura 2.12. Diagrama isocrônico Rb-Sr, ardósias da Form. Perau, correlativa ao Complexo Pilar. (Campanha, 1991)

Campanha (1991) apresenta idades Rb-Sr (Rocha Total) de 728 ± 26 Ma para xistos da formação Setuva (Sequência Turvo-Areado), que seria correlativa ao Complexo Embu, Figura 2.13.

Figura 2.13. Diagrama isocrônico Rb-Sr para xistos da Formação Setuva. (Campanha, 1991).

2.4.2. Granitos intrusivos nos Complexos Embu e Pilar

Os granitos intrusivos exclusivamente no Complexo Embu datados são os granito Mauá e o granito "Santa Isabel". O granito Mauá tem idades convencionais (Ri entre 0.705 e 0.710) de 760 a 660 Ma (média= 710 $\pm$ 50 Ma) segundo Cordani & Kawashita (1971).

O granito "Santa Isabel" tem seus dados apresentados no item referente ao Complexo Santa Isabel.

O granito Natividade da Serra é intrusivo na unidade Rio Paraibuna (Complexo Embu de Fernandes, 1991), porém em contato com a unidade Rio Una, considerada neste trabalho como Pilar. O granito mostra idades de 570 $\pm$ 50 Ma (Tassinari, 1988).

O granito Embu-Guaçu é intrusivo próximo ao contato entre os Complexos Embu/ Pilar apresentando idade de 612 $\pm$ 83 Ma (Tassinari, 1988).

Intrusivos exclusivamente no Complexo Pilar podem ser listados os granitos Mogi das Cruzes e Itaquera. O primeiro datado por Vandoros & Franco (1966), cujos dados foram retrabalhados por Tassinari (1988) apresenta idades de 625 $\pm$ 25 Ma e o segundo (granito Itaquera) apresentou idade convencional entre 700 e 650 Ma.

O granito Quebra-Cangalha, citado por Kawashita em Tassinari (1988), apresenta idades Rb-Sr de 713 $\pm$ 43 Ma e é intrusivo em rochas da unidade Rio Una de Fernandes (1991) que seria correlata do Complexo Pilar.

2.4.2. Complexo Santa Isabel

O conhecimento da geocronologia do Complexo Santa Isabel é restrita a um granitóide intrusivo neste Complexo, mais especificamente ao Tipo Santa Isabel que corresponde a rocha de composição quartzo-monzonitítica.

Uma primeira referência é a idade Rb-Sr apresentada por Wernick et al. (1976), posteriormente retrabalhada por Tassinari (1988) que indica idades de 645 $\pm$ 38 Ma (Figura 2.14.).

Figura 2.14. Diagrama isocrônico Rb-Sr para gnaiss blastomilonítico de Santa Isabel. (Tassinari, 1988).

A datação realizada em amostras de hornblenda biotita gnaiss porfiróide inclui granada biotita gnaiss inequigranular (ponto 197A), com granulação fina a média, que certamente não pertence ao conjunto granitóide.

A idade mais segura para o blastomilonito gnaiss porfiróide Santa Isabel é aquela reportada por Tassinari (1988) realizada pelo método U-Pb em zircões. O intercepto superior de 660 ± 13 Ma é interpretado como a idade de cristalização da rocha.

Figura 2.15 Diagrama Concórdia para zircões do gnaiss blastomilonítico de Santa Isabel. (Tassinari, 1988)

2.4.4. Núcleos mais Antigos.

Núcleos mais antigos em meio ao Complexo Embu haviam sido reportados por Sadowski (1977), entretanto os dados retrabalhados por Tassinari (1988) sugerem idades de 550 Ma.

Os núcleos descritos por Fernandes (1991), na região de São José dos Campos tiveram suas rochas datadas radiometricamente por Babinski (1988) e Tassinari (1988). Os dados de Babinski referem-se a datações Pb-Pb em rocha total de um hornblenda biotita gnaiss granítico com idade de 2335 ± 85 Ma. A mesma autora, datando leucossomas graníticos obteve (pelo mesmo método) idades de 1388 ± 290 Ma.

No mesossoma de migmatitos estromáticos, Tassinari (1988) obteve idades de 2473 ± 46 Ma em isócrona Rb-Sr em rocha total, o que é interpretado pelo autor como a formação do protolito do migmatito em um super evento de acreção e diferenciação (Figura 2.16).

Figura 2.16. Diagrama isocrônico Rb-Sr para paleossomas de migmatitos do núcleo do Complexo Rio Capivari, a sul de São José dos Campos. (Tassinari, 1988)

Leucossomas semelhantes àqueles datados por Babinski (1988), apresentam resultados coerentes com idades de 1497 ± 46 Ma (Rb-Sr rocha total - Figura 2.17) e 1275 ± 240 Ma (Pb-Pb).

Figura 2.17. Diagrama isocrônico Rb-Sr para leucossomas de migmatitos do núcleo do Complexo Rio Capivari. a sul de São José dos Campos. (Tassinari, 1988)

Tassinari et al. (1989) apresentam idades Sm-Nd modelo (T_{DM}) entre 2950 e 2750 Ma presumivelmente para o mesossoma e leucossoma das mesmas rochas, pois não há referências sobre a origem do material datado que interpretam-nas como a idade da diferenciação deste material do manto.

2.4.5. Síntese Geocronológica

Todos os Complexos citados ainda se ressentem da rarefação de dados geocronológicos. O Complexo Embu em especial aguarda ainda a datação de uma litologia adequada (e.g. Gnaiss Taguar em Vasconcellos, 1989 ou riólitos do Morro do Polvilho no Grupo São Roque em Tassinari, 1988) por método de maior acurácia (e.g. zircão em U-Pb) de forma a caracterizar a idade de sedimentação. Os dados geocronológicos acham-se agrupados na Tabela 2.3.

Tabela 2.3. Quadro Geocronológico-Complexos Embu (Santa Isabel), Pilar e Rio Capivari

Domínio	Rocha	Idade	Ri ou MI	Método	Interpretacao	Ref.
Embu	Xisto Setuva	728 +/- 28	0.7089 +/- 0.0008	Rb-Sr Rx tot	metamorfismo principal	1
Embu	Setuva	783		K-Ar Biot	resfriamento regional	2
Embu	Milonito S. Isabe	645 +/- 38	0.708 +/- 0.002	Rb-Sr Roc Tot	cristalizacao magmatica	3
Embu	Milonito S. Isabe	660 +/- 13	intercepto sup.	U-Pb zircão	cristalizacao magmatica	3
Embu	Granito Maua	710 +/- 50	0.705 a 0.0710	Rb-Sr Conv.		3
Embu	Gran. Natividade	570 +/- 50	0.712 +/- 0.002	Rb-Sr Roc Tot	alojamento do granito	3
Pilar	Metabasito Perau	1745 +/- 15	0.7089 +/- 0.0001	Rb-Sr Roc Tot	cristalizacao magmatica	1
Pilar	Ardosia Perau	765 +/- 15	0.7316 +/- 0.0005	Rb-Sr Roc Tot	metamorfismo	1
Pilar	Xisto Santa Rita	750 +/- 20	0.7277 +/- 0.0009	Rb-Sr Roc Tot	metamorfismo	4
Pilar	Granito Mogi	625 +/- 25	0.704 a 0.725	Rb-Sr conv.		3
Pilar	Granito Itaquera	710 +/- 50	0.705 a 0.710	Rb-Sr conv.		3
Pilar	Gr. Quebra-Cang.	713 +/- 43	0.726 +/- 0.002	Rb-Sr Roc Tot	alojamento do granito	3
Pilar?	Gran. Embu-Guacu	612 +/- 83	0.707 +/- 0.007	Rb-Sr Roc Tot	alojamento do granito	4
Pilar?	Pegm. Embu-Guacu	552 +/- 15		K-Ar Muscov.	resfriamento regional	4
Pilar	Diorito Penhinha	1221 e 847		Ar-Ar Plagiocl	resfr. pos-metamorfismo	5
Pilar	Diorito Penhinha	560 a 462		Ar-Ar *	resfriamento regional	5
Pilar	Diorito Penhinha	1360 +/- 110		K-Ar Plagiocl.	resfr. pos-metamorfismo	6
Pilar	Diorito Penhinha	510 +/- 15		K-Ar Biotita	resfriamento regional	6
Capivari	Migm. S.J. Campos	2473 +/- 43	0.7003 +/- 0.0005	Rb-Sr Roc Tot	formacao da rocha	3
Capivari	Migm. S.J. Campos	2335 +/- 85	8.334 +/- 0.009	Pb-Pb Rx Tot	formacao da rocha	7
Capivari	Migm. S.J. Campos	2850 +/- 100	-	Sm-Nd modelo	diferenciacao do manto	8
Capivari	Leucos. Migmatito	1497 +/- 46	0.735 +/- 0.001	Rb-Sr Roc Tot	formacao do leucossoma	3
Capivari	Leucos. Migmatito	1388 +/- 290	8.151 +/- 0.001	Pb-Pb Rx Tot	formacao do leucossoma	7
Capivari	Leucos. Migmatito	1275 +/- 240	8.273 +/- 0.001	Pb-Pb Rx Tot	formacao do leucossoma	3

Ref. 1. Campanha, 1991 2. Teixeira, 1982 3. Tassinari, 1988 4. Vieira & Tassinari, 1988

5. Kinoshita, 1976 6. Cordani & Bittencourt, 1967 7. Babinski, 1988 8. Tassinari et al., 1988

2.4.5.1. Complexo Embu

A idade de sedimentação do Complexo Embu é sugerida de forma indireta por Fernades (1991a) e seria mais recente que 1400 Ma, idade que corresponde aos leucossomas mais jovens do Complexo Rio Capivari e que marcariam o episódio metamórfico prévio à deposição do Complexo Embu.

A idade do metamorfismo principal do Complexo Embu, que marcaria o limite superior desta unidade, também é pouco segura, uma vez que não foram datadas rochas deste complexo. Admitindo-se datações de unidades possivelmente correlatas, como a Formação Setuva, chega-se à cifra de ~730 Ma (Campanha, 1991).

A atividade magmática "sintectônica" estaria marcada ca. 660 Ma (Quartzo-monzonito Santa Isabel).

2.4.5.2. Complexo Pilar

Para o Complexo Pilar a idade de sedimentação seria mais antiga, tendo em vista a datação do metabasito da formação Perau, com idade de 1745 Ma, que representaria o magmatismo básico associado a sedimentos turbidíticos. Corroborando esta cifra estão as idades de estromatólitos da Formação Itaiacoca de 1.700 a 850 Ma (Fairchild, 1977)

O metamorfismo principal teria idade por volta de 760-750 Ma, baseando-se nos dados de Campanha (1991) para a Formação Perau e Vieira (1989) para os Xistos Santa Rita.

A granitogênese estaria situada no largo espaço de tempo entre 715 a 570 Ma, o que certamente reflete o desconhecimento destes granitos, muitos deles situados em áreas de difícil acesso.

2.4.5.3. Complexo Rio Capivari

A idade de formação do mesossoma dos migmatitos do núcleo a sul de São José dos Campos seria por volta de 2.400 Ma, baseando-se nas idades de Rb-Sr e Pb-Pb.

Metamorfismo gerador de leucossomas graníticos com idades entre 1.500 e 1.300 Ma.

Idades K-Ar em anfibólio e biotita nos migmatitos do núcleo antigo de São José dos Campos indicam idades respectivamente de 547 +/- 14 Ma e 455 +/- 11 Ma, sugestivas do resfriamento regional.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

A geologia da área de pesquisa sofreu uma divisão maior, que separa as unidades cenozóicas das unidades pré-cambrianas, as últimas constituindo-se no objetivo da dissertação.

As unidades cenozóicas, que são descritas sucintamente, podem ser subdivididas em coberturas quaternárias e depósitos terciários, ligados a Bacia Sedimentar de Taubaté.

Os terrenos Pré-Cambrianos, por sua vez, foram subdivididos em três unidades: Complexo Rio Capivari (Fernandes, 1991 a,b); Complexo Embu e Complexo Pilar.

A unidade mais antiga, Rio Capivari, é representada por um núcleo de rochas de provável idade do Proterozóico Inferior/Arqueano, podendo ser a ela atribuída cerca de dois tipos litológicos. Devido a escassez de exposições tais litotipos aparecem de forma indiferenciada no mapa geológico (Apêndice 1).

O Complexo Embu é constituído por cerca de sete unidades de mapeamento e, tendo em vista a redefinição deste Complexo por Fernandes (1991), pode-se correlacionar a unidade Rio Paraibuna aos tipos petrográficos aqui descritos.

O Complexo Pilar é constituído por três unidades de mapeamento, podendo ser correlacionado a unidade Rio Una de Fernandes (1991a).

3.1. COBERTURAS E SEDIMENTOS CENOZÓICOS

3.1.1. Coberturas Quaternárias

As cobertura quaternárias dividem-se entre os sedimentos aluviais e os solos coluvionares, os primeiros ligados às drenagens atuais e os últimos ligados aos processos de evolução do relevo ou do modelamento da paisagem.

3.1.1.1. Depósitos Aluviais

Os sedimentos aluviais vinculam-se às grandes drenagens da região, de norte para sul, rios Jaguari, Parateí, Paraíba e Tietê. Os tributários dos rios (represa) do Jaguari e Parateí apresentam uma forte assimetria de drenagem, sendo mais longos os do lado sul. Tais drenagens apresentam paralelismo marcante e são aquelas que desenvolvem aluviões mais expressivos.

Depósitos aluviais mais expressivos são encontrados na várzea do rio Tietê, nas proximidades de Mogi das Cruzes. O curso meandrante do rio Tietê nesta região forma uma ampla planície aluvial, que contribui para o assoreamento dos seus diversos tributários.

A espessura destes sedimentos é desconhecida, os cortes naturais, em geral, têm alturas inferiores a 1 m. Pinto et al. (1988 apud Theodorovicz et al., 1990), indicam espessuras médias de 6 m descritas em sondagem nas proximidades de Jundiapéba.

A capa superficial é de coloração preta, formada por solos orgânicos argilosos, sendo muito ocupada para a cultura de hortaliças (parte do Cinturão Verde da Grande São Paulo).

Abaixo desta capa assentam-se sedimentos pouco consolidados e pouco selecionados, formados em geral por areia fina a grossa marrom, com argila. Na base destas areias haveria intercalações mais grossas (Pinto et al., 1988 apud Theodorovicz et al., 1990).

Os depósitos aluviais ligados ao rio Paraíba do Sul são bem restritos em termos de área, localizando-se próximos à drenagem atual. São cascalheiras com seixos arredondados de quartzo e granito e material arenoso depositados nas porções internas das curvas do rio. Formam também bancos maciços e bem consolidados de silte pouco arenoso (areia média a fina) de coloração arroxeada a negra, com espessura de até 1 m.

3.1.1.2. Coberturas Coluvionares

Outro tipo de cobertura quaternária são os coluviões ou solos coluvionares. Trata-se de cobertura de encostas que apresenta caracteristicamente, na base uma linha de seixos, em geral de quartzo ou de quartzito. Melo & Ponçano (1983) relacionam a gênese destas linhas de seixos aos períodos mais áridos durante a glaciação Wurm (c.a. 100.000 A.P.). As coberturas coluvionares que se sobrepõem às linhas de seixos seriam formadas em clima úmido pós Wurm.

Afloramentos desta natureza ocorrem esparsamente na área. Na região de Guararema, ponto SD2-225, estrada Mogi das Cruzes-Guararema (SP-66), entre Sabaúna e Luiz Carlos ocorre afloramento com cerca de 40m de extensão. Capeando o saprolito de biotita gnaisses ocorre uma linha de seixos de quartzo, que por sua vez é capeada por um coluvião cinza a creme alaranjado, argilo-arenoso, feldspático. A espessura é variável de 1 a 4m.

A granulometria do coluvião guarda estreita relação com a rocha que é capeada. Assim, na área dos sedimentos da Bacia de Taubaté, os coluviões são essencialmente areno-argilosos e nas áreas de xistos/gnaisses predominam as frações silte argilosas, pouco arenosas.

3.1.2. Sedimentos da Bacia de Taubaté

Os sedimentos da Bacia de Taubaté são encontrados preferencialmente em uma faixa de domínio de cerca de 6 km de largura, orientada na direção N55E, encaixada entre a falha do rio Parateí e a serra linear sustentada pela unidade de

Quartzitos (Eqz) e Gnaisses Quartzosos. Ocorrências isoladas de sedimentos terciários podem ser observadas ainda que esparsamente, em grande parte da área de pesquisa, o que sugere que os sedimentos da Bacia de Taubaté ocupavam área maior do que a atual e que, portanto, os limites atuais da bacia são em grande parte erosivos.

O relevo colinoso suave sustentado pelos sedimentos da Bacia de Taubaté faz com que os cortes de estrada sejam pouco expressivos. A sequência sedimentar pode ser melhor apreciada nas inúmeras cavas de areia da região, infelizmente nem sempre com acesso livre.

Os contatos entre os sedimentos e o embasamento cristalino mostraram variações significativas. Na porção mais central, nos cortes da Rede Ferroviária Federal S.A. (RFFSA), raros contatos foram observados, mostrando-se localmente condicionados por falhas normais e, na maioria da vezes, assentados sobre uma superfície subhorizontal. Na borda sul os contatos mostraram-se em geral planares (pontos SB1-131, NE4 - 5), localmente irregulares (ponto SB2-133) com mergulhos variados de 20 a 3 graus em direção ao centro da bacia.

Os sedimentos mostraram-se bastante constantes em suas feições com a maioria das exposições dominadas por uma associação semelhante.

Na cava de areia Luso (ponto SB1-191) foi examinado um corte com cerca de 15 m de altura, apresentado na figura 3.1. Na base ocorre areia média a grossa, arcoseana, com grãos pouco arredondados, apresentando estratificações cruzadas tangenciais à base. Para o topo há um afinamento progressivo da granulometria, chegando a um siltito cinza esverdeado. A camada sobrejacente principia com micro-conglomerados com seixos de quartzo, feldspato e fragmentos de siltito da camada subjacente com matriz de areia média, arcoseana de cor creme. Em direção ao topo há novamente uma nítida gradação para frações mais finas, resultando em siltito com alguma areia fina, cinza esverdeado. A gradação de granulometria pode eventualmente resultar na individualização de bancos de até um metro de siltito. Este ciclo de sedimentação repete-se por mais três vezes, em direção ao topo.

FIGURA 3.1. - COLUNA COMPOSTA DE SEDIMENTOS DA BACIA DE TAUBATÉ

Em afloramentos maiores pôde-se observar que as camadas mostram grande continuidade lateral e um pronunciado paralelismo. Em termos de estruturas sedimentares, além da estratificação gradacional é comum a ocorrência de estratificação cruzada simétrica junto as porções mais basais, ou seja, nas frações arenosas. Gretas de contração no siltito preenchidas de arenito arcoseano foram observadas em um local, evidenciando exposição aérea. A presença de seixos de siltito da camada imediatamente inferior nos microconglomerados indica a atuação de processos de canibalismo.

Este arranjo de sedimentos foi observado na maioria dos pontos da Bacia de Taubaté, entretanto em um deles (ponto SB1 548) foi encontrado um nível de siltito de coloração cinza claro com fragmentos subcentimétricos de feldspato e quartzo, que apresentava um aspecto ruiniforme, com cavidades, sugestivo da atuação de processos de dissolução, interpretado como possível nível de caliche.

Sedimentos de provável idade terciária ocorrem por vezes associados a falhamentos, como é o caso no limite norte da área de pesquisa (ponto NC3-72), onde milonitos da falha do rio Jaguari acham-se recobertos por sedimentos arroxeados silto-arenosos, aos quais intercala-se banco irregular de material grosseiro, bastante mal selecionado (estrutura de corte e preenchimento), com seixos pouco esféricos de até 4 cm de diâmetro. Tal banco apresenta ainda notável estratificação gradacional. Os milonitos revelam movimentação complexa, pois além de lineações subhorizontais estão presentes espelhos de falhas com estrias indicativas de movimentação vertical, sugerindo controle estrutural na deposição dos sedimentos.

Outro afloramento apesar de intensamente alterado, mostra saprolito de gnaiss sobre saprolito de arenito arcoseano, o que reforça as evidências de atividade tectônica cenozóica, fato já comentado por Riccomini (1990).

Quanto à sedimentação, breves comentários podem ser tecidos. Os depósitos aluviais estão ligados à drenagem atual, espalhando-se por área considerável, com pequena espessura. Não se observou nenhum aluvião soerguido ou falhado. Melo et al. (1986) sugerem que a grande área de ocorrência e a pequena espessura dos depósitos seriam indicativas de que os mesmos instalaram-se sobre superfícies de erosão esculpidas sobre as rochas Pré-Cambrianas e do Terciário.

As características dos sedimentos terciários acima citadas como, a alternância de arenitos médios imaturos com siltitos, estratificação plano-paralela com grande continuidade lateral, estratificação gradacional, canibalismo de formações, presença de gretas de contração, são ainda atribuíveis a um ambiente fluvial de planície aluvionar ou fluvial de barras.

O nível de caliche indicaria condições climáticas de aridez, como apontam Coimbra & Riccomini (1985).

3.2. LITOLOGIAS PRÉ-CAMBRIANAS

Regionalmente a área de pesquisa está limitada à norte pela Zona de Cisalhamento do rio Jaguarí, que colocaria em contato rochas atribuídas ao Grupo São Roque e rochas do Complexo Santa Isabel (Campos Neto et al., 1983; Campos Neto & Basei, 1983). O limite sul da área é demarcado pela Zona de Cisalhamento de Cubatão, feição tectônica que justapõe o Complexo Embu ao Complexo Costeiro (Hasui & Sadowski, 1976).

Entre estes dois limites a área de pesquisa é subdividida pela Zona de Cisalhamento de Guararema (Falha de Guararema de Alves, 1975). Esta importante descontinuidade, marcada por espessa zona de milonitos e ultramilonitos, justapõe os Complexos Rio Capivari/ Embu a norte, e o Complexo Pilar a sul da falha.

Os Complexos Rio Capivari (Proterozóico Inferior/ Arqueano) e Embu (Proterozóico Superior) estão em contato tectônico, em uma estrutura sinformal, onde o primeiro ocorre no núcleo da estrutura, configurando importante inversão estratigráfica.

Os motivos que conduzem a compartimentação da área em três conjuntos são, resumidamente, a presença de associações litológicas distintas em cada domínio e um contrastado grau metamórfico atribuível à foliação principal dos Complexos Embu e Pilar.

Critério adicional para a separação destas unidades é a associação de rochas intrusivas presentes em cada unidade. No Complexo Embu predomina uma associação de quartzo-monzonito/granodiorito/granito e no Complexo Pilar a associação de rochas intrusivas é constituída essencialmente por granito porfiróide/granito a duas micas.

3.2.1. Complexo Rio Capivari (Cgt)

O Complexo Rio Capivari ocorre ao centro da área de pesquisa, em grande parte recoberto pelos sedimentos da Bacia de Taubaté. As melhores exposições praticamente únicas, dentro da área do Mapa Geológico, são encontradas nos cortes da Rede Ferroviária (RFFSA) na porção em que esta é paralela ao traçado da Rodovia dos Trabalhadores (SP-070). Fora da área do mapa, boas exposições localizam-se nos cortes da Rodovia dos Trabalhadores (e.g. trevo para Itaquaquecetuba), bem como em cortes da rodovia Arujá - Mogi das Cruzes (SP-088).

A escassez de afloramentos e sua distribuição espacial desfavorável (sob os sedimentos da Bacia de Taubaté) impedem que os tipos petrográficos encontrados sejam mapeados com maior acurácia, sendo portanto enfeixados no Mapa Geológico (Apêndice 1) em uma única unidade, o Complexo Rio Capivari, embora possam ser distinguidas as unidades de biotita hornblenda gnaiss tonalítico porfiróide e hornblenda biotita gnaiss tonalítico homogêneo.

Do ponto de vista estrutural o Complexo Capivari ocupa o núcleo da sinforma invertida, principal estrutura da área de pesquisa, cuja linha de charneira seguiria aproximadamente a linha longitudinal média da área de afloramentos de sedimentos da bacia. Mais detalhes sobre a estrutura da área são abordados na seção relativa à Geologia Estrutural.

3.2.1.1. Anfibólio biotita gnaiss tonalítico

As exposições de mais fácil acesso deste tipo petrográfico podem ser encontradas na rodovia que liga as

idades de Arujá e Mogi das Cruzes (Mogi-Dutra, SP 098), cerca de 7,0 km em direção a Mogi após o entroncamento com a estrada que segue em direção a Itaquaquecetuba. Afloramentos de grandes dimensões, vertical e horizontal, capeados por sedimentos da Bacia de Taubaté, são encontrados nos cortes da Rede Ferroviária Federal nas proximidades do Bairro Miracatu.

O tipo petrográfico principal é um hornblenda biotita gnaiss cinza médio a escuro, leucocrático (M= 12-15), granoblástico, de granulação média, matriz equi a inequigranular. Do ponto de vista de estrutura, dois tipos se destacam, os termos porfiróides com cristais ocelares de anfibólio com cerca de 0,5 a 1,0 cm e megacristais ocelares de plagioclásio branco a cinza claro com 2 a 3 cm de eixo maior e os termos que exibem bandamento centimétrico conferido por alternância de bandas mais ricas em máficos.

Este bandamento conforma dobras intrafoliares rompidas (que afetam foliação anterior) e por vezes desenha figuras de redobramentos de padrão tipo 3 (em laço) (Ramsay, 1967). Alinhamento de mega-cristais desenhando dobras dentro do bandamento.

São observados leucossomas trondhjemitóides (branco) portadores de hornblenda, dobrados com o bandamento e eventualmente plano-axial às dobras que afetam este bandamento.

A composição é essencialmente tonalítica (estimativa visual), com quartzo, plagioclásio (andesina), anfibólio verde escuro a verde azulado (em algumas amostras duas vezes mais abundante que biotita) e biotita esverdeada. O feldspato potássico ocorre em proporções pouco significativas. Os acessórios são principalmente titanita, allanita e apatita. É comum a associação em lâmina de anfibólio, biotita e opacos. Sericita ocorre como produto secundário no plagioclásio. A textura granoblástica exhibe feições de deformação tais como microgranulação nas bordas de megacristais e alguns cristais de quartzo recristalizados.

Tipos petrográficos associados podem ser observados nos afloramentos da Rodovia dos Trabalhadores (SP-070) onde ocorre hornblenda biotita gnaiss granítico, cinza médio, leucocrático (M= 12-15), porfiróide com mega-cristais de 0,5 a 3 cm, que apresenta grande volume de bandas de espessura decimétrica de biotita gnaiss cinza, granítico, foliado. Tais bandas mostram-

se intensamente dobradas, desenhando figuras de interferência do tipo 3 (Ramsay, 1967). Presentes também bandas anfibolíticas.

Outro tipo petrográfico associado é um migmatito de estruturas estromática, "schlieren" e "schollen", de melanossoma gnáissico cinza claro, de granulação média e estrutura finamente bandada.

3.2.1.2. Anfibólio biotita gnaisse tonalítico

As melhores exposições desta unidade são encontrada nos cortes da RFFSA, no emboque de um túnel próximo ao Bairro Miracatu.

Trata-se de hornblenda biotita gnaisse cinza médio a cinza esverdeado de composição tonalítica, leucocrático (M= 8). equigranular a inequigranular e média granulação. Macroscopicamente mostra-se homogêneo, embora com proeminente lineação de estiramento de anfibólio. Apresenta como feição peculiar a facilidade de partição em placas. Distingue-se do anterior pela granulação média, índice de cor e estrutura.

O plagiocásio é em geral límpido, apresentando por vezes geminações encurvadas, a hornblenda é verde azulada clara, frequentemente intercrescida com biotita (verde escuro a cor de palha) e titanita. Os acessórios principais além da titanita são zircão e apatita.

Associados ao anfibólio biotita gnaisse foi observado um biotita gnaisse cinza escuro, leucocrático (M=15-20), equigranular de granulação média a fina, granolepidoblástico, homogêneo. Apresenta bandas de 0,5 m de material quartzo-feldspático róseo, sem anfibólio que se injetam paralelamente ao marcante bandamento presente. Veios rosados com anfibólio, também paralelos ao bandamento, foram observados mais esparsamente.

3.2.2. Domínio do Complexo Pilar

O domínio onde ocorre o Complexo Pilar ocupa a região centro-sul da área de pesquisa, limitado a norte pela importante Zona de Cisalhamento de Guararema e a sul pela Zona de Cisalhamento de Cubatão.

Neste domínio foram cartografadas três unidades de mapeamento, dominadas por metassedimentos, quatro corpos graníticos (Granitos Mogi das Cruzes, Sabaúna, Santa Catarina e Itapeti), além de ocorrências isoladas de turmalina granitos brancos.

A densidade de afloramentos descritos é mais baixa comparativamente ao domínio do Complexo Embu devido a profunda alteração das rochas supracrustais do domínio Pilar.

3.2.2.1. Biotita muscovita xisto (Pmx)

Esta unidade é a de maior expressão no Complexo Pilar. Engloba biotita muscovita xistos, granada biotita xistos, quartzo xistos e muscovita biotita gnaíse bandado.

O tipo petrográfico principal, que empresta o nome à unidade, é encontrado sob a forma de um saprolito de coloração marrom-avermelhado e aspecto terroso, a rocha quando menos alterada mostra-se de coloração acinzentada.

Trata-se de biotita muscovita xisto de granulação média a fina, textura lepidoblástica a lepidogranoblástica nos níveis mais quartzosos, com nódulos lenticulares brancos de muscovita (Fotomicrografia 3.1. ver também fotomicrografia 5.1 no capítulo 5, dedicado à Microtectônica e Metamorfismo). Localmente desenvolvem granada e plagioclásio, e embora sejam relatadas na literatura, não foram detectadas fibrolita ou estauroлита. Como acessórios apresentam zircão, opacos e apatita. Mais raramente foi detectada monazita.

Fotomicrografia 3.1.: Unidade de muscovita biotita xisto. Microdobra afetando uma xistosidade pretérita (S_1). Foliação principal (paralela ao lado menor da foto) é S_2 . Nicóis //, lado maior da foto 5,5 mm.

Sob o microscópio os xistos mostram diferenciação em bandas de filossilicatos e bandas mais quartzosas, e em uma amostra apresentava bandas separadas de muscovita e biotita.

Granada biotita xisto são semelhantes a rocha anterior do ponto de vista microscópico e localizam-se preferencialmente na região entre os Granitos Itapeti e Sabaúna.

A este/sudeste de Mogi das Cruzes, ocorre uma rocha de cor de alteração arroxeadada, fina, lepidoblástica, com bandamento incipiente que forma bancos métricos. A rocha mostra quartzo, muscovita e pintas brancas de feldspatos alterados, o que foi interpretado como níveis de meta-arcóseo.

Bandas centimétricas de quartzo xisto e quartzitos micáceos são encontradas com frequência.

Tipo petrográfico volumetricamente muito importante é uma sequência rítmica como a que ocorre a sul do Granito Itapeti. Trata-se de biotita quartzito algo feldspático avermelhado, maciço a levemente bandado, de textura granoblástica, granulação média a fina, intercalado com quartzo biotita xisto, também

levemente feldspático, vermelho arroxeado, lepidoblástico de fino a médio. Turmalina preta ocorre em ambos os litotipos.

Não há evidências de metamorfismo de contato, nas proximidades dos corpos granitóides apenas um pequeno incremento na granulação do xisto além de acículas de turmalina negra que ao microscópio mostram em geral de núcleo azulado e borda esverdeada. Próximo aos contatos dos corpos de turmalina leucogranito, é comum encontrar-se bolsões decimétricos de rocha pegmatóide em meio à foliação principal.

3.2.2.2. Rochas Cálcio-Silicáticas (Pcs)

Em localidade conhecida como Jardim São Bento, nas adjacências (a leste) de Mogi das Cruzes, ocorrem núcleos semi-alterados de rocha metabásica em meio a bandas métricas de uma alteração ocre argilosa. A rocha é um anfibolito esverdeado, de granulação média, onde se distingue uma matriz feldspática (já caulinizada) e manchas ocre (anfibólio). Esta rocha acha-se assinalada no Mapa Geológico (Apêndice 1) como ocorrência isolada 4.

Ao microscópio revela tratar-se de uma rocha alterada dominada por cristais de dimensões irregulares de andesina cálcica (An_{45}) e a um anfibólio verde claro provavelmente uma hornblenda com inclusões de quartzo, resultado do metamorfismo de piroxênios. A biotita é pleocróica de verde a cor de palha, e como acessório observam-se aglomerados de titanita crescendo sobre opacos.

Encontra-se associada, em escala de afloramento, rocha cálcio-silicática, totalmente alterada. Caracteriza-se por uma alternância de bandas centimétricas a decimétricas de cor arroxeada, (maciça, fina, argilosa e sem quartzo) e bandas de alteração amarelada igualmente maciças e finas.

Em poucos afloramentos, onde a banda arroxeada assume espessura métrica, observa-se uma espécie de estratificação gradacional decrescente para o topo de manchas angulosas, que foram interpretadas como grãos de feldspato. Tais observações sugerem tratar-se de provável contribuição vulcânica (tufo?) de natureza intermediária a básica.

3.2.2.3. Biotita Gnaiss (Pbg)

Esta unidade ocupa uma faixa de espessura média de 1 km no Mapa Geológico (Apêndice 1) desde a região do bairro São Paulo (subúrbio de Mogi das Cruzes) até a folha de Jacareí. Localiza-se entre os granitos Itapeti e Sabaúna e por encontrar-se em contato com o último foi interpretada, durante parte do trabalho, como borda gnáissica do granito.

O exame de lâminas petrográficas evidenciou diferenças nos minerais acessórios dos biotita gnaiss em relação ao Granito Sabaúna, e este fato indicou a necessidade da individualização desta unidade.

Mapeamentos recentes (Gimenez et al., 1991) na folha de Jacareí designaram as faixas de biotita gnaiss tonalítico (basais do Complexo Embu) de Gnaiss Gumeatinga, sendo que uma destas faixas mostra continuidade com a unidade de biotita gnaiss.

Macroscopicamente trata-se de uma rocha cinza escura a negra, leucocrática (M=10-12), inequigranular de granulação média a fina, localmente com megacristais de 2,0 cm destacados da matriz, de estrutura homogênea foliada.

Composicionalmente trata-se de granodiorito com plagioclásio saussuritizado e quartzo límpido. A biotita é de cor verde amarelada a marrom, e os acessórios principais são a apatita, opacos e eventual zircão.

3.2.3. Domínio do Complexo Embu

O domínio do Complexo Embu ocorre margeando o "núcleo" de rochas do Complexo Rio Capivari, tanto a norte quanto a sul deste. Constitui-se por uma grande unidade de gnaisses e xistos metapelíticos, onde intercalam-se rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e quartzitos. Um outro conjunto é representado por biotita gnaisses porfiróides de origem desconhecida.

Foram separadas sete unidades de mapeamento, que ocorrem intimamente associadas, por vezes com intercalações entre as unidades em escala de afloramento.

As unidades foram nomeadas segundo a rocha predominante, sendo elas gnaisses bandados, quartzito de partição em placas, biotita gnaisse diorítico associado a rochas cálcio-silicáticas, sillimanita granada biotita xisto parcialmente migmatizado, migmatitos de mesossoma gnáissico, biotita gnaisse micro-porfiróide e anfibólio biotita gnaisse.

3.2.3.1. Gnaisses Bandados (Egb)

A unidade de gnaisses bandados distribui-se em três faixas não superiores a 1.000 m de espessura em mapa, duas localizadas a norte de Santa Isabel e a terceira a norte de Guararema.

Esta unidade foi designada de forma genérica uma vez que muitos tipos petrográficos podem ser reconhecidos em escala de afloramento, sem que haja discordância. Claro exemplo pode ser observado nos cortes da rodovia que liga as cidades de Santa Isabel e Igaratá (SP-056) onde em um único afloramento foram reconhecidos até oito tipos petrográficos.

A rocha principal desta unidade é um gnaisse centimétrica a decimetricamente bandado de biotita gnaisse granodiorítico e hornblenda biotita gnaisse de cor cinza médio a escuro, leucocrático (M= 12-15), equigranular de granulação média e granoblástico. Comumente apresenta bandas de granito branco, leucocrático de granulação média.

Sillimanita-granada biotita xisto poderia ser designado por sillimanita gnaisse, pois o volume de feldspato está próximo ao limite de 20%, porém para ressaltar sua estrutura, optou-se por designá-lo de xisto. Trata-se de rocha sempre alterada de coloração acinzentada a marrom acinzentada, de granulação média, textura lepidogranoblástica. Encontra-se migmatizado por leucossoma branco a rosado, descontínuo, inequigranular médio.

Ocorrem ainda bancos métricos de um material de difícil identificação, com pouco feldspato, muita hornblenda e biotita, contendo bandas de biotita granito equigranular róseo. Bandas do hornblenda biotita quartzo monzonito porfiróide podem ser

observadas intercaladas a esta unidade, e em um caso isolando um xenólito de encaixante.

Em outro local onde predomina biotita gnaiss de alteração arroxeadada, ocorre a intercalação com outro gnaiss de cor avermelhada, ambos de granulação média, sob a forma de bandas centimétricas a decimétricas de gnaiss cálcio-silicático e granada-biotita gnaiss cinza médio, de granulação média. Localmente ocorrem bandas do anfibólio biotita granito gnaiss.

Tipo petrográfico restrito praticamente à faixa central é um biotita granada gnaiss branco (M= 10) inequigranular a porfiróide com megacristais de feldspato branco de 0,7 a 1,0 cm, de granulação média. Esta litologia sofre brusca diminuição de espessura em mapa sob os aluviões do ribeirão Figueira, a leste de Santa Isabel, em comportamento não entendido.

3.2.3.2. Unidade de Quartzito (Eqz)

A unidade de Quartzito apresenta destaque morfológico, podendo ser reconhecida mesmo em imagens de satélite do tipo LANDSAT. Trata-se de serra linear que é "grosso modo" o limite sul/sudeste da exposição dos sedimentos da Bacia de Taubaté.

Esta unidade possui espessura em mapa de 500 m e extensão de 13 km, orientando-se na direção N 55 E. Corresponde ao traço da Falha de São José de Hasui et al. (1977) e embora apresente rochas com feições protomiloníticas, as características de deformação são equivalentes as demais rochas do Complexo Embu, tornando desnecessário assinalar o traço de uma falha.

O quartzito é uma rocha branca rosada, de granulação média, granoblástica (recristalizada) e impura, pois bastante feldspática e micácea e apresenta partição em placas. Está intercalado com biotita gnaiss quartzoso de cor de alteração vermelha rosada a esbranquiçada. Esta rocha, com bandas de 2 a 4 cm de espessura é granoblástica, de granulação média, equigranular, com aproximadamente 50% do volume representado por quartzo. Podem ser observadas dobras intrafoliares desenhadas pelo gnaiss quartzoso.

3.2.3.3. Gnaiss Diorítico e Rochas Cálcio-Silicáticas (Edc)

Esta unidade ocorre a noroeste da rodovia Presidente Dutra (BR-116) e inclui a cidade de Santa Isabel em sua área de ocorrência. Forma uma faixa de 2.200 m de largura em mapa, sendo limitada a norte e a sul pelos quartzos monzonito Santa Isabel e granito Arujá.

O gnaiss diorítico é uma rocha que em superfície sempre é encontrada alterada. Forma um solo argiloso maciço, vermelho-vinho, com bandas claras de coloração rosada. Predomina na região conhecida como Montenegro (Este de Santa Isabel) que se caracteriza por morfologia de morrotes baixos e arredondados, onde escasseiam até afloramentos alterados.

Durante os trabalhos de campo, a escavação por desmonte a fogo de um poço de abastecimento possibilitou a obtenção de amostras inalteradas.

A rocha sã é um biotita gnaiss equigranular, cinza escuro a preto mesocrático ($M = 35-40$), de granulação fina, lepidogranoblástico, equigranular. Apresenta bandas de material quartzo-feldspático subcentimétrico a centimétrico que desenham dobras D_2 intrafoliares.

Camadas espessas de rochas cálcio-silicáticas e mais esparsamente bandas de rochas meta-ultramáficas são observadas.

As rochas cálcio-silicáticas formam um conjunto com bandamento centimétrico a decimétrico que alterna bandas argilosas arroxeadas e amarelas. Em um corte da rodovia que liga Santa Isabel à rodovia Presidente Dutra foi assinalada a ocorrência isolada 1, interpretada como provável "roof" em meio as rochas ígneas.

A rocha é verde escuro/cinzenta, maciça onde se observam cristais alongados de anfibólio, de granulação média. Ao microscópio revela a presença de dois anfibólios, um de coloração esverdeada (hornblenda) e outro quase incolor (actinolita, tremolita?) além de biotita, epidoto, titanita e allanita. Em outro ponto da lâmina identificou-se clinopiroxênio sendo corroído pelos dois anfibólios e intercrescido com epidoto. Em outra lâmina foi identificada escapolita.

3.2.3.4. Unidade de sillimanita granada biotita xisto (Ex)

A unidade de sillimanita granada biotita xisto ocupa três faixas, a mais setentrional ocorre desde o trevo para Santa Isabel no rodovia Presidente Dutra até os limites da área de pesquisa através da Fazenda São Judas Tadeu. As demais faixas ocorrem entre os gnaisses microporfioblásticos (Egp) e a unidade de Migmatitos (Emg).

Em nenhum momento foi possível encontrar rocha inalterada, seu aspecto é terroso, marrom arroxado a cinza prateado quando menos alterada. O tipo petrográfico presente corresponde a um sillimanita granada biotita xisto, médio, lepidoblástico, milonítico. Mineralogicamente ocorre biotita fortemente pleocróica de marrom claro a marrom avermelhada, feldspato potássico, raro plagioclásio e sillimanita (sob a forma de cristais prismáticos ou como agregados de fibrolita). Como acessórios, ocorrem zircão, opacos e por vezes monazita. Muscovita é rara e ocorre em placas junto ao plagioclásio ou sillimanita (Fotomicrografia 3.2. Ver também Fotomicrografias 5.2. e 5.3. no Capítulo dedicado ao Metamorfismo).

Fotomicrografia 3.2.: Alteração de granada (material de cor avermelhada). Observar pequenos restos de granada e "coroa" de sillimanita prismática (mineral incolor de alto relevo, clivagem inclinada) intercrescida com biotita. Nicois //, lado maior da foto 5,5 mm.

A unidade está migmatizada como demonstrado pela presença de bandas de natureza quartzo-feldspáticas que, embora sem grande continuidade lateral, emprestam aspecto estromático à rocha.

3.2.3.5. Unidade de migmatitos (Emg)

A unidade de migmatitos está limitada a uma pequena cunha triangular cujo limite sul, de direção N85E, são os milonitos da Zona de Cisalhamento de Guararema. O limite NW se faz de forma transicional com a unidade de sillimanita granada biotita xisto (Ex). Apesar da transição para o sillimanita xisto, a individualização desta unidade busca ressaltar diferenças na intensidade de migmatização.

Os tipos petrográficos principais de mesossoma são sillimanita-biotita xisto, biotita gnaiss milonítico e biotita gnaiss microporfioblástico. A cor é sempre acinzentada, tendendo a avermelhada em afloramentos mais intemperizados. As bandas leucossomáticas são, em geral centimétricas, mas podem chegar, localmente, a dimensões decimétricas. Têm composição quartzo-feldspática e granulação grossa a eventualmente pegmatóide, e conferem à rocha estrutura de migmatito estromático dobrado.

Alguns cortes dentro da cidade de Guararema mostram migmatitos mais evoluídos, com estrutura "schlieren" a nebulítica (Mehnert, 1971), indicando acentuação do processo de migmatização.

3.2.3.6. Biotita gnaiss granítico microporfiróide (Emp)

Esta unidade ocorre em contato a sul dos hornblenda biotita gnaisses tonalíticos do Complexo Rio Capivari e é desta forma considerado como base do Complexo Embu. Boas exposições ocorrem nos cortes da Rede Ferroviária Federal, a leste do bairro São Bento, assim como nos cortes de pequenas estradas vicinais que partem em direção a NW a partir do asfalto da rodovia Guararema-Dutra na região do trevo de Guararema.

O tipo petrográfico principal é um biotita gnaiss cinza médio, leucocrático ($M = 10-14$), microporfioblástico, de granulação média, inequigranular média e textura granoblástica, comumente milonítica. Da matriz destacam-se abundantes cristais subcentimétricos ocelares de feldspato branco, cristais maiores são raros. Ocorrem ainda finas bandas subcentimétricas a centimétricas de material quartzo-feldspático de granulação média.

Intercalam-se nesta unidade, bandas decimétricas a métricas com cor de alteração arroxeadada, vermelha clara a escura, de biotita gnaiss bandado, cinza médio, leucocrático ($M = 20-25$), granoblástico, equigranular de granulação média a fina, placoso, com provável composição diorítica. Podem ocorrer bandas métricas a bancos decimétricos de hornblenda biotita gnaiss de composição tonalítica, homogêneo, granoblástico, inequigranular, de granulação média. Outro tipo petrográfico que ocorre subordinadamente é um muscovita-granada-biotita gnaiss cinza claro a branco, leucocrático ($M = 5-7$), inequi a equigranular, médio, que apresenta um bandamento subcentimétrico quartzo-feldspático.

Tipos petrográficos bastante peculiares a esta unidade são bandas métricas de biotita gnaiss e de anfibolito. O biotita gnaiss de coloração cinzenta média a escura ($M = 15-20$), granoblástica a granolepidoblástica, inequigranular, de granulação média e esparsos porfiroblastos de 0,5 cm de feldspato. O anfibolito sempre alterado, caracteriza-se por um solo de alteração alaranjado/ocre, argiloso, isento de quartzo.

Um último tipo petrográfico observado é um granada biotita gnaiss, cinza médio, leucocrático ($M = 15-20$), de textura granoblástica e lepidogranoblástica, que assume aspecto xistoso de granulação média, apresentando ainda bandas subcentimétricas quartzo-feldspáticas esparsas que por vezes chegam a conferir um aspecto de migmatito estromático com paleossoma xistoso.

3.2.3.7. Biotita Gnaiss (Ebg)

Esta unidade é de pequena expressão em termos de área. Localiza-se a norte dos milonitos da Zona de Cisalhamento de Guararema, entre os bairros Beija-Flor e Itapeti, ambos a oeste

de Guararema. É constituído de hornblenda biotita gnaiss cinza médio, leucocrático (M= 8-10), inequigranular de granulação média, granonematoblástico. A rocha possui aspecto ígneo, em meio aos gnaisses bandados, daí sua individualização como unidade, podendo todavia representar uma lasca tectônica da unidade de gnaiss microporfioblástico (Ebg).

3.2.4. GRANITOIDES

O estudo das rochas graníticas permitiu delimitar os corpos com maior acurácia bem como conhecer melhor as facies presentes. Dois grandes conjuntos foram separados, o primeiro dos granitóides intrusivos no Complexo Embu e o segundo dos granitos intrusivos no Complexo Pilar

3.2.4.1. Granitóides intrusivos no Complexo Pilar

3.2.4.1.1. Granito Itapeti

O granito Itapeti ocorre na porção central da área, formando um corpo alongado de direção aproximada E-W. Aflora a norte da cidade de Mogi das Cruzes e continua para leste até a sul da cidade de Guararema. Próximo a esta cidade o granito está extremamente estirado, com expressão em mapa de cerca de 800 m, em contraste com os 2,0 km no mínimo na região de Mogi das Cruzes.

O contato norte é marcado por brusca passagem para a unidade de biotita muscovita xisto. A sul o contato com as encaixantes está parcialmente encoberto por sedimentos aluviais da várzea dos rios Tietê e Botujuru. Quando exposto, mostra uma passagem também brusca para a mesma unidade de xisto encontrada no contato norte.

Mapas anteriores como o da Folha Rio de Janeiro, do Projeto ao Milionésimo (Fonseca et al., 1979) mostravam

interrupção deste corpo a sul de Guararema, nas proximidades da linha da RFFSA, todavia seções realizadas naquela área mostra ocorrência do Granito Itapeti em ambos lados da ferrovia.

Macroscopicamente, trata-se de uma rocha cinzenta escura, leucocrática, de granulação média, com megacristais de feldspato branco-rosado, que podem atingir cerca de 3-4 cm. Dentro dos limites da área de pesquisa, parece ser o granito que apresenta as menores variações faciológicas. É sempre cinzento com $M = 8-12$ e frequentemente apresenta titanita visível a olho nu. A foliação conferida pela biotita tem seu traço paralelo ao eixo maior dos megacristais de feldspato. Tal foliação é paralela a foliação principal dos xistos encaixantes que é uma xistosidade S_2 , ondulada por D_3 . A foliação é particularmente intensa na região onde o granito apresenta menor "espessura". Nesta região a intensificação da foliação se deve principalmente ao forte achatamento dos grãos de feldspato.

Localmente foram observados enclaves microgranulares lenticulares, escuros, decimétricos, bem como termos francamente porfiríticos, assinalados no Mapa Geológico com a letra P.

Em lâmina delgada, a rocha apresenta textura blastoporfirítica. Os megacristais de feldspato potássico são centimétricos, eudrais de bordos arredondados e a matriz apresenta textura granoblástica. Os sinais de deformação são a microgranulação em torno dos megacristais, e a poligonalização do feldspato potássico e do quartzo na matriz.

Mineralogicamente, a rocha é bastante simples com uma composição granítica a adamelítica. O feldspato alcalino ocorre na matriz e como megacristais centimétricos (2 a 3 cm). Os megacristais apresentam geminação em grade e Carlsbad e encontram-se orlados por uma coroa microgranular de quartzo e feldspato potássico além de mirmequitas. São frequentemente pertíticos, com as pertitas em "strings". Pode apresentar inclusões de plagioclásio (intensamente saussuritizado) e biotita com clorita. Na matriz, apresenta-se menos geminado, equidimensional e com certa frequência poligonalizado.

O plagioclásio é um oligoclásio com geminação da lei da Albita e/ou Periclíneo, localmente com geminações encurvadas. Apresenta-se fortemente saussuritizado tanto nos megacristais idiomórficos como nas inclusões em feldspato potássico. Em duas amostras o plagioclásio mostra zonamento normal. Ocorre

frequentemente sob a forma de mirmequitas ao redor de feldspato alcalino.

Quartzo xenomórfico encontra-se na matriz, límpido, com extinção ondulante ou com fina granulação ao redor dos megacristais de feldspato potássico. Nos locais de deformação mais intensa o quartzo se mostra estirado em cordões.

O máfico principal é biotita fortemente pleocróica de verde amarelada a verde escuro. Ocorre isoladamente entre os outros minerais ou formando feixes de mesma orientação. No último caso é comum a associação com minerais opacos e titanita. Comumente pode invadir ou crescer sobre os feldspatos.

Dentre os acessórios destaca-se a titanita, em geral eudral, onipresente nas lâminas. Em um caso apresenta-se com uma cor de interferência de azul a amarelo-alaranjada. Os demais acessórios presentes são: zircão, apatita, sericita, allanita, epidoto, turmalina e opacos. Clorita ocorre como produto de alteração da biotita.

3.2.4.1.2. Granito Mogi das Cruzes

O granito Mogi das Cruzes, na área da dissertação, está restrito à margem direita do Rio Tietê. Todavia, Coutinho (1980) e Theodorovicz et al. (1990), mostram que o granito ocorre também na margem esquerda do referido rio. No Mapa Geológico (Apêndice 1) o granito é representado por um pequeno corpo de forma aproximadamente quadrada, com dimensão de cerca de 1 km².

Os contatos do granito Mogi das Cruzes não são bem seguros, principalmente devido à falta de boas exposições, além de encontrar-se recoberto por aluviões. Todavia é certo que intrude a mesma unidade de biotita muscovita xistos (Pmx).

Macroscopicamente observada, a rocha é cinzenta clara quando sã e cinza rosada quando algo alterada. Tem granulação média e textura porfiroidal. Os cristais maiores de feldspato cinzento (feldspato potássico) atingem até 3 cm de eixo maior, alinhando-se paralelamente ao traço da suave foliação conferida pelas micas.

A rocha de composição granítica (s.l.) apresenta os megacristais de feldspato potássico com forma ovalada a sub-

retangular, com geminação em grade. São frequentemente pertíticos, e podem incluir alguma mica branca. Seus bordos são comumente limitados por mirmequitas. O plagioclásio (oligoclásio) encontra-se saussuritizado, todavia é possível distinguir a predominância de geminação da lei de Albita. A alteração pode chegar a formar placas bem desenvolvidas de mica branca em seu interior. O quartzo apresenta-se, em geral anedral, límpido, em cristais de dimensão reduzida, com extinção ondulante.

Os máficos presentes no granito são a biotita (4,5%) e a muscovita (3,0%). A biotita é marrom pardacenta a marrom claro/palha, e tem a peculiaridade de conter muito zircão, o que lhe confere aspecto manchado devido aos halos pleocróicos. Muscovita e sericita aparecem de duas formas, seja como resultado de alteração no interior de feldspatos seja em placas bem desenvolvidas junto a biotita ou isoladamente. Assim, a ausência de critérios texturais seguros impede a qualificação da última como um mineral genuinamente primário.

Além da presença de muscovita e da cor da biotita, os acessórios constituem-se em outra diferença entre os granitos de Itapeti e Mogi. No último, o principal acessório é o zircão, que ocorre principalmente como inclusões nas biotitas. Opacos são raros e titanita, turmalina, apatita e allanita não foram observados. Clorita é comum como produto de alteração da biotita.

A textura é blastoporfirítica com evidências de deformação como a microgranulação ou recristalização mormente de quartzo, em torno dos megacristais.

3.2.4.1.3. Granito Sabaúna

O granito Sabaúna ocorre na porção centro sul da área de pesquisa. Possui uma forma grosseiramente lenticular com comprimento de cerca de 14 km e 4 km de largura. A porção oeste do corpo sugere direção aproximada N 50 E, conquanto a porção leste está orientada em direção E-W. Esta inflexão parece vinculada a deformação imposta da Zona de Cisalhamento de Guararema.

O contato norte, ao menos na parte ocidental, é brusco, colocando-o ao lado dos biotita muscovita xistos (Pmx). Não há evidências de metamorfismo de contato nos xistos. O limite sul está definido de forma menos segura e segue o ribeirão Botuquara /Putim, colocando em contato os mesmos tipos litológicos.

A oeste da cidade de Sabaúna ocorre uma lente de cerca de 100 a 150 m de espessura por 2,5 km de comprimento da unidade de muscovita xisto (Pmx). Apresenta também uma reentrância na região de César de Souza no contato com a mesma unidade, seguindo direção semelhante. Estes fatos sugerem que a intrusão do granito se deu através de "sheets" paralelos à foliação.

Macroscopicamente, apresenta variações de índice de cor, textura e estrutura. O granito é predominantemente claro, leucocrático (M= 8-10), porém eventualmente pode apresentar um índice de cor M de até 20. Também no aspecto textural observam-se diferenças nítidas, pois a rocha passa de porfiroidal na borda para equigranular de média a grossa mais para o centro do maciço.

Estruturalmente, as áreas mais internas ao maciço mostram-se em geral menos foliadas, apesar da ocorrência de zonas planares intensamente foliadas. Outra observação macroscópica é a de que a muscovita não ocorre em todos os pontos, sendo mais comum nos granitos mais claros, ao contrário da biotita, sempre presente. Enclaves microgranulares de dimensões centimétricas compostos essencialmente por quartzo e biotita são comuns.

Composicionalmente, trata-se de um granito do campo 3b. O feldspato potássico apresenta-se como megacristal e na matriz. Geminação em grade tem ocorrência regular, mas geminação Carlsbad também se faz presente. Os megacristais são frequentemente pertíticos (na forma de barras ou "string"). A alteração está presente sob a forma de pequenas manchas sericíticas. Como inclusões nos megacristais encontra-se plagioclásio, biotita, sericita e clorita. O plagioclásio (oligoclásio) está fortemente alterado, o que se traduz na presença de inúmeras placas de sericita em seu no interior, tornando-o "sujo" ao microscópio. O quartzo límpido, recristalizado, tem seus bordos retilíneos e muitos limites indicando estabilidade (120°).

A biotita, que predomina sobre a muscovita, é de coloração castanho avermelhada a marrom clara. Chama a atenção a

presença comum de zircão. A muscovita ocorre sob a forma de placas dentro de plagioclásios alterados, ou como massas intersticiais contíguas à biotita e/ou ao feldspato. Novamente faltam critérios seguros para a definição de sua origem.

Contrastadamente com o granito Itapeti, surgem aqui como acessórios típicos de granitos peraluminosos, minerais como turmalina e granada. A granada forma cristais euhedrais milimétricos associados à biotita. A turmalina ocorre formando cristais anedrais intersticiais. Exibe forte pleocroísmo sendo zonada com cores cinza no centro e mais esverdeadas na borda. Nota-se também que o zircão é um acessório comum ao contrário dos opacos.

O exame de enclave microgranular revela contatos relativamente bruscos com o restante da rocha. É constituído por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, sendo a última de cor semelhante à da encontrada no granito.

3.2.4.1.4. Granito Santa Catarina

O granito Santa Catarina localiza-se na extremidade SE da área de pesquisa, possui uma forma aproximadamente tabular, com dimensões aproximadas, na área de pesquisa, de 3 km de largura por 13 km de comprimento, orientado na direção N 50 E.

O limite sul deste granito é assinalado na várzea aluvial do rio Tietê. Em seções realizadas, tanto de Biritiba-Mirim quanto de Nossa Senhora dos Remédios, em direção a norte, assim que se cruza o rio Paraitinga defronta-se com afloramentos do granito. Contudo, em grande parte da rodovia SP-088 (Biritiba-Mirim a Salesópolis) no trecho entre Biritiba-Mirim e a vila Nossa Senhora dos Remédios (fora da área do mapa) observa-se afloramentos de granito, o que implica que o granito Santa Catarina poderia não se limitar a norte do rio Paraitinga, hipótese não investigada face a exiguidade de tempo.

O contato oeste com a unidade de biotita muscovita xisto se dá de forma brusca nas proximidades da vila de Santa Catarina. Os limites norte e noroeste do corpo não são bem definidos todavia seguem aproximadamente paralelos ao ribeirão Putim (vide Mapa Geológico). Na região centro-oeste do corpo conhecida como Chácaras Nirvana foram encontrados afloramentos

de metassedimentos, todavia não se pôde individualizar lentes à exemplo do Granito Sabaúna.

O tipo petrográfico mais comum é um biotita granito cinza médio a escuro, leucocrático ($M = 10$), inequigranular a porfiróide com megacristais de feldspato alcalino cinza de 2,0 a 3,0 cm eudrais a subidiomórficos, de granulação média a grossa.

A foliação é intensa na borda, porém em direção ao centro do corpo mostra esmaecimento. Fato semelhante se passa com a textura que é porfiroidal na borda tendendo a termos mais equigranulares no centro.

A composição granítica a granodiorítica com feldspato potássico apresentando pertitas em "strings" e microgranulação e/ou mirmequitas em sua borda. O plagioclásio (oligoclásio), está frequentemente saussuritizado. A biotita é o máfico principal, de cor esverdeada a marrom claro/palha, formando filmes ao redor dos megacristais de feldspato potássico. Como acessório mais importante ocorre titanita e subordinadamente, allanita, apatita, zircão e opacos. Clorita ocorre em placas na biotita e muscovita nos plagioclásios alterados.

Na região do bairro de Santa Catarina foram detectados termos de coloração cinza rosada, leucocráticos ($M = 6-9$), equigranular a inequigranular de granulação média.

3.2.4.1.5. Turmalina leuco-granito

Turmalina leuco-granitos ocorrem em pequenos corpos lentiformes em meio aos metassedimentos do Complexo Pilar e também dos Milonitos da Zona de Cisalhamento de Guararema. Ocorre ainda sob a forma de bandas centimétricas a decimétricas nos tipos petrográficos acima mencionados.

Inicialmente interpretado como veios de material pegmatóide, em um afloramento exibia dimensões de escala decamétrica, o que levou a sugerir sua inclusão como unidade de mapeamento.

O maior destes corpos ocorre a sul de Guararema em localidade conhecida por Bairro dos Nogueiras. Este corpo possui forma alongada com largura de ~100 m e comprimento de cerca de 4 km.

Os contatos com as encaixantes são sempre bruscos, com o turmalina granito cortando a foliação principal dos xistos e das rochas cálcio-silicáticas. Na região próxima ao contato é comum que os xistos também apresentem pequenos prismas de turmalina.

A rocha é um muscovita granito branco, hololeucocrático (M= 3-5) equigranular de granulação média a fina, homogêneo a bandado, esta última estrutura conferida pelo alinhamento de prismas de turmalina negra. A rocha é milonítica e as turmalinas alinham-se segundo a direção do estiramento mineral.

Microscopicamente exhibe feldspato alcalino, oligoclásio e muscovita. Como acessórios ocorrem biotita zonada com borda azul acinzentada clara e núcleo verde amarelado pálido e alguns cristais de granada.

Quadro resumo das características dos granitos intrusivos no Complexo Pilar é apresentado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Granitóides intrusivos no Complexo Pilar

Tipo	Composição	Maficos (Acessórios)	M	Text. Estrut. Cor Típica	Manifestações Associadas
Itapeti/ Sta. Catarina	Granito	Biotita verde (titanita, allanita)	~8	Porfirítico a porfiróide, foliado a milonítico, cinza escuro	Enclaves micro- granulares
Sabauna/ M. Cruzes	Granito/ Granodiorito	Biotita verde (titanita, allanita)	7-10	Porfiróide a inequigr. foliado a macico, cinza escuro	Enclaves micro- granulares
Bairro dos Nogueiras	Granito	Musc. biot. (turmalina negra)	3-5	Equigranular fino milonítico branco	

Tabela 3.2. Granitóides intrusivos no Complexo Embu

Tipo	Composição	Maficos (acessórios)	M	Text. Estrut. Cor Típica	Manifestações associadas
Sta. Isabel	Qzo. monzonito	Horn. biot. verde (titanita, allanita)	~15	Blastoporfir. (FK 3-6cm) foliado, cinza escuro	Diques dioríticos bandas graníticas
Geremuniz	Granodiorito	Biotita verde (titanita, allanita)	~10	Porfirítico(FK 2-4cm) foliado, cinza escuro	Bandas graníticas cinza
Paratei	Granito	Hornb., Biotita (titanita, allanita)	12-15	microporfir.(FK 1-3cm) cinza médio	Bandas graníticas róseas
Aruja	Granito a Qzo. monzonito	Biotita verde (allanita, titanita, opacos)	~7	Equi a inequigran. cinza médio, homogêneo localmente bandado	
Jaguari	Granito	Muscovita biotita (turmalina)	~3-5	Equigran. fino foliado (milonítico) branco a cinza claro	Diques dioríticos

3.2.4.2. Intrusivas no Complexo Embu

O conjunto intrusivo no Complexo Embu é constituído por cinco tipos de rochas granitóides, a saber: anfibólio-biotita gnaiss porfiróide quartzo monzonítico (Tipo Santa Isabel), biotita granodiorito porfiróide (Tipo Geremuniz), biotita granito fino equigranular (Tipo Arujá), hornblenda biotita granito microporfiróide (Tipo Parateí) e biotita-muscovita granito com eventual granada e turmalina (Tipo Jaguarí)

Os três primeiros tipos de granitóides, dado a dificuldade de realização de estudos petrográficos, foram estudados com auxílio de análises químicas, sendo a discussão dos resultados e possíveis interpretações destes, apresentados em um capítulo específico -Capítulo 4 - GEOQUÍMICA. Todos os tipos apresentam feições gnáissicas e texturas proto-miloníticas. Dominam a porção noroeste da área de pesquisa (a noroeste da via Dutra-BR-116) e sustentam relevo elevado.

As características dos granitóides intrusivos no Complexo Embu é apresentada na Tabela 3.2. (página anterior).

3.2.4.2.1. Hornblenda biotita gnaiss porfiróide (Tipo Santa Isabel)

A unidade de hornblenda biotita granito gnaiss porfiróide corresponde aos blastomilonitos gnaisses facoidais de Campos Neto & Basei (1983). Distribuem-se em faixas alongadas paralelas à foliação principal, com espessuras aparentes de 1 a 4 km. A forma dos corpos e a concordância com as rochas encaixantes sugerem tratar-se de lâminas ("sheets") de granito (s.l.) a exemplo das ocorrências da região de Itapevi discutidas por Janasi et al. (1990).

Boas exposições são encontradas na rodovia Dom Pedro I (fora da área de pesquisa), entretanto na área de pesquisa os afloramentos são distribuídos de forma não sistemática, as melhores exposições ocorrem nas explorações de brita ao redor de Santa Isabel, como por exemplo, na pedreira Mendes Júnior (NC5 442).

O tipo petrográfico principal desta unidade é um hornblenda-biotita gnaiss de composição quartzo monzonítica, blastoporfirítica, cinza médio, leucocrático ($M = 12-15$). A matriz é granoblástica/milonítica, cinza média a escura, de granulação média a fina, equi a inequigranular, que apresenta certo bandamento centimétrico. Destacam-se da matriz cristais de feldspato potássico róseo a esbranquiçado com 2 a 6 cm de eixo maior, com formato ocelar ou por vezes subidiomórfico. Em afloramentos mais alterados é possível destacar os feldspatos da matriz, revelando uma relação aproximada de eixos maior / intermediário / menor de $2 : 1 : 0,8$. Comuns também são cristais de 0,4 a 0,8 cm de anfibólio, aparentemente estáveis na matriz.

Inúmeras intercalações são observadas, como por exemplo bandas de biotita gnaiss granítico equigranular, cinza médio, leucocrático ($M = 8-10$), de granulação fina. Em alguns pontos em exposições maiores pode-se observar fragmentos (xenólitos) do granito porfiróide ou mesmo xenocristais de feldspato potássico na borda da banda do equigranular. Volumetricamente importantes são bandas de rochas dioríticas que chegam a atingir dimensões decamétricas.

Bandas razoavelmente contínuas, centimétricas a decimétricas de biotita granito róseo, equigranular, leuco a hololeucocrático ($M = 5-7$), granoblástico e estruturalmente oblíquas à foliação principal, têm ocorrência mais restrita.

A determinação petrográfica da composição do porfiróide é dificultada pela presença de megacristais com 6 X 3 cm em uma matriz média a fina. Mineralogicamente, é constituído de microclíneo, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O feldspato potássico mostra-se em megacristais e na matriz. Os megacristais de feldspato potássico estão circundados por coroas microgranulares que gradam para a matriz, revelando uma textura seriada.

Os megacristais são pertíticos (pertitas em "string") parcialmente recristalizados em subgrãos, raramente apresentando plagioclásio ou muscovita. Nas bordas paralelas à foliação os megacristais apresentam mirmequitas. Este fato é sugestivo da importância de processos deformativos na formação de mirmequitas, de acordo com as descrições de Simpson (1985).

Plagioclásio (andesina/oligoclásio) na matriz mostra-se em pequenos grãos, por vezes com a geminação polissintética encurvada e levemente saussuritizado. Quartzo mostra-se

recuperado em subgrãos, com extinção ondulante, e microgranulado em torno de megacristais de feldspato potássico formando, eventualmente, cordões estirados.

Biotita e hornblenda são os minerais máficos presentes. A hornblenda apresenta pleocroísmo verde azulado a verde (2V pequeno-ferro-hastingsita?). Frequentemente ocorre intercrescida com opaco e/ou biotita.

O acessório mais frequente é titanita eudral em cristais de 0,3 cm, ocorrendo ainda apatita, opacos, zircão e allanita. Carbonato e sericita ocorrem como produtos de alteração.

Estruturalmente, a rocha exibe deformação intensa com desenvolvimento de trama planar e linear. Os megacristais de feldspato potássico exibem uma coroa branca resultante de recristalização / microgranulação. O eixo maior dos megacristais orienta-se paralelamente à lineação de estiramento dada por agregados de quartzo estirado.

A deformação não é homogênea, com zonas mais deformadas e zonas mais poupadas. A deformação parece ter ocorrido em diferentes condições metamórficas, pois em algumas lâminas a hornblenda mostra condições de estabilidade, porém em outras indica reação formando biotita e quartzo. A presença de cordões de quartzo dos tipos 2 e 3 de Boullier e Bouchez (1978) e Simpson (1985) reforça esta hipótese.

As bandas dos tipos petrogáficos que são intercaladas, apresentam-se paralelizadas à foliação. Apenas em um afloramento foram observadas dobras desenhadas por banda de biotita granito gnaisse róseo, foliada, gerada possivelmente em um único evento de deformação progressiva, uma vez que na maioria dos afloramentos, a foliação principal é primária (S₁), contrariamente ao descrito por Campos Neto & Basei (1983a).

3.2.4.2.2. Biotita granodiorito (Tipo Geremuniz)

Rochas desta unidade foram confundidas com o hornblenda biotita quartzo monzonito Santa Isabel pela similaridade de cor, granulação e textura. Durante o decorrer dos trabalhos de campo observou-se que o granodiorito não apresenta hornblenda, o que se constituiu em critério para separá-lo do Tipo Santa Isabel.

No capítulo de Geoquímica, procura-se mostrar que tal separação encontra fundamentação também em critérios geoquímicos.

Foram mapeados dois corpos desta unidade, um a sul de Santa Isabel, no Bairro Geremuniz e outro próximo a Arujá, fora da área do mapa.

A rocha é cinza escura a média, leucocrática ($M = 8-10$), de granulação média a grossa, porfiróide, com megacristais de feldspato potássico branco a cinza com cerca de 3,0 centímetros em média. Os megacristais apresentam forma ocelar a subidiomórfica.

O feldspato potássico é pertítico, com microgranulação na borda, o oligoclásio está saussuritizado e algumas vezes forma cristais maiores (1 a 1,5 cm). O máfico principal é biotita verde escura a clara e os acessórios são titanita, allanita, zircão apatita e opacos.

3.2.4.2.3. (Hornblenda) biotita granito (Tipo Parateí)

A unidade de (hornblenda) biotita gnaiss microporfiróide ocorre imediatamente a norte dos sedimentos da Bacia de Taubaté. Suas melhores exposições são encontradas em estradas vicinais que partem da rodovia Presidente Dutra em direção à norte, em especial a estrada dentro de fazenda São Judas Tadeu (Apêndice 1). Dispõe-se na forma de uma faixa de direção N 55 E de cerca de 1 km de largura, balizada a sul pela drenagem do rio Parateí.

O principal tipo petrográfico observado é um biotita gnaiss porfiróide, eventual portador de anfibólio, cinza médio leucocrático ($M = 12-15$), granítico a granodiorítico, de matriz milonítica, granoblástico, inequi a equigranular, de granulação média. Os megacristais de feldspato potássico são brancos a rosados, ocelares a subidiomórficos, com 1 a 3 cm de eixo maior. Exibe bandas esparsas subcentimétricas quartzo-feldspáticas brancas, de granulação média a grossa.

Alguns afloramentos apresentam bandas de um biotita gnaiss cinza, leucocrático, com bandamento subcentimétrico.

A distinção entre as unidades de biotita gnaiss microporfiróide e a de biotita gnaiss porfiróide no campo foi possível pois as dimensões dos megacristais são bastante

diferentes. Adicionalmente, o aspecto geral da rocha é distinto uma vez que os gnaisses microporfiróides têm uma matriz média a grossa, inequigranular, onde os cristais maiores, sempre em grande proporção, pouco se destacam da matriz. Por sua vez o gnaisse porfiróide Santa Isabel é uma rocha de matriz média a fina, onde os cristais com 3 a 6 cm destacam-se na matriz.

3.2.4.2.4. (Granada) biotita muscovita granito (Tipo Jaguari)

A unidade de (granada) biotita muscovita granito gnaisse ocorre em faixa de direção N50-55E com ao menos 1.500 m de espessura aparente no extremo norte/noroeste da área de pesquisa. Bons afloramentos podem ser observados na SP-056, que liga Santa Isabel a Igaratá, fora da área de pesquisa, ou ainda junto a um Parque Municipal no rio Pilões.

O tipo petrográfico da unidade é um biotita muscovita milonito gnaisse granítico, cinza claro, leucocrático a hololeucocrático (M= 5-7), granoblástico, com matriz de granulação média e equigranular, com alguns megacristais de feldspato potássico subcentimétricos. A granada tem presença inconstante e não chega a 1% do volume da rocha. A principal característica da rocha é uma partição em placas associada a intensa estruturação plano-linear.

A composição da rocha é granítica e possui em equilíbrio minerais como feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita. Os acessórios são raros, podendo se observar raros opacos e zircão. A textura granoblástica é resultado de intensa recristalização, com muitos exemplos de contatos retilíneos entre grãos com ângulo de 120°.

Descrições complementares acham-se no tópico referente aos milonitos.

3.2.4.2.5. Biotita granito (Tipo Arujá) (8 de)

Esta unidade constituída de biotita gnaisse granítico ocorre em duas faixas, a sul e a norte de Santa Isabel. A faixa sul corta a área do mapa de leste a oeste, com largura de até 2,0 km no Mapa Geológico. A faixa norte apresenta largura de ca.

4 km e trunca claramente as faixas de gnaisses e xistos do Complexo Embu e também o quartzo-monzonito Santa Isabel. A rocha passou por análise química (Ver Capítulo 4 - Geoquímica), caracterizando-se como de afinidades a Granitos Tipo "A" - anorogênicos (Pitcher, 1982). A partição em placas faz com que haja inúmeras pedreiras de exploração manual deste tipo de rocha, que são os melhores afloramentos visitados.

A rocha dominante é um biotita gnaisse granítico, cinza claro a médio porém termos de coloração rosada também podem ser observados, leucocrático ($M = 8-10$), de granulação média a fina, granoblástico, equigranular a inequigranular com esparsos megacristais de feldspato branco de 0,5 a 1,0 cm, com partição em placas.

A rocha é francamente homogênea porém exhibe localmente um bandamento quartzo-feldspático branco rosado, subcentimétrico, que em determinadas porções da rocha lhe empresta um aspecto de migmatito estromático. Feição peculiar são manchas marrons conferidas pela alteração de allanita.

Apresenta variações composicionais de quartzo-monzonito a granito. O mineral máfico é essencialmente biotita. Acessórios volumetricamente importantes são allanita e titanita (Fotomicrografia 3.3.).

Fotomicrografia 3.3. Biotita granito fino, Tipo Arujá, exibindo riqueza em allanita, titanita e opacos. Nicois //, lado maior da foto 5,5,mm.

A allanita é a principal responsável pelos valores altos de elementos HFS como se demonstra no capítulo de Geoquímica. Apatita é um acessório mais raro.

3.3. ROCHAS MILONITICAS

Sob esta designação descrevem-se rochas do ramo dos milonitos (vide item 1.5.2.2. Terminologia estrutural) associadas à zonas de intensa foliação, embora quase todos os litotipos presentes na área de pesquisa apresentem sinais de deformação, caracterizada por achatamento/estiramento de grãos de quartzo e/ou feldspato ou recristalização/recuperação de grãos de quartzo ou extinção ondulante de quartzo ou textura "mortar".

Três zonas de cisalhamento mais importantes desenvolvem-se na área, Rio Jaguari a noroeste, Guararema ao centro e Cubatão a sudeste.

3.3.1. Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ)

O traço da zona de cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ) é caracterizado pela ocorrência de rochas gnáissicas de composição granítica, apresentadas no Mapa Geológico como Granito Jaguari. Distribuem-se em uma faixa estreita de cerca de 500 a 1000 m de espessura, podendo ser seguidos desde os corte do trevo de acesso à cidade de Igaratá na Rodovia Dom Pedro I até a porção oeste da área de pesquisa.

Trata-se de uma associação de biotita muscovita gnaiss granítico e muscovita gnaiss granítico com turmalina, branco. Em escala de afloramento mostram-se entremeados, a deformação superimposta paraleliza os contatos, obliterando as relações de ordem de intrusão.

Bons afloramentos são encontrados nos cortes da SP-056 (Santa Isabel a Igaratá), a norte da represa, porém afloramento excepcional (NC 896) localiza-se no Loteamento São Miguel Cruz, próximo ao rio Pilões (norte de Santa Isabel).

O primeiro tipo petrográfico é um biotita muscovita gnaiss granítico, com granada, milonítico, cinza claro, leucocrático ($M = 5-7$). A granulação é fina a média, com porfiroclastos esparsos de feldspato alcalino euedrais a ocelares, de 0,5 a 1,0 cm, estirados. Sua principal característica estrutural é a de se partir em placas, devido a intensidade da foliação e lineação. Presentes também bandas centimétricas a decimétricas concordantes de leucossoma branco, foliado, de granulação média a grossa. Localmente ocorrem diques de composição diorítica, enclaves surmicáceos e xenólitos de encaixante.

Microscopicamente exhibe feldspato alcalino com geminação em grade, plagioclásios mostram-se alterados e são, os primeiros mais cálcicos que os últimos. Biotita é marro clara a palha. Pequenos cristais de granada podem ser observados. Os acessórios são apatita e raros opacos.

Sob o aspecto estrutural exhibe feições contrastadas em função do corte da lâmina. Lâminas executadas perpendicularmente à foliação e à lineação, mostram-se foliadas com algum achatamento de grãos. Lâminas executadas perpendicularmente à foliação e paralelamente à lineação mostram o quartzo em cordões (tipo 2 de Boullier & Bouchez, 1978).

O outro tipo petrográfico é um muscovita gnaiss granítico com turmalina e biotita, branco a cinza claro, hololeucocrático ($M = 3$), granulação média, homogêneo, com textura milonítica. Esparsos megacristais de feldspato alcalino atingem 0,5 cm.

Seções paralelas à foliação e à lineação mostram agregados de muscovita formando uma lineação proeminente de 0,5 cm, semelhante a uma fita.

Localmente desenvolvem-se zonas tabulares de milonito gnaiss de granulação fina, cinza médio a escuro, tendo como máfiico apenas biotita fina, com todos os contatos intergrãos em torno de 120° .

Ao microscópio revelam os pequenos megacristais de feldspato potássico com bordas mirmetíticas, na matriz exibem com frequência geminação em grade. O quartzo nos cortes paralelos à lineação, mostra cordões do tipo 2 de Boullier & Bouchez (1978) e nos cortes perpendiculares, mostra-se ora recristalizado (limpo), ora em extinção ondulante. Como acessório observa-se turmalina verde escura a negra e clorita. Biotita

mostra pleocroísmo palha a marrom, muscovita exhibe deformações tipo "mica-fish" (Fotomicrografia 3.4.).

Estruturas como a última e porfiroclastos deformados sugerem movimentação principal dextral para esta zona de cisalhamento.

Fotomicrografia 3.4.: Porfiroclasto de muscovita em forma de peixe ("mica-fish") indicando movimentação dextral, em biotita muscovita granito da ZCRJ. Nicols X, lado maior da foto 5,5 mm.

3.3.2. Milonitos na Zona de Cisalhamento de Guararema

A Zona de Cisalhamento de Guararema (ZCG) corresponde ao falhamento de Guararema de Alves (1975). Tal designação procura evitar a controvérsia sobre a continuidade do falhamento de Taxaquara sob os sedimentos da Bacia de São Paulo. Hasui et al. (1981) sugerem que o falhamento de Guararema seja a continuidade do falhamento de Taxaquara, enquanto Campos Neto & Basei (1983) sugerem que o falhamento de Taxaquara prossiga mais ao norte, seguindo o falhamento do rio Jaguari. Assim, o falhamento de Guararema seria a continuidade do falhamento de Caucaia. Tal postura é corroborada por Takiya et al. (1989) que se

fundamentaram na disposição dos depocentros da Bacia Sedimentar de São Paulo.

A ZCG coloca em contato as rochas dos Complexos Pilar e Embu, desenvolve uma faixa de espessura, em mapa, de 800 a 1500 m, com direção aproximada E-W que claramente trunca as estruturas do último (com "trend" aproximado de N55-60E). A deformação atingiu o Granito Itapeti, que se mostra estirado, com trama milonítica no trecho de maior deformação.

Estruturas como "slickensides", porfiroclastos rotacionados e o próprio arraste do Granito Itapeti indicam **movimentação dextral**. Estrias com mergulho e o contraste metamórfico entre as duas unidades permitem inferir deslocamentos não apenas horizontais como também verticais. A Fotografia 3.1. mostra porfiroclastos rotacionados na ZCG.

Fotografia 3.1.: Milonito gnaísse da Zona de Cisalhamento de Guararema. Porfiroclasto tipo δ (Passchier & Simpson, 1986) indicando movimentação dextral.

A ZCG caracteriza-se por intenso imbricamento de distintos tipos petrográficos miloníticos, embora como mostre Ramsay (1980) e Ramsay (1976), a deformação ocorra de forma heterogênea, existindo porções menos deformadas dentro da faixa.

Exemplo pode ser observado no afloramento SE1 273, onde uma faixa planar de cerca de 30 cm exibe foliação intensa e granulação fina, em meio a biotita gnaiss médio. A rocha mais fina é um filonito com dominância de minerais filossilicáticos, quartzo e alguma turmalina. A rocha mais grossa de granulação média é um biotita gnaiss com foliação milonítica com forte achatamento de grãos de quartzo e feldspato; a biotita contorna os grãos maiores poupados da deformação.

As rochas mais importantes desta unidade são biotita gnaiss centimetricamente bandado de granulação média e um biotita gnaiss microporfiróide de granulação média a fina e megacristais de 0,5 a 1,0 cm. Ambas rochas parecem corresponder as unidade Egp e Egb.

Ultramilonitos em espessuras variadas ocorrem de forma localizada, entretanto na rodovia Mogi-Arujá (SP-088) ocorre afloramento de cerca de 100 - 150 m de rocha branco rosada e estrutura em placas com forte lineação. Neste mesmo afloramento ocorre dique de metabásica.

3.3.3. Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC)

O limite sul/sudeste da área de pesquisa, definido pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC) é aquele de menor número de pontos de observação. O traçado da ZCC é grande parte fruto de foto-interpretação, uma vez que os afloramentos são muito raros.

Os afloramentos examinados são dominados por milonitos/ultramilonitos partição em placas, de cor de alteração clara, pulvurentos, desenvolvidos, possivelmente, sobre rochas graníticas.

Critérios de campo como slickenside e escalonamento de fraturas sugerem movimentação dextral, com estrias associadas apresentando mergulhos subhorizontais e com mergulhos de 30° em direção a S 70 W indicando recorrência oblíqua.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

4.1. JUSTIFICATIVA DO EMPREGO DE ANÁLISES QUÍMICAS

No presente estudo analisa-se um conjunto de rochas com granulação de fina a grossa, uma das quais de textura blasto-porfirítica, frequentemente com megacristais com cerca de 6 centímetros de eixo maior.

Usualmente, a composição de rochas desse tipo pode ser obtida a partir de contagens modais em grandes fatias de rocha, eventualmente com estimativas do conteúdo de megacristais nas fatias, combinadas a análises modais da matriz por meio de lâminas petrográficas. Como técnica auxiliar, pode-se colorir seletivamente os feldspatos por ataque com cobalto nitrito de sódio.

As técnicas descritas mostraram-se de pouca eficiência, no caso do gnaisses porfiróides, uma vez que as rochas sofreram processo deformativo intenso gerando protomilonitos e milonitos, caracterizados por uma matriz poligonalizada, parcialmente recristalizada e de granulação seriada. A micro-granulação que forma uma coroa em torno dos mega-cristais, não suscetível de análise microscópica, prejudica uma análise mais acurada da composição da matriz e por conseguinte da rocha.

Os biotita granitos finos apresentavam menores problemas de caracterização petrográfica, entretanto algumas feições como a associação geográfica constante com os gnaisses porfiróides, tornaram-os alvos de interesse. Esta associação havia sido descrita, de forma preliminar, por Janasi et al (1990).

O escopo principal das análises químicas é portanto o de melhor caracterizar em termos composicionais o conjunto de rochas granitóides ("lato sensu") que fazem parte do Complexo Santa Isabel, conforme a definição de Campos Neto & Basei (1983).

Interpretações de cunho petrológico e acerca do ambiente tectônico formador destas rochas são esboçadas, porém deve-se lembrar que estas não se constituem no objetivo principal das análises, já que o número destas é considerado pequeno.

4.2. ROCHAS ANALISADAS

As rochas analisadas foram descritas no item 3.2.4.2. de forma mais completa possível em seus aspectos macro e microscópicos, entretanto devido às dificuldades de caracterização relatadas no item anterior, julgou-se oportuna e válida a realização de análises químicas.

Oito amostras foram selecionadas, quatro do conjunto de gnaisses porfiróides e quatro do conjunto de biotita granitos finos. Dentre as amostras do primeiro conjunto, duas correspondem ao hornblenda biotita gnaiss porfiróide (Tipo Santa Isabel) e duas não apresentam o anfibólio (Tipo Geremuniz).

Foram incorporados aos dados as análise de uma amostra (F-158) de hornblenda biotita gnaiss porfiróide apresentada por Theodorovicz et al. (1991).

As amostras G4 (ponto NC5-442 - pedraira Mendes Júnior) e G6 (ponto NB5-158 - pedraira Luman) correspondem ao hornblenda biotita gnaiss porfiróide (Tipo Santa Isabel). As amostras G1 (ponto NC4-1113 - pedraira à sul de Santa Isabel) e G9 (ponto NB6-143 - pequena pedraira) correspondem ao biotita granodiorito (Tipo Geremuniz).

As amostras 780, 434 e 170 foram coletadas em pequenas pedreiras de exploração manual, sendo a amostra G8 (NB5 -158) coletada na pedraira Luman. A exceção da amostra G8 que se mostrou composição quartzo-monzonítica, as demais correspondem ao biotita gnaisses finos, de composição granítica (Tipo Arujá).

A tabela 4.1 apresenta as coordenadas geográficas dos locais de amostragem.

Tabela 4.1 - Localização das amostras com análises químicas

Análise	No. Campo	Tipo Petrográfico	Localização	Coordenada S		Coordenada W	
G4	NC5 442	Quartzo-Monzonito	Pedreira Mendes Junior	23	21' 04''	46	13' 22''
F158	?	Quartzo-Monzonito	?		?		?
G6	NB5 158	Quartzo-Monzonito	Pedreira Luman	23	22' 00''	46	16' 53''
G1	NC4 1113	Granodiorito	Pedreira Santa Isabel	23	20' 04''	46	12' 18''
G9	NB6 143	Granodiorito	Pedreira pequeno porte	23	22' 43''	46	18' 09''
780	NB4 780	Quartzo-Monzonito	Pedreira faz. São Luís	23	19' 06''	46	15' 50''
434	NB4 434	Granito	Pedreira do Jaguari	23	19' 54''	46	16' 08''
G8	NB5 158	Granito	Pedreira Luman	23	22' 00''	46	16' 53''
170	NB5 170	Granito	Pedreira Sítio Alvorada	23	21' 07''	46	18' 29''

F158-análise retirada de Theodorovicz et al. 1990

4.3. CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS

As tabelas 4.2 e 4.3. apresentam os dados químicos das amostras. No Anexo 3 encontram-se análises de uma amostra de controle, submetida à dois outros laboratórios.

A caracterização das amostras fundamentou-se em três linhas de abordagem. A primeira linha é baseada na classificação de rochas vulcânicas proposta pela International Union of Geological Sciences (IUGS), baseada no diagrama de Total de Alcalis contra Sílica (TAS), apresentado por Zanettin (1984) e Le Bas et al. (1986). Utilizou-se o diagrama apresentado no segundo trabalho, que sugere modificações em relação ao primeiro.

As duas outras linhas de caracterização das amostras foram baseadas nos diagramas Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maître (1979), e no diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980).

A utilização destes diagramas pressupõe a manipulação dos dados químicos para cálculos dos índices R1, R2, Q' e ANOR. Para tais cálculos utilizou-se o programa NORMS de autoria do Prof. Sílvio R.F. Vlach do Instituto de Geociências USP (Boletim do IG-USP, no prelo), que calcula diversas normas (CIPW, Catanorma, Mesonorma e Epinorma), e apresenta os valores de Q', ANOR, R1 e R2 dentre outros parâmetros.

Na primeira utilização do programa NORMS, detectou-se a presença de coríndon, calcita e fluorita normativos nas rochas. A inclusão de CO₂ e Flúor nos cálculos conduz a "formação" de calcita (e fluorita), que por sua vez reduzem o cálcio disponível para a formação de diopsídio, o quê finalmente resulta em excesso de Al₂O₃ que permite a "formação" de coríndon.

Optou-se assim pela exclusão dos componentes CO₂ e F (flúor) e os resultados assim obtidos (NORMA CIPW) que encontram-se nas tabelas 4.2 e 4.3. tornaram-se mais coerentes com o esperado da análise petrográfica.

Tab 4.2. Análises químicas de quartzo monzonitos e granodioritos

%	G4	F158	G6	G1	G9
SiO ₂	60.10	65.60	65.80	66.30	66.90
TiO ₂	1.00	0.80	0.69	0.76	0.73
Al ₂ O ₃	16.80	15.20	15.60	15.30	15.00
Fe ₂ O ₃	2.60	1.40	2.00	1.80	1.10
FeO	3.30	2.50	1.70	2.60	3.50
MnO	0.09	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	2.30	1.40	1.30	1.40	1.30
CaO	4.00	3.00	2.40	2.90	2.60
Na ₂ O	3.70	4.00	3.60	3.40	3.60
K ₂ O	4.60	5.20	5.30	4.20	3.80
P ₂ O ₅	0.44	0.23	0.23	0.30	0.28
H ₂ O +	0.39	0.32	0.13	0.30	0.34
H ₂ O -	0.04	0.13	0.04	0.04	0.04
Total	99.36	99.83	98.84	99.36	99.24

Cr	39	<50	32	27	32
Ni	20	5	20	16	12
Rb	140	209	140	130	270
Ba	1660	2800	1620	1160	860
Sr	820	742	740	670	360
Nb	20	10	16	21	24
Zr	330	215	240	310	270
Y	30	10	20	23	19
P	1400	390	1400	1300	2800
S	190	130	<50	70	50

Quartzo	10.13	14.32	16.59	23.48	23.54
Ortocl	27.88	30.83	31.95	24.89	23.12
Albita	29.73	33.95	32.20	26.31	28.87
Anort	16.72	9.42	9.97	13.02	11.47
Corind	0.00	0.00	0.00	1.24	1.03
Diopsid	0.63	2.65	0.88	0.00	0.00
Hedenb	0.22	1.46	0.02	0.00	0.00
Enstat	5.21	2.29	2.84	3.50	3.00
Ferrosil	2.14	1.45	0.07	2.50	4.50
Ilmenita	1.91	1.52	1.31	1.45	1.39
Magnet	3.78	2.04	3.19	2.33	1.45
Apatita	1.05	0.56	0.56	0.72	0.67
Total	99.40	100.49	99.58	99.44	99.04

Obs: Elementos maiores em ppm, Norma CIPW
F158-análise de Theodorovicz et al. 1990

Tab. 4.3 Análises químicas do granito equigranular

#	780	434	G8	170
SiO ₂	64.80	67.30	67.90	69.60
TiO ₂	0.92	0.71	0.76	0.40
Al ₂ O ₃	15.60	15.60	15.10	14.50
Fe ₂ O ₃	1.70	0.93	0.94	1.00
FeO	2.60	2.40	2.60	2.20
MnO	0.05	0.03	0.04	0.05
MgO	1.20	0.87	0.80	0.45
CaO	2.60	1.90	2.00	1.50
Na ₂ O	3.30	3.40	3.10	3.10
K ₂ O	5.30	5.60	5.60	5.40
P ₂ O ₅	0.28	0.18	0.17	0.11
H ₂ O +	0.22	0.16	0.25	0.48
H ₂ O -	0.06	0.05	0.05	0.06
Total	98.63	99.13	99.31	98.85

Cr	24	18	19	13
Ni	24	10	11	10
Rb	230	270	320	290
Ba	1870	1520	1350	950
Sr	510	410	300	230
Nb	38	17	26	26
Zr	680	640	700	500
Y	28	19	28	75
F	3000	1400	1900	970
S	280	130	70	<50

Quartzo	16.15	20.55	23.08	25.32
Ortocl	31.39	33.14	31.99	32.06
Albita	30.53	27.97	25.45	27.21
Anortit	11.46	8.82	9.30	7.09
Corind	0.00	1.03	1.16	1.14
Diops	0.17	0.00	0.00	0.00
Hedenb	0.08	0.00	0.00	0.00
Enstat	2.92	2.15	1.95	1.15
Ferrosil	1.56	2.47	3.59	3.13
Ilmenita	1.75	1.35	1.45	0.76
Magnet	2.76	1.45	0.99	1.28
Apatita	0.68	0.44	0.41	0.27
Total	99.45	99.37	99.37	99.41

Obs: elementos menores em ppm, norma CIPW

4.3.1. Diagrama Total de Álcalis X Sílica

A recomendação da IUGS (Le Bas et al 1986) para utilização deste diagrama advém do fato de sua simplicidade de construção, com os limites dos campos definidos por linhas retas.

Os dados analíticos plotados no diagrama TAS podem ser observados na figura 4.1., ressaltando-se que em nenhuma amostra H_2O é maior que 2%.

A maioria das amostras situa-se no campo dos traquitos (F-158, G6, 780 e 434). Rochas com esta designação correspondem a rochas com $Q < 20\%$ no diagrama QAP ou ainda $Na_2O + K_2O > 9\%$. Os equivalentes plutônicos deste campo seriam os sienitos e quartzo sienitos. Se o quartzo normativo é maior que 20%, a rocha é designada de traquidacito (G8). Não há equivalente plutônico, no diagrama QAP, para o traquidacito; levando-se em conta a evolução da série sub-alcálica-monzonítica de Bowden et al. (1984) supõe-se que equivaleria a um granito.

A amostra G4 localizada no campo dos traqui-andesitos também não tem equivalente no diagrama QAP, sugere-se que represente composições de quartzo-monzodioritos a quartzo-monzonitos. As amostras G1 e G9 têm composição de dacito, ou seja, granodiorito. A amostra 170 seria a única representante de granito.

4.3.2. Diagrama Q'-ANOR

O diagrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maître (1979) com as análises representadas pode ser observado na figura 4.2.

Este diagrama apresenta uma discordância com o diagrama TAS no sentido de nomear de granito (campos 3A e 3B do diagrama QAP) as amostras anteriormente nomeadas de granodiorito (no diagrama TAS). As demais designações mostram semelhanças com o diagrama TAS.

Os limites dos campos do diagrama Q'-ANOR foram traçados empiricamente, com o centro do campo indicando a região de maior concentração de dados retirados do arquivo Clair (Le Maître & Ferguson, 1978; apud Streckeisen & Le Maître, 1979)

FIGURA 4.1.- DIAGRAMA TOTAL DE ÁLCALIS x SÍLICA (LE BAS ET AL. 1986)

LEGENDA

- QZO- MONZONITO
- GRANODIORITO
- ▲ GRANITO

STRECKEISEN & Le MAÎTRE, 1979

FIGURA 4.2. - DIAGRAMA Q'ANOR PARA AS ROCHAS ANALISADAS

A título de exemplo, utilizando-se do referido arquivo os autores lançaram no diagrama Q'-ANOR cerca de 2150 análises referidas como granito 3A. Os dados mostraram um máximo de ocorrência no centro do campo 3A, porém apresentaram uma dispersão desde o campo 2 (álcali-granitos) ao campo 4 (granodioritos). Como outro exemplo, as rochas designadas como granodioritos no arquivo Clair (op.cit.) mostraram dispersão entre os campos 3b e 5a (adamellito a tonalito) chegando a atingir os campos 8*, 9* e 10*, que correspondem a quartzo monzonito e quartzo diorito.

As análises das rochas localizadas próximas aos limites podem portanto representar rochas do campo vizinho.

Uma fonte de dissensão entre os diagramas QAP e Q'-ANOR diz respeito à própria concepção do primeiro diagrama (QAP), que leva em conta apenas os minerais claros. Ocorre que no diagrama Q'-ANOR considera-se a composição química global da rocha, e não apenas da somatória dos minerais claros. Assim, por exemplo, o potássio total na rocha é contabilizado na formação de feldspato alcalino no diagrama Q'-ANOR, quando em verdade está presente em outros minerais, como na biotita. Tal fato conduz a discrepâncias em rochas com Índice de Cor M > 25%, o que significa menor confiabilidade nas designações dos tipos porfíorides, mais escuros que os biotita granitos.

4.3.3. Diagrama R1 - R2

O diagrama R1-R2 apresentado por De la Roche et al. (1980) tenta contornar o problema da exclusão dos minerais máficos, com os índices R1 e R2 representados por :

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = \text{Al} + 2 \text{ Mg} + 6 \text{ Ca}$$

Na figura 4.3. observam-se os dados de análise lançados em tal diagrama. As rochas dividem-se praticamente em três campos - quartzo-monzonito, granodiorito e granito.

FIGURA 4.3. - DIAGRAMA R_1 - R_2 (De La Roche et al. 1980)

Das amostras de granulação grossa três localizam-se no campo de quartzo-monzonito, com uma amostra (G4) situando-se no limite dos campos monzonito/quartzo-monzonito. A amostra mais escura (780) do conjunto de biotita granitos finos também situa-se neste campo. As demais amostras de porfiróides separam-se do grupo, inclusas no campo de granodiorito. As três amostras de biotita granito fino situam-se, sem surpresa, no campo de granitos.

4.3.4. Conclusões Parciais

A tabela 4.4. (próxima página) apresenta os dados resultantes dos três diagramas utilizados e a nomenclatura adotada neste trabalho.

As amostras G4 e 170 não apresentam dubiedade quanto a sua designação, visto que todos os diagramas empregados as nomeiam da mesma forma, respectivamente quartzo-monzonito e granito.

As amostras G1 e G9 são designadas de granodiorito neste trabalho, pois apenas no diagrama Q'-ANOR são consideradas como granito 3B muito próximas do campo dos granodioritos. Como já assinalado os campos mostram superposições importantes.

As amostras 434 e G8, apesar de localizarem-se respectivamente nos campos de traquito e traqui-dacito, no diagrama TAS, apresentam $Q > 20\%$ e podem portanto ser designadas de granito, em concordância com os demais diagramas.

Nas amostras F158, G6 e 780 a distinção entre quartzo-sienitos (assim designados pelos diagramas TAS e Q'-ANOR) e quartzo-monzonitos (designados pelo diagrama R1-R2) é difícil. Optou-se pela designação de quartzo-monzonitos para essas rochas, uma vez que os resultados do diagrama R1-R2 são mais próximos das observações de cunho petrográfico, e portanto sugerem ser mais confiáveis. A maior confiabilidade decorre provavelmente da formulação do diagrama que leva em consideração um maior número de parâmetros comparativamente aos demais.

Tabela 4.4 - Nomenclatura de rochas ígneas baseada em dados químicos

Amostra	TAS	Q'ANOR	R1-R2	Neste trabalho
G4	Traqui-Andesito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito
F 158	Traquito	Quartzo-Sienito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito
G6	Traquito	Quartzo-Sienito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito
G1	Dacito	Granito (3B)	Granodiorito	Granodiorito
G9	Dacito	Granito (3B)	Granodiorito	Granodiorito
780	Traquito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito	Quartzo-Monzonito
434	Traquito	Granito (3A)	Granito	Granito
G8	Traqui-Dacito	Granito (3B)	Granito	Granito
170	Riolito	Granito (3A)	Granito	Granito

TAS - Total Álcalis vs Sílica - Le Bas et al. 1986

Q'ANOR - Streckeisen & Le Maître 1979

R1-R2 - de La Roche et al. 1980

Possíveis equivalentes plutônicos seriam:

Traqui-Andesito > Quartzo-Monzonito

Traquito > Quartzo-Sienito

Dacito > Granodiorito

Traqui-Dacito > ?

Riolito > Granito

4.4. CONTRASTES QUÍMICOS ENTRE OS TIPOS DE GRANITÓIDES; POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

4.4.1. Caracterização de Contrastes Químicos

Em consonância com o item anterior, todas as análises subsequentes separam o conjunto de dados em três grupos de rocha:

- . hornblenda biotita quartzo-monzonito porfiróide
- . biotita granodiorito porfiróide
- . biotita granito fino

A amostra 780 embora apresente composição quartzo-monzonítica, está incluída no grupo dos biotita granitos finos, uma vez que suas características petrográficas-estruturais e feições geoquímicas são mais coerentes com este grupo de rochas.

A verificação da existência de contrastes químicos que possam implicar em diferentes ambientes tectônicos inicia-se com a comparação de elementos maiores seguindo-se para os elementos menores e traços.

Nesta estratégia, como primeira abordagem foram elaborados diagramas de Harker, que são apresentados na Figura 4.4.

O primeiro aspecto a se destacar é que os granitos finos apresentam maior SiO_2 , embora ocorra superposição parcial entre as rochas de composição quartzo-monzonítica/granodioríticas e graníticas com relação à SiO_2 .

Um segundo aspecto a destacar diz respeito a não continuidade entre as tendências dos tipos porfiróides e dos granitos finos, principalmente quando analisados o MgO e o CaO , com os tipos porfiróides em patamar mais elevado.

FIGURA 4.4. - DIAGRAMAS DE HARKER PARA AS ROCHAS ANALISADAS

Uma tendência de separação, ocorre entre as rochas de granulação mais grossa. As amostras de composição granodiorítica (G1 e G9) e as de composição quartzo-monzonítica (G4, F158 e G6) mostram diferenças quando analisados o K_2O , $Fetot$ e P_2O_5 . Tal separação já fôra sugerida nos diagramas TAS e R1-R2, quando as análises das rochas de composição granodiorítica situavam-se em campos bem distintos das demais amostras de granulação grossa.

Em primeira análise pode-se observar que, apesar de geograficamente associados, os três grupos de rocha (quartzo-monzonitos, granodioritos e granitos) podem não representar uma mesma suíte, isto é, derivar de um mesmo magma, com posterior diferenciação por um simples mecanismo de fracionamento.

Os contrastes entre os três tipos de granitóides podem ser melhor avaliados através da análise dos elementos menores e traços, melhores traçadores dos processos sofridos pelos magmas formadores das rochas analisadas. Uma análise expedita dos elementos menores nas tabelas 4.2 e 4.3 já evidencia comportamentos diferenciados.

O Rubídio, por exemplo, ocorre em concentrações sistematicamente mais altas nos granitos finos e, de forma oposta, o Estrôncio é mais elevado nos tipos porfiróides (hornblenda-biotita-quartzo-monzonito e granodiorito). Outro exemplo de comportamento distinto é dado pelo Zircônio que aparece em concentrações mais elevadas nos granitos finos, comportamento compartilhado pelo Nióbio.

Foram elaborados uma série de diagramas de variação elemento X elemento de forma a enfatizar tais comportamentos e assim testar as hipóteses anteriores. Os resultados encontram-se apresentados nas figuras 4.5 a 4.9.

Na figura 4.5 foram representadas concentrações de Rubídio contra Estrôncio. Os dados das amostras G9 (granodiorito) e F-158 (quartzo-monzonito) alinham-se com o "trend" dos granitos. Este "trend" mostra razões Rb/Sr maiores para os granitos finos que para o restante das análises, representadas por parte dos quartzo-monzonitos e granodioritos que se agrupam na região de baixo Rubídio e alto Estrôncio.

Figura 4.5. - Diagrama de Variação
Estrôncio X Rubídio

A figura 4.6. apresenta o diagrama de variação de Bário contra Estrôncio.

Figura 4.6. - Diagrama de Variação
Estrôncio X Bário

A tendência definida pelos dados dos granitos é seguida pela amostra F-158, e mostra uma razão Ba/Sr maior que a tendência definida pelas demais análises que correspondem aos quartzo-monzonitos e granodioritos.

As duas figuras reforçam a sugestão anterior de que os granitos finos e os quartzo-monzonitos/granodioritos derivem de magmas distintos, no qual as concentrações de Bário e Rubídio sejam mais altas para os granitos e por outro lado que os tipos porfiróides tendam a ter Estrôncio mais alto. Resumidamente as razões Ba/Sr e Rb/Sr são mais altas nos granitos finos quando comparadas aos tipos porfiróides.

Na figura 4.7 (Zircônio X Estrôncio) observa-se que as análises não formam uma tendência clara, mas concentram-se em determinadas áreas. Os granitos finos mostram valores de Zr quase que duas vezes mais elevados em comparação aos tipos porfiróides dentro de uma mesma faixa de concentração de Estrôncio. Outro aspecto, já destacado é a separação entre os quartzo-monzonitos e os granodioritos, com os primeiros apresentando $Sr > 700$ ppm e os segundos $Sr < 700$ ppm.

Figura 4.7. - Diagrama de Variação
Estrôncio X Zircônio

Na figura 4.8. foram representados os dados do Zircônio e do Bário. Neste diagrama repete-se a situação do anterior, assim, para teores semelhantes de Bário, os granitos finos mostram-se duas vezes mais ricos em Zircônio. Neste diagrama também evidencia-se a divisão entre os quartzo-monzonitos com $Ba < 1200$ ppm e os granodioritos com $Ba > 1600$ ppm.

As figuras 4.7. e 4.8. mostram resumidamente que os granitos finos são mais ricos em Zircônio, quando comparados aos tipos porfiróides. O Bário é equivalente nos granitos finos e nos tipos porfiróides conquanto o Estrôncio é mais elevado nos quartzo monzonito e granodioritos. Reafirma-se portanto uma relação Ba/Sr maior nos granitos finos.

Quando analisados apenas os grupos de quartzo-monzonitos e granodioritos, observa-se que o primeiro grupo apresenta Ba e Sr mais elevados quando comparados com o segundo grupo.

Na figura seguinte, 4.9, representou-se $Zr \times Nb$. Este diagrama evidencia que os granitos finos não são mais ricos apenas em Zr , como também tendem a sê-lo em Nb . Novamente os tipos porfiróides podem ser subdivididos entre os granodioritos com $Nb < 20$ ppm e os quartzo-monzonitos com $Nb > 20$ ppm.

Figura 4.9. - Diagrama de Variação
Nióbio X Zircônio

As três últimas figuras mostram portanto que a relação entre os Elementos Litófilos de Ion Grande (LILE) e os de Alta Resistência de Campo (HFS), ou seja, LILE/HFS é mais alta nos quartzo-monzonitos e granodioritos e mais moderada para os granitos finos.

Valendo-se das relações obtidas nos diagramas anteriores elaborou-se o diagrama Zr/Ba X Sr/Ba que é apresentado na Figura 4.10. Nesta figura fica mais clara a separação entre os três grupos de rocha sugerindo que as mesma tenham se originado de magmas distintos.

Figura 4.10. Diagrama razão Zr/Ba contra razão Sr/Ba. Observar separação em campos distintos dos três tipos petrográficos.

A análise do padrão de Terras Raras foi conseguida apenas para uma amostra dos granitos finos (780), cujos resultados encontram-se apresentados na Tabela 4.5., onde é apresentada também a análise de um quartzo-monzonito (F-158), retirada de Theodorovicz et al (1990).

A relação do Eu/Eu^* apresenta comportamentos distintos nas duas amostras. A amostra 780 apresenta uma anomalia levemente positiva com $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,08$ e a amostra F-158 mostra $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,86$, portanto anomalia negativa.

Tabela 4.5.-Análises de Elementos Terras Raras

ppm	G8	F-158
La	43.710	69.440
Ce	94.200	142.400
Nd	33.890	56.990
Sm	5.766	8.840
Eu	1.621	1.830
Gd	3.612	4.820
Dy	2.670	3.380
Ho	0.510	0.590
Er	1.255	1.480
Yb	1.093	1.210
Lu	0.148	0.140
La/Yb	39.991	57.388
Eu/Eu*	1.080	0.860

F-158 análise de Theodorovicz et al. 1990

A figura 4.11. apresenta estas duas análises normalizadas com o padrão de Elementos Terras Raras (REE) de Boynton (1984). Verifica-se tratar-se de rochas fortemente fracionadas, com o granito apresentando relação $La/Yb=40$ e o quartzo monzonito apresentando $La/Yb=57,4$.

Finalmente a Figura 4.12 apresenta os resultados normalizados para condrito de acordo com as análise de Thompson et al., (1982). Neste diagrama fica patente que o quartzo-monzonito (F-158) apresenta valores mais altos em todos os elementos, com exceção dos HFS, mais altos no granito (G8), e.g. Nb e Zr.

Figura 4.11. Padrão de Elementos Terras Raras de amostra de granito tipo Arujá (▲) e provável tipo Santa Isabel(■). Normalização segundo Boynton (1984)

Figura 4.12. Análises de ETR normalizadas por condrito, segundo Thompson et al., (1982). Granito tipo Arujá (▲), provável Quartzo-Monzonito tipo Santa Isabel (■).

4.4.2. Possíveis Implicações Tectônicas

A relação entre os diversos ambientes tectônicos em que podem ser gerados os magmas graníticos e determinadas assinaturas geoquímicas de elementos diversos tem ocupado a atenção de diversos pesquisadores tais como Brown (1982), Pitcher (1982), Anderson (1983), Pearce et al. (1984) e Batchelor & Bowden (1985), dentre muitos outros. Alguns autores como Pearce (1983), por exemplo quantificam, a partir de "aranhogramas" de Elementos Terras Raras, os componentes de subducção e de manto sublitosférico.

Tais abordagens arrefeceram em ímpeto ultimamente, talvez mais conscientes que a partição de elementos químicos parece mais vinculada aos processos petrológicos envolvidos na geração de magmas do que a um determinado ambiente tectônico.

Confrontada com variáveis como área-fonte, porcentagem de fusão parcial, fugacidade de oxigênio (fO_2), atividade de água (aH_2O), etc, a vinculação da assinatura geoquímica com ambientes tectônicos parece ser cada vez mais reconhecida como uma simplificação (e.g. Glazner, 1990).

Embora reconhecendo estas limitações, de forma a oferecer subsídios para uma interpretação dos possíveis ambientes e/ou condições presentes na área fonte das rochas analisadas, foram elaborados os diagramas apresentados por Brown (1982), Anderson (1983), Batchelor & Bowden (1985) e Pearce et al. (1984)

O primeiro diagrama empregado (Figura 4.13.), proposto por Brown (1982) baseado apenas em elementos maiores indicaria a "maturidade de arcos magmáticos", que implicitamente estaria relacionado com o ambiente tectônico vigente para a geração de magmas graníticos.

Os granodioritos separam-se das demais análises ficando limitados no campo dos andesitos normais. O restante das análises, à exceção das análises dois pontos mostram ajuste considerável sobre o "trend" dos granitos rapakivi dos países nórdicos.

FIGURA 4.13. - DIAGRAMA DE BROWN (1982)

O diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), apresentado na Figura 4.14., não foi utilizado visando distinguir-se entre os campos toleítico e cálcio-alcálico, mas antes para verificar se as pequenas variações sugeridas em Brown (1982) poderiam ser detectadas.

FIGURA 4.14.- DIAGRAMA AFM COM "TRENDS" DE DIFERENTES ARCOS MAGMÁTICOS (BROWN, 1982)

Observa-se que os dados mostram pequena dispersão, concentrando-se onde as curvas estão mais próximas. Os resultados não apresentam uma tendência clara, apenas mostram que, em porcentagens semelhantes de M (ou MgO) ou F (FeOtot), os granitos são mais ricos em álcalis.

Um segundo diagrama a empregar o "número Mg" ($Mg/Mg+Fe$) é aquele apresentado por Anderson (1983), que se encontra representado na Figura 4.15.

Figura 4.15. DIAGRAMA $SiO_2 \times FeO / (FeO + MgO)$ SEPARANDO CAMPOS OROGÊNICOS (CA) E NÃO OROGÊNICOS (TH) (ANDERSON, 1983)

Neste trabalho o autor baseado em suítes de origem determinada, mostra que granitóides do tipo "sin-tectônicos" localizam-se à esquerda da curva traçada, enquanto aqueles anorogênicos localizam-se à direita da curva.

Os dados analisados mostram que parte dos granitos localiza-se na parte anorogênica do diagrama (campo toleítico) e os quartzo-monzonitios e granodioritos encontram-se na parte "orogênica" (campo cálcio-alcalino).

Batchelor & Bowden (1985) lançam sobre o diagrama R1-R2 (de la Roche et al, 1980) análises de composições de rochas granitóides de distintos ambientes tectônicos. Reconhecem cerca

de seis campos de ambientes tectônicos distintos aos quais são correlacionados as séries de Lameyre & Bowden (1982).

Este diagrama representado na Figura 4.16. mostra que as análises dos granodioritos localizam-se na área de convergência entre o campo dos granitos de margem de placa destrutiva (pré colisionais) e o campo dos granitos Caledonianos (pós colisionais). As demais análises dos quartzo-monzonitos e dos granitos restringem-se ao campo dos granitos tardi-orogênicos (campo 4), que corresponde à série sub-alcalina monzonítica de Bowden et al. (1984). Tal tendência é parcialmente concordante com o "trend" dos granitos rapakivi detectado no diagrama de Brown (1982).

FIGURA 4.16. - DIAGRAMA $R_1 - R_2$ ADAPTADO PARA DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTES TECTÔNICOS (BATCHELOR & BOWDEN, 1985)

Os diagramas de Pearce et al. (1984) fazem uso de elementos menores, e encontram-se representados nas figuras 4.17 e 4.18.

Na figura 4.17, de Nióbio X Ítrio, as análises dos quartzos monzonitos e granodioritos e uma dos granitos localizam-se no campo que reúne os granitos de arco vulcânico (VAG) e os granitos colisionais (COL G). As análises dos granitos finos localizam-se preferencialmente no campo dos granitos intra-placa (WPG).

Fig. 4.17. Diagrama de Discriminação de Ambientes Tectônicos Y X Nb

Campos segundo Pearce et al., 1984

A figura 4.18 separa o campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) do campo dos granitos colisionais (COL G), mantidos em um só campo no diagrama anterior. O tipos porfiróides ocupam o campo dos granitos de arco vulcânico (VAG), o campo dos granitos colisionais (COL G) por duas análise de

biotita granito fino (434 e G8) e, finalmente o campo dos granitos intra-placa é ocupado pelas análises dos granitos dos pontos 780 e 170.

Fig. 4.18. Diagrama de Discriminação de Ambientes Tectônicos $(Y+Nb)XRb$

Campos segundo Pearce et al., 1984

Da análise dos diagramas analisados pode-se interpretar que os quartzo-monzonitos e granodiorito tendem a ser granitos cálcio-alcalinos (diagrama AFM) ou em outra nomenclatura Granito tipo "I" ou de arco magmático (Brown, 1982). A relação alta de LILE/HFS indica sugestivamente para um "componente de subducção", o que não implica em subducção, como já destacado anteriormente.

Os biotita granitos finos por sua vez mostram relações LILE/HFS mais moderadas, e consistentemente em vários diagramas, como os de Pearce (1984), de Brown (1982) - alinhando-se aos

granitos rapakivi- e no diagrama de Anderson (1983) mostram que ajustam-se mais a granitos intra-placa, ou granito tipo "A".

CAPITULO 5

METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. METAMORFISMO

Neste tópico procura-se sistematizar as informações relativas às paragêneses minerais metamórficas e as relações entre crescimento destes minerais e a deformação. No item seguinte busca-se caracterizar de forma tentativa as condições físicas do metamorfismo.

As abreviaturas de minerais metamórficos utilizadas neste capítulo são:

Alb - Albita	Hnb - Hornblenda
And - Andaluzita	Kfd - Feldsp. Potássico
Bio - Biotita	Mus - Muscovita
Clo - Clorita	Pla - Plagioclásio
Ctd - Cloritóide	Qzo - Quartzo
Crd - Cordierita	Sca - Escapolita
Sta - Estaurolita	Tit - Titanita
Grn - Granada	

5.1.1. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Embu

O Complexo Embu é constituído essencialmente de uma sequência de gnaisses aluminosos/xistos e biotita gnaisses graníticos microporfiróides onde se intercalam de forma irregular anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas.

As paragêneses mais comuns detectadas para os gnaisses aluminosos e xistos são:

sil + grn + bio

Kfd + sil + bio

Kfd + sil + grn + bio

Petrograficamente, a sillimanita ocorre na forma de cristais aproximadamente ovais bem desenvolvidos ou sob a forma de fibrolita; a granada, porém, é sempre alterada, restando apenas alguns núcleos sãos. Por vezes pode estar intercrescida com sillimanita e biotita, como na fotomicrografia 3.2. do Capítulo 3.

Nas lâminas descritas muscovita foi observada como produto de retrometamorfismo sobre a sillimanita, e não foi observada estauroлита. Quartzo, opacos e alguma apatita foram observados em todas as lâminas.

Uma única lâmina de rocha cálcio-silicatada mostrou presença de escapolita e, no mesmo afloramento, uma banda máfica mostrou associação de clinopiroxênio (diopsídio?) + anfibólio esverdeado + anfibólio incolor + epidoto.

As fotomicrografias 5.1 e 5.2 mostram que as paragêneses de rochas pelíticas foram geradas, ou melhor, são estáveis nas duas primeiras fases de deformação. Observa-se que os cristais de fibrolita estão dobrados pela deformação D₂ e encontram-se em posição plano-axial destas dobras.

Fotomicrografia 5.1.: Grumo de fibrolita e sillimanita contido na foliação principal (S_2). Nicols χ , lado maior da foto 5,5 mm.

Fotomicrografia 5.2.: Ampliação da fotomicrografia 5.1. "Aguilhas" de fibrolita desenhando arcos poligonais (S_1 dobrada). Observar fibrolita (S_2) em posição plano-axial às microdobras D_1 . Nicols $//$, lado maior da foto 1,39 mm.

A interpretação oferecida é a de que simultaneamente (provavelmente) à fase de deformação D₁ ocorreu o metamorfismo M₁, gerando a foliação S₁ em condições metamórficas da paragénesese mostrada nas fotomicrografias.

A fase D₂, que transpõe a foliação S₁, gera pequenas dobras, cujo plano axial é ocupado por uma foliação S₂, definida pelo alinhamento de cristais de fibrolita. As condições de metamorfismo M₂ são semelhantes ao M₁, ou seja, fibrolita estável.

Estas interpretações são válidas para as rochas que apresentam sillimanita prismática, pois foram observados cristais de sillimanita desenhando dobras D₂

As paragéneses descritas para as rochas metapelíticas representadas em diagrama AFM são apresentadas na Figura 5.1.

Figura 5.1. Diagrama AFM representando as paragéneses de rochas metapelíticas do Complexo Embu. (extraída de Yardley, 1989)

Quadro resumo das relações entre deformação e metamorfismo é apresentado na tabela 5.1.

5.1.2. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Pilar

O Complexo Pilar é formado simplifadamente por uma sequência pelítica a pelito-psamítica, cujos principais tipos petrográficos são muscovita biotita xisto e granada biotita xisto/gnaisses. Complementando a sequência Pilar ocorrem rochas cálcio-silicáticas e biotita gnaisses.

As paragêneses encontradas para o referido complexo foram:

mus + bio + qzo

grn + mus + bio + qzo

As relações microestruturais foram apresentadas em parte na fotomicrografia 3.1. (Capítulo 3) que mostra a biotita, gerada em um primeiro evento metamórfico (simultâneo à formação de S₁?), dobrada em uma fase D₂ que gera a foliação S₂.

Faltam dados conclusivos para afirmar que a fase D₂ tenha sido acompanhada de um evento metamórfico M₂, entretanto uma vez que a paragênese tenha permanecido inalterada, interpreta-se que as condições metamórficas no mínimo permaneceram semelhantes.

Nas lâminas com granada observa-se que a foliação principal (S₂) deflete-se ou contorna os cristais deste mineral, indicando que o mesmo se formou em evento prévio a D₂ ou cedo D₂.

A fotomicrografia 5.3. mostra a deformação D₃ que é responsável pela formação de uma clivagem de crenulação diferenciada S₃.

Foi observada muscovita oblíqua à foliação S₃, evidenciando um evento metamórfico em condições estáticas posterior a esta fase de deformação.

Fotomicrografia 5.3. : Clivagem de crenulação diferenciada (S_3) em biotita quartzo xisto. Observar pequenas dobras (D_2) de uma foliação anterior (S_1). Nicols X, lado maior da foto 5,5 mm.

As paragéneses encontradas no Complexo Pilar e a relação com a deformação acham-se representadas respectivamente na Figura 5.2. e Tabela 5.1.

Figura 5.2. Paragéneses das rochas metapelíticas do complexo Pilar representadas no diagrama AFM. (extraída de Yardley, 1989)

Tabela 5.1. Quadro resumo das paragêneses e deformação das rochas metapelíticas dos complexos Embu e Pilar.

		M1	M2	M3	M4			M1	M2	M3	M4
Embu	Crd					Pilar	Crd				
	Liq	—	—				Liq				
	Sil	—	—				Sil				
	Cia						Cia				
	Sta						Sta				
	Grn	—	? —				Grn	—			
	Bio	—	—	—			Bio	—	—	—	
	Clo						Clo				
	Kfd	—	—				Kfd				
	Pla	—	—				Pla				
	Qzo						Qzo				
	Mus			—			Mus	—	—	—	—
Deformação						Deformação
		D1	D2	D3	D4			D1	D2	D3	D4

Como dado adicional deve-se mencionar a rocha metabásica encontrada nas proximidades de Mogi das Cruzes que apresentava anfibólio claro (actinolita?), andesina cálcica, biotita e aglomerados de titanita crescendo sobre opacos.

5.1.3. Paragêneses e Microtectônica do Complexo Rio Capivari

A análise do metamorfismo no Complexo Rio Capivari é tarefa mais complexa pois sua composição não é propícia para tal fim. A litologia predominante é um anfibólio biotita gnaiss migmatítico de composição tonalítica.

O conjunto apresenta-se cortado por leucossoma branco de composição semelhante à rocha com anfibólio e leucossomas rosados com e sem anfibólio, o que foi considerado por Fernandes (1991 a) como indicativo de metamorfismo de alto grau.

Ashworth (1985) mostra que há alternativas à fusão "in situ" para geração de "leucossomas" de composição tonalítica. Todavia, admitida a hipótese de fusão parcial, seria lícito se afirmar que o metamorfismo deste conjunto foi o mais severo, já que atingiria a fusão parcial de tonalito.

5.2. Condições de Metamorfismo

A determinação das condições físicas (P e T) e químicas que governam a formação de paragêneses metamórficas tem ocupado a atenção de muitos pesquisadores (e.g. England & Richardson, 1977; England & Thompson, 1984). Tal tarefa, importante para a reconstituição da história tectônica de faixas móveis, está além dos objetivos traçados para esta dissertação.

Os dados coletados descrevem apenas as paragêneses encontradas, não tendo sido realizadas investigações de química mineral. Entretanto os dados permitem realizar uma estimativa, ainda que aproximada, das condições metamórficas reinantes para a formação das paragêneses detectadas.

Dentre os três conjuntos estudados, os Complexos Embu e Pilar são aqueles que mais facilmente permitem tais estimativas, seja pela presença dos polimorfos de Al_2SiO_5 seja por apresentarem minerais-índices.

5.2.1. Condições de metamorfismo dos Complexos Embu e Pilar

A paragênese feldspato potássico + sillimanita presente nas litologias metapelíticas do Complexo Embu contrasta com a paragênese granada + biotita + quartzo do complexo Pilar, porquanto a primeira representa condições próximas da anatexia, ou da segunda isógrada da sillimanita (Turner, 1981; Yardley, 1989; Winkler, 1977). A segunda paragênese representa condições de facies xisto verde.

Este contraste é corroborado mesmo quando consideradas a expressão regional dos Complexo Embu e Pilar.

O Complexo Pilar apresenta regionalmente estaurolita e cianita (Rideg, 1974; Alves, 1975; Fernandes, 1991a). A eventual sillimanita ocorre sob a forma de fibrolita. Coutinho (1992, informação verbal) relata a presença de cordierita de baixa pressão em metassedimentos associados a Zona de Cisalhamento de Cubatão. A paragênese de mais alto grau do Complexo Pilar é portanto representada por cianita e estaurolita. No diagrama de Carmichael (1978) representaria "batozonas" 3 a 6 em temperaturas máximas por volta de 550°C .

As reações que conduzem à quebra da estaurolita seriam:

a) em presença de muscovita

b) em ausência de muscovita

A última reação ocorreria em condições semelhantes à segunda isógrada da sillimanita (como no Complexo Embu), todavia não se conhece notícia sobre ausência de muscovita em qualquer paragênese metamórfica do Complexo Pilar.

O trabalho de Tracy & Robinson (1983) nos Adirondack, EUA mostra que, próximo à segunda isógrada da sillimanita, paragêneses distintas podem ser distinguidas, como:

Cia + Sta; Sil + Sta;

Sil + Mus; Sil + Mus + Kfd; Sil + Kfd;

Sil + Kfd + Grn + Crd

A principal paragênese detectada para rochas metapelíticas do Complexo Embu é Sil + Kfd, o que é confirmado do ponto de vista regional para a Faixa Norte de Alves (1975) e para as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna de Fernandes (1991a).

As reações de formação de sillimanita adicional (2ª. isógrada) através da quebra da muscovita seriam:

Thompson (1982) propôs a substituição desta reação por:

ou:

As equações (5.5) e (5.6) envolvem uma fase fluida que pode advir da equação (5.4), ou diretamente com:

A equação (5.7) é considerada por Tracy (1978, apud Yardley, 1989) como a responsável pela formação de sillimanita, baseado em dados de campo. Esta reação em ambiente anidro ocorre em temperaturas de ~780° C a 10 kb e ~750° C a 8 kb. Em presença de fluido a formação de sillimanita por quebra de muscovita se daria em ~650° C (P ~4,5 kb, Tracy & Robinson, 1983), responsável também pela formação do leucossoma dos migmatitos.

Deve-se lembrar que, analisando-se exclusivamente as paragêneses encontradas na área de pesquisa, o contraste entre os dois domínios acentua-se na medida em que o campo de

estabilidade granada ("granada-in") está por volta de 450° C-470° C. Em uma pressão de cerca de 6,0 kb os dois domínios apresentariam diferença de temperatura superior a 200° C.

5.2.2. Condições de metamorfismo do Complexo Rio Capivari

A análise das condições metamórficas desta unidade ficam restritas à geração de leucossomas presentes nas rochas deste complexo. Tais leucossomas são de composição trondhjemitica com anfibólio, e granítica com e sem anfibólio.

A geração de líquidos graníticos é compatível com o metamorfismo regional de fácies anfibolito alto (e.g. Complexo Embu), como mostra Winkler (1977) a temperatura para início de fusão com composição granítica se dá a ~700° C em pressões de 2,0 kb e a aproximadamente 680° C em pressões de 4,0 kb.

A geração de líquidos graníticos com hornblenda a partir de protólitos com feldspato potássico ocorre através da fusão incongruente de biotita-quartzo-plagioclásio em temperaturas de ~700° C, em $P_{H_2O} = P_{TOTAL} = 3,0$ kb (Kenah & Hollister, 1983).

As reações que geram líquido (fundido) seriam:

res. sólido líquido

Winkler apresenta ainda a reação:

A formação de Kfd possibilita a geração de magmas graníticos através da fusão de Kfd + Pla + Qzo.

Observe-se que os reagentes não apresentam componente félsico com potássio, ou seja, trata-se de fusão de rocha com composição tonalítica gerando leucossoma granítico, em condições levemente superiores a de metamorfismo regional.

A geração de líquidos tonalíticos e trondhjemiticos é todavia controversa. Alguns autores (Yardley, 1977, apud

Ashworth, 1985), argumentam que muitos leucossomas de composição tonalítica a trondhjemitica não são magmáticos, mas formados por diferenciação metamórfica. Baseiam-se na pequena diferença composicional entre os plagiocásios do leucossoma e melanossoma. Ashworth (1985) aponta como respostas à pequena diferença composicional a possibilidade de reequilíbrio subsólido, reação com resíduo durante cristalização do fundido, fusão "instável" causada pela baixa velocidade de mudança de composição do plagioclásio).

Johannes (1985) utilizando dados de Piwinski & Wyllie sugere que o início da fusão ocorra a 725° C, embora hornblenda e plagioclásio estejam sólidos até 900° C. A composição do plagioclásio é muito importante na definição de sua estabilidade e este fato, omitido por Piwinski & Wyllie (apud Johannes, 1985), torna a generalização destes dados questionável.

Alternativas para explicar a formação de magmas com pobreza de feldspato potássico incluem:

- a) eliminação por reações posteriores;
- b) escape de porção da massa fundida mais rica em Kfd;
- c) temperaturas elevadas possibilitando fusão de tonalitos ou rochas pobres em Kfd.

Kenah & Hollister (1983) utilizam-se da segunda opção para explicar a ausência de composições graníticas nos migmatitos da Colúmbia Britânica.

A presença de minerais máficos abaixaria o ponto de fusão (Grant, 1985). O início de fusão de uma "rocha" com Qzo + Pla (An₄₄) + Bio + Hnb ocorreria aproximadamente entre 660 a 690° C em pressões entre 3,0 e 7,0 kb, o que representa um rebaixamento do "solidus" de 40 a 60° C em comparação a um sistema sem Fe e Mg.

Em trabalho mais recente, Johnston & Wyllie (1988) reportam que em P_{H₂O} = 15 kb, líquidos trondhjemiticos se formariam a 610° C, a partir de protólitos de composição tonalítica.

A soma destes dados faz crer que a fusão de trondhjemitos gerando líquidos trondhjemiticos seja possível em condições apenas algumas dezenas de graus acima das temperaturas usuais de metamorfismo regional. Desta forma, os leucossomas do Complexo Rio Capivari poderiam ter sido gerados em condições de metamorfismo próximas das usuais.

5.2. Geologia Estrutural

Neste item, assim como no anterior, a análise dos diferentes eventos de deformação é dificultada no Complexo Rio Capivari, pela inexistência de litologias favoráveis a preservar as diferentes estruturas geradas na sucessão de fases de deformação. O mesmo comentário pode ser estendido para os biotita gnaisses microporfiróides e homogêneos presentes no Complexo Embu.

Hobbs et al. (1976) apontam que rochas de alto grau metamórfico e pobres em mica aparentam possuir apenas uma gnaissificação, todavia rochas de graus metamórficos mais baixos exibem com frequência foliações como clivagem ardosiana e /ou clivagem de crenulação, que facilitam a aplicação de critérios de superposição. Ademais detalhes estruturais podem ser perdidos devido à granulação mais grossa ou obscurecidos devido à migmatização.

As litologias lepidoblásticas presentes na área de pesquisa são aquelas que melhor registram a sucessão de eventos deformacionais. As rochas de estrutura xistosa dos Complexos Embu e Pilar mostram superposição semelhante de eventos deformacionais, em termos de estilo e de número de fases reconhecidas, diferindo no metamorfismo como apresentado no item anterior.

5.2.1. Deformação do Complexo Embu

A estabilidade direcional da foliação principal (xistosidade com feições miloníticas) associada a uma intensa lineação de estiramento são os fatos mais marcantes do Complexo Embu. Associado a estas feições tem-se também a forma das unidades em mapa, que distribuem-se em faixas alongadas, que dificilmente apresentam repetições por dobramento. Estas características sugerem uma relação estreita das fases de deformação com mecanismos de cisalhamento em grande escala, já que abrange toda a área de pesquisa. Desta forma julgou-se desnecessária a divisão da área em domínios homogêneos.

No domínio do Complexo Embu, a fase F₁ é evidenciada pela presença de uma xistosidade (S₁), paralela a um bandamento composicional. A xistosidade é definida pela orientação de minerais placóides e alinhamentos de cristais de sillimanita. Esta foliação encontra-se preservada em microlithons ou em pequenas charneiras transpostas na fase F₂, como se observou nas fotomicrografias 5.1 e 5.2 no item 5.1.1. dedicado à análise do Metamorfismo e Microtectônica do Complexo Embu.

Não foram observadas dobras relacionadas a esta fase em nenhuma das escalas de observação, portanto a falta de informações a respeito de estilo, dimensões e vergência não permite análise mais detalhada desta fase. Em área contígua, Fernandes (1991a) observou o mesmo fato, ou seja, não reconheceu dobras associadas a esta fase de deformação. Hobbs et al (1976)) notam que esta situação é comum em terrenos gnáissicos, como exemplo, Vasconcellos (1988) sugere que a foliação S₁ do Grupo Andrelândia na região de Ouro Fino tenha se formado associada a grandes cavalgamentos, não a dobramentos.

A fase F₂ é marcada pelo dobramento e transposição da superfície anterior, fase esta responsável pelas inúmeras dobras rompidas encontradas em meio ao bandamento/xistosidade. Trata-se da principal fase de deformação, que gera a foliação reconhecível por toda área de mapeamento.

As dobras são de dimensões centimétricas a decimétricas, isoclinais a cerradas. A orientação do plano-axial é N60 E, com caimentos para Sul (na parte a norte da Bacia Sedimentar de Taubaté), o que sugeriria vergência para noroeste (Figura 5.3.).

Entretanto em alguns afloramentos pode-se constatar a presença de dobras de eixos curvo, ou seja dobras em bainha ("sheath folds"). Observou-se que as lineações tipo b (paralelas ao eixo), como lineações de corrugação e de eixos de dobras decimétricas são paralelos a uma pervasiva lineação de estiramento mineral, todas alinhadas na direção NE-E. A foliação apresenta feições miloníticas como o achatamento de grão de quartzo e feldspato. Todas estas feições sugerem fortemente que a fase F₂ foi acompanhada de deformação por cisalhamento simples.

Figura 5.3. Ponto 470, Fazenda São Judas, Rodovia Pres. Dutra. Dobra de Fase F₃ de plano axial empinado, e dobras de fase F₂ recumbentes.

A foliação S_2 parece ter-se formado em condições metamórficas semelhantes as da fase anterior, pois minerais da paragénese anterior desenharam as microdobras desta fase e aparentam estabilidade (vide fotomicrografias 5.1. e 5.2.).

Esta fase de deformação é possivelmente responsável pela inversão estratigráfica que aloja rochas de um possível embasamento (Fernandes, 1991a) sobre o Complexo Embu. (vide discussão sobre a macroestrutura).

A fase F_3 é caracterizada pelo dobramento da superfície S_2 , e a formação da superfície S_3 . As dobras desta fase são de dimensões variadas, de centimétrica a quilométrica. As dobras mesoscópicas são cerradas a fechadas (ângulos interflancos da ordem de 15 a 20 graus, inversas a normais, orientadas segundo eixos NE/SW, subhorizontais. Outros elementos lineares, tais como lineação de alinhamento mineral, de intersecção ou lineação de estiramento estão orientadas constantemente na direção NE/SW.

Em posição plano-axial das dobras F_3 encontra-se uma clivagem de crenulação pouco espaçada (S_3), que microscopicamente mostra recristalização de biotita e muscovita, indicando abrandamento das condições do metamorfismo.

As Figuras 5.4 e 5.5. apresentam estereogramas de dobras decimétricas relacionadas a terceira fase de deformação.

Projeções estereográficas de polos da superfície S_2 mostram dobramento perfeitamente cilíndrico (Figura 5.6) atestado pela distribuição desta foliação em círculo máximo. Este fato, além da presença de dobras recumbentes, foliações de baixo ângulo e eixos de dobras D_3 subhorizontais indicam que a fase D_2 envolveu dobras recumbentes. A Figura 5.7 abaixo mostra as lineações associadas a esta fase de deformação.

A fase F_4 é uma fase tardia que não apresenta a formação de uma superfície tectônica. São dobras de grandes dimensões, abertas, normais, que ondulam a superfície anterior. Em mapa se expressam por ondulações da foliação principal na região de Santa Isabel.

Figura 5.4. Dobra D_3 de pequeno nível quartzo-feldspático em meio aos gnaisses dioríticos.

Figura 5.5. Dobra D₃ em banda quartzo-feldspática em meio à unidade de rochas cálcio-silicáticas.

Figura 5.6. Diagrama estereográfico das foliações S₂ no Complexo Embu, baseado nos pontos da Seção Geológica (Apêndice 2).

Embu Lins

Max. value counted:
33.1 times uniform
at 234/6

Figura 5.7. Estereograma de lineações (paralelas ao eixo e de estiramento) associadas a F₃.

5.2.2. Deformação do Complexo Pilar

O Complexo Pilar apresenta feições estruturais semelhantes ao Complexo Embu, por exemplo, quanto ao número de fases de deformação, entretanto estas apresentam características particulares.

A fase F₁ foi deduzida a partir da presença de uma foliação tipo clivagem ardosiana a xistosidade preservada em microlithons ou sob a forma de charneiras de dobras rompidas em meio a foliação S₂, como se observa na Fotomicrografia 5.3. De forma semelhante ao Complexo Embu não foram identificadas dobras relacionadas a esta fase de deformação.

A fase F₂ foi observada frequentemente como charneiras rompidas em meio à foliação S₂, desenhadas pela foliação anterior S₁. Tais dobras são decimétricas a métricas, isoclinais (Tipo 1C a 2, Ramsay, 1967), em geral de eixos empinados, porém apresentando também eixos com baixo mergulho. A orientação desta fase está muito influenciada pelas fase subsequentes, tornando difícil uma análise sobre vergência. Diferentemente do Complexo Embu, esta fase e a terceira fase são muito importantes.

A fase F₃ se caracteriza pela formação da sequência de sinclinais e anticlinais a leste de Mogi das Cruzes. São dobras normais, em geral com planos axiais empinados e direcionados NE. As dobras métricas a decimétricas são fechadas a suaves com perfil 1B a 1C, por vezes com ápices angulosos. A foliação plano-axial é uma clivagem de crenulação diferenciada, que pode passar a uma clivagem ardosiana, tornando localmente difícil a distinção entre S₂ e S₃. As figuras 5.7 e 5.8. mostram o comportamento regional da foliação S₃ e lineações associadas a esta fase de deformação no Complexo Pilar.

Figura 5.8. Estereograma da foliação S₂. Observar maior dispersão em relação ao C₁. Embu e a distribuição em mais de um círculo máximo indicando existência de fase posterior (F₄).

Pil Lins

Figura 5.9. Estereograma de lineações tipo b(▼) e estiramento(•)

As figuras 5.10. e 5.11 mostram dobras mesoscópicas F_3 .

- o Polo S_2
- o Eixo b medido (S67W 09)
- o Lineação de intersecção
- o Eixo construído (S69W 07)
- Plano axial (N76E 63SE) (S_3)

Figura 5.10 Estereograma de dobra na unidade de quartzo-xisto, ponto 136. Foliação plano-axial S_3 .

- o Polo S_2
- Plano Axial (polo) medido (N67E 36NW) - S_3
- o b construído (S62W 27)
- o b medido (S59W 32) (b_3)

Figura 5.11. Estereograma de dobra F_3 (Pto 412-bio-musc xisto).

Como exposto anteriormente a distribuição da S_2 ao redor de um grande círculo não é tão perfeita como no caso do Complexo Embu. Tal fato sugere que esta foliação não se encontrava originalmente paralelizada, conformando dobras cujos flancos provavelmente não eram paralelos.

Outro ponto importante da Figura 5.7. é a clara dispersão em torno de outro círculo máximo, além da guirlanda traçada, o que evidencia fase de deformação posterior. Esta figura põe em evidência as pequenas diferenças estruturais entre os Complexos Pilar e Embu.

5.2.3. Deformação do Complexo Rio Capivari

A análise das deformações no Complexo Rio Capivari é dificultada, além dos problemas de tipo de rocha envolvida, devido aos poucos afloramentos disponíveis, uma vez que os afloramentos foram observados, em sua maioria, nos cortes da estrada de ferro da Rede Ferroviária Federal.

A principal estrutura é um bandamento composicional (S_n), que isola/transpõe uma foliação anterior (S_{n-1}), em tipo de estrutura semelhante a um "microlithon". Esta última estrutura mostra uma xistosidade superimposta paralela à transposição.

Em outro afloramento foi observado que este bandamento composicional (S_n) encerra dobras rompidas de um bandamento anterior (S_{n-1}) em seu interior. Em apenas um local foi possível observar-se uma dobra redobrada (em interferência em laço), indicando uma fase ainda mais pretérita (D_{n-2}).

5.2.4. Análise da Colocação das Rochas Granitóides frente as Fases de Deformações

5.2.4.1. Complexo Embu

As lâminas petrográficas dos hornblenda biotita quartzo-monzonitos mostram uma fina matriz recristalizada que envolve e contorna os porfiroclastos de feldspato potássico e anfibólio. A feição mais marcante é a foliação milonítica, levemente ondulada, ondulação esta resultante provavelmente de deformação progressiva. A acomodação das micas em torno dos megacristais sugere frequentemente a presença de arcos poligonais, todavia não foi considerada tal interpretação porquanto esta feição é localizada, limitatando-se àquelas regiões. Nos biotita gnaisses graníticos fitados a intensa feição linear dificulta a distinção da foliação.

A observação acurada revela apenas uma foliação conferida por micas, o que sugere tratar-se efetivamente de uma S_1 . Deve-se lembrar contudo que estas rochas foram submetidas a um intenso cisalhamento em condições que possibilitaram a recristalização do anfibólio (sob a forma de pequenos cristais poligonais na matriz), o que poderia ter gerado dobras por deformação progressiva. Esta deformação é semelhante do ponto de vista de orientação e estilo (associada a intenso cisalhamento) a segunda fase de deformação do Complexo Embu, sendo portanto a ela correlacionada.

O granodiorito Geremuniz e o Granito Parateí apresentam feições semelhantes e portanto podem ser incluídos nesta análise. O granito Arujá que trunca o tipo Santa Isabel apresenta uma foliação menos intensa sendo portanto correlacionado à terceira fase de deformação

5.2.4.2. Complexo Pilar

As rochas graníticas intrusivas nos domínios do Complexo Pilar apresentam uma foliação, conferida pela orientação de micas, bem como pelo alinhamento dos megacristais de feldspato.

A deformação é significativamente mais suave comparativamente ao Tipo Santa Isabel (hornblenda biotita gnaisses de composição quartzo-monzonítica).

O granito Itapeti tem um comportamento diferenciado na medida em que sua foliação é muito pronunciada e a biotita está completamente recristalizada, além de possuir coloração esverdeada. Deformações anteriores às movimentações da Zona de Cisalhamento de Guararema não foram observadas. Como reportado anteriormente a deformação do granito é localizadamente tão intensa que chega a formar um gnaisse centimetricamente bandado. A deformação do granito pela Zona de Cisalhamento de Guararema e a presença de biotita esverdeada são sugestivas de colocação contemporânea a F_3 ou cedo- F_3 .

Nos granitos Mogi das Cruzes e Sabaúna a foliação é menos evidente, bem como os indícios de deformação/recristalização (microgranulação e micas recristalizadas). Tais fatos, associados à provável filiação destes granitos aos tipos crustais (Granitos S), sugerem que sejam mais jovens que os Granitos Itapeti e Santa Catarina, sendo portanto pós- F_3 a pré/sin F_4 .

5.2.5. Zonas de Cisalhamento

A Zona de Cisalhamento de Guararema condiciona o forte contraste metamórfico entre os Complexos Embu e Pilar. Uma vez que a paragênese principal do Complexo Embu foi gerada na Fase F_2 é coerente admitir-se que a movimentação principal foi formada ou nesta fase, que envolve intenso cisalhamento, ou em fase posterior. Corroborando a última hipótese observa-se que a foliação milonítica é em geral empinada (Figura 5.12.) e que se sobrepõe a foliação S_2 . Admite-se portanto que a movimentação da ZCG seja portanto contemporânea à Fase F_3 .

Figura 5.12. Estereograma da foliação milonítica da Zona de Cisalhamento de Guararema. Observar ausência de mergulhos de baixo ângulo. Foliações com mergulho para sudeste são mais jovens que aquelas com mergulho para noroeste.

A Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari que põe em contato o Grupo São Roque e o Complexo Embu não apresenta contraste metamórfico tão acentuado como no caso anterior. A Figura 5.12. apresenta a foliação milonítica associada a esta zona de cisalhamento. Deve-se lembrar que esta zona de cisalhamento é marcada por rochas graníticas (Tipo Rio Jaguari), e que as deformações ocorreram em facies xisto verde a anfibolito atestados pelos cordões de quartzo do Tipo 2 de Boullier & Bouchez (1979). Adicionalmente a presença de algumas foliações com baixo mergulho sugere que esta zona de cisalhamento possa ter-se movimentado em fase tardia a Fase D₂.

Figura 5.13. Estereograma de foliação milonítica da Zona de cisalhamento do Rio Jaguarí.

5.2.6. Análise da macro estrutura e especulações tectônicas

As foliações presentes na área mostram grande estabilidade, com as direções nordeste francamente predominantes. Orientações de direção NW são encontradas esparsamente, como nas proximidades de Santa Isabel.

Ocorre todavia que as foliações S₂ presentes a noroeste da Bacia de Taubaté mostram mergulhos no sentido sudeste; e as foliações presentes a sudeste da bacia mostram mergulhos no rumo noroeste.

Este arranjo estrutural desenha uma ampla sinforma, apontando para uma importante inversão estratigráfica. No núcleo desta sinforma ocorrem rochas referidas como Embasamento, e na base rochas mais jovens, aqui referidas como Complexo Embu (Vide Seção Geológica - Apêndice 2).

Em área próxima, Fernandes (1991a) mostra situação semelhante, porém interpreta-a como resultante de dobramentos D₂

que envolvem o Embasamento em estruturas do tipo nappe, com transporte para NW, embora admita a possibilidade do transporte no sentido NE.

Na presente área de pesquisa as lineações encontradas, inclusive as de estiramento, têm direção NE-SW, com caimento nestes sentidos. A vergência para NW é atestada por planos axiais e dobras assimétricas relacionadas a esta fase, todavia, na presente área de pesquisa as lineações de estiramento indicam transporte no sentido NE-SW, de forma que a inversão estratigráfica poderia estar vinculada a dobras em bainha, possivelmente relacionada à fase D₂. Esta hipótese poderá ser testada com o mapeamento em detalhe da área onde ocorra o fechamento da estrutura sinformal.

A importância do cisalhamento como fator operante nas diversas fases de deformação tem sido enfatizado por vários autores. Lacassin & Mattauer (1985) mostram dobras em bainha de escala quilométrica na nappe do Monte Rosa, nos Alpes Suíços, enfatizando a importância de se reexaminar a geometria e o significado das dobras dos internides dos Alpes. Cobbold (1979) sugere que as Nappes Penínicas Inferiores sejam grandes dobras em bainha. Mattauer (1986) propõe um modelo de superposição/combinção de movimentos através de falha de rejeito direcional e falhas de empurrão, modelo que poderia ser válido para este caso. Sylvester (1988) em ampla revisão sobre falhas de rejeito direcional mostra a importância de estruturas em "flor" que conjugam movimentos ao longo de planos verticais e subhorizontais.

Modelos tectônicos mais modernos como o conceito de "terrenos" (Coney et al., 1980; Schermer et al., 1984) supõe a possibilidade de grandes deslocamentos entre terrenos.

Vários autores têm enfatizado ultimamente a importância da movimentação ao longo de falhas ou zonas de cisalhamento paralelas à direção da cadeia de montanhas. Keppie & Dallmeyer (1987) mostram como o processo de acreção pode se realizar através de movimentação transcorrente. Vauchez & Nicolas (1991) mostram que várias faixas de dobramento apresentam como principal sítio de movimentação as falhas longitudinais à cadeia.

A presença de tantas falhas de rejeito direcional no

sudeste brasileiro é motivo suficiente para considerar tais modelos como atrativos. Aplicando-se tais conceitos pode-se considerar que os "terrenos" Embu e Pilar teriam-se amalgamado por um processo de colisão oblíqua ou por acreção por transcorrência.

CAPITULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

- na área estudada três conjuntos de rocha foram identificados sendo denominados de Complexo Rio Capivari, Complexo Pilar e Complexo Embu.

- o Complexo Rio Capivari é representado por uma unidade de mapeamento que comporta como tipos petrográficos hornblenda biotita gnaiss tonalítico cinza, porfiróide e hornblenda biotita gnaiss homogêneo. Os gnaisses encontram-se migmatizados por leucossomas brancos de composição trondhjemitica, com anfibólio e leucossomas rosados com e sem anfibólio. Litologicamente e estruturalmente esta unidade é semelhante a unidade Rio Capivari de Fernandes (1991a) e foi a esta correlacionada.

- o Complexo Pilar é representado por três unidades de mapeamento: sequência rítmica com biotita muscovita xisto (localmente com granada)/mica-quartzo xisto/quartzitos finos, rochas cálcio-silicáticas (raramente com meta-básicas) e biotita gnaiss granodiorítico. Este conjunto seria correlativo à unidade Rio Una de Fernandes (1991a).

- o Complexo Embu é constituído por sete tipos petrográficos: gnaisses bandados, quartzitos/gnaisses quartzosos, sillimanita granada biotita xisto/gnaiss, migmatitos de melanossoma gnáissico e xistoso, biotita gnaiss diorítico/cálcio-silicáticas, hornblenda biotita gnaiss e biotita gnaiss microporfiróide. Sugere-se que estas unidades sejam correlatas a unidade Redenção da Serra de Fernandes (1991a). O Complexo Santa Isabel como originalmente definido pode ser desmembrado nas rochas granitóides aqui definidas e em sequências de supracrustais e ortognaisses equivalentes ao Complexo Embu, portanto sua designação deve ser abandonada.

- no Complexo Pilar foram identificados os granitos Itapeti, Santa Catarina, Mogi das Cruzes e Sabauna. Os dois primeiros são biotita granitos cinza porfiróides (com afinidades

de granitos "I"), com biotita esverdeada e como acessórios titanita, allanita, zircão e apatita; formando grandes corpos alongados segundo a foliação principal. Os dois últimos são (muscovita) biotita granitos inequigranulares a porfiróides (com afinidades de granito "S"), não raro com enclaves surmicáceos, biotita avemelhada/alaranjada, tendo como acessórios zircão e eventuais granada e turmalina; formando corpos mais restritos.

- os granitóides intrusivos no Complexo Embu são constituídos por quartzo-monzonito, granodiorito e granito. O quartzo-monzonito (tipo Santa Isabel) é constituído por um hornblenda biotita gnaiss megaporfirítico que se distribui em faixas alongadas como "sheets", o granodiorito (tipo Geremuniz) é um biotita gnaiss porfiróide cinza escuro em pequenos corpos restritos. Os granitos englobam desde hornblenda biotita gnaiss microporfiróide (tipo Parateí) ao biotita granito cinza fino e homogêneo (tipo Arujá) que mostra valores lelvados de HFS, com afinidades de granito tipo "A". Apesar de intimamente associados, as distribuições de Elementos Terras Raras indicam que se trata de magmas com fontes distintas.

- nos limites entre os Complexos Pilar e Embu e entre o Complexo Embu e o Grupo São Roque ocorrem corpos restritos de turmalina muscovita granito branco designados respectivamente de Leucogranito Bairro dos Nogueiras e Granito Jaguari.

- o metamorfismo do Complexo Embu atingiu a facies anfibolito alto com a paragênese sillimanita + K-Feldspato, o metamorfismo do Complexo Pilar na região estudada é da facies xisto verde, zona da granada. Tal contraste metamórfico só pode ser compatibilizado através de contato tectônico

- quatro fases de deformação foram detectadas nos Complexos Embu e Pilar. No Complexo Embu as duas primeiras fases geraram superfícies sub-horizontais, em facies anfibolito alto. A terceira fase (clivagem de crenulação plano-axial pouco inclinada) é acompanhada de recristalização de biotita e a quarta fase é de dobras abertas que ondulam as anteriores. No Complexo Pilar a sequência de fases de deformação é semelhante. todavia a segunda fase de deformação não formou superfícies paralelas que possibilitassem dobramento perfeitamente cilíndrico na terceira fase. O metamorfismo contemporâneo as duas primeiras fases de deformação no Complexo Pilar, na área estudada, não ultrapassou a zona da granada mostrando forte contraste metamórfico com o Complexo Embu.

- o movimento sugerido nas falhas de Jaguari-Monteiro Lobato, Guararema e Cubatão é dextral. Sugere-se a existência de duas fase mais importantes de movimentação, a primeira que deforma os granitos intrusivo do Complexo Embu (pós 660 Ma) ocorrida em fácies anfibolito e direção N 50-60 E e; uma mais tardia de direção N 80 E em facies xisto verde.

- a principal estrutura da região é uma sinforma cujo centro é ocupado por rochas do Complexo Rio Capivari de idade do Proterozóico Inferio/Arqueano. Dobras assimétricas no Complexo Embu indicam vergência (da 2a. fase) para NW entretanto as lineações de estiramento indicam transporte de material na direção NE-SW. Sugere-se que a compatibilização destes dois movimentos procedeu-se através de um cinturão transpressivo ou por fenômeno de fuga lateral. A inversão estratigráfica pode ter sua origem ligada a dobras em bainha.

- embora estruturalmente semelhantes os Complexos Pilar e Embu apresentam história metamórfica e associações de rochas granitóides contrastadas, sugerindo portanto que se trate de dois terrenos distintos. Dados geocronológicos sugerem que o primeiro tenha se sedimentado no Prterozóico Médio com metamorfismo principal ppor volta de 750 Ma, enquanto o Complexo Embu teria idades do Proterozóico Superior, metamorfismo principal pouco mais jovem em ca. 730 Ma.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. -1957- O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Bol. Paul. de Geografia*, (26): 38-49.
- ALMEIDA, F.F.M. -1964- Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. e Geol.*, São Paulo, (41):169-263.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. e FUCK, R.A. - 1977- Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Campina Grande, 1977, SBG. *Anais...* Campina Grande, v.1, p. 363-391.
- ALVES, F. R. -1975- Contribuição à geologia da região de Salesópolis - Guararema, SP. São Paulo (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências USP).
- ANDERSON, J.L. -1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: L.G. Medaris Jr.; C.W. Byers; D.M. Mickelson; W.C. Shanks (ed) - Proterozoic Geology: selected papers from an International Proterozoic Symposium. *Geol. Soc. Am. Memoir*. 161: 133-154
- ASHWORTH, J.R. -1985- Migmatites - Introduction. In: J.R. ASHWORTH, (ed.) *Migmatites*, Blackie, Glasgow, p. 1-35.
- BABINSKI, M. -1988- Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, SP. São Paulo (Dissertação de mestrado, Instituto de Pesquisas de Energia Nuclear SP).
- BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G. & CAMPOS, D.A. -1984- Léxico estratigráfico do Brasil. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 560p.
- BARD, J.P. -1986- *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Dordrecht, D. Reidel Publ. 264 p.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. -1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48 (1): 43-55.

- BOYNTON, W.V. -1984- Cosmochemistry of rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (ed) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier Sci. Publ. Amsterdam, p. 63-114.
- BOULLIER, A.N. & BOUCHEZ, J.L. -1978- Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7e série, tome XX (3): 253-262.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J. and LAMEYRE, J. -1984- Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics Earth Plan. Interiors*, 35 (1): 1-11.
- BROWN, G.C. -1982- Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: R.S. Thorpe (ed.): *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. J. Wiley & Sons, p. 437-461.
- CAMPANHA, G.A.C. -1991- Tectônica proterozóica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. São Paulo. (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências USP). 296 p.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. -1983a- Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, p. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. -1983b- Importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, p. 79-90.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C. -1983- Geologia das folhas Igaratá e Piracaia, 1:50.000, Relatório Final Secretaria de Indústria Comércio Ciência e Tecnologia SP, 86 p. (Inédito).
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.; SOUZA, A.P. -1983- Geologia das folhas de Piracaia e Igaratá. In:

- JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1a., São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo. PRÓ-MINÉRIO, p. 55-79
- CHAYES, F. -1949- A simple point counter for thin-section analysis. *Amer. Mineral.*, 34 (1-2): 1-11.
- COBBOLD, P.R. -1979- Sheath folds and large strain in rocks. *Jour. Struct. Geol.* 1 (3): 338-339.
- COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. -1985- Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas Bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 57: 517-518.
- CONEY, P.J.; JONES, D.L.; MONGER, J.W.H. -1980- Cordilleran suspected terranes. *Nature*, v. 288: 329-333.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. -1971- Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v. 1, p. 105-100.
- COUTINHO, J.M.V. -1968- Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. São Paulo. (Tese Professor Catedrático Faculdade de Filosofia Ciências e Letras USP).
- COUTINHO, J.M.V. -1972- Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Boletim IG*, 3: 5-100.
- COUTINHO, J.M.V. -1980- Carta geológica da região da Grande São Paulo, 1:100.000. Emplasa, 2 folhas.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P.T.Y. -1982- Geologia e petrologia da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na serra do Itaberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador. SBG, v. 2, p. 624-640.
- COWARD, M.P. -1984- Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and Southern Africa and their significance. In: A. Kroner & R. Greiling (eds.)- *Precambrian Tectonics Illustrated*. E. Scheweiz Verlagsb, Stuttgart, p. 207-235.

- DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; FIGUEIREDO, M.C.H. -1986- Gravimetria da região sudeste do estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os cinturões Paraíba e Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v. 6, p. 2673-2683.
- de la ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P. & MARCHAL, M. - 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29 (3-4): 183-210.
- EBERT, H. -1984(in memorian)- Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. *Publicação SBG-SP*. 12, p 72-103.
- EBERT, H. -1955- Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do Escudo Cristalino Brasileiro. *Eng. Min. Metal*. 28 (127): 39-40.
- ENGLAND, P.C. & RICHARDSON, S.W. -1977- The influence of erosion upon the mineral facies of rocks of different metamorphic environments. *Jour. Geol. Soc. of London*, 134 ():201-213.
- ENGLAND. P.C. & THOMPSON, A.B. -1984- Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Jour. Petrol.*, 25 (): 894-928.
- 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 (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências USP).
- FERNANDES, A.J. -1991b- As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento, no leste do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SUDESTE, 2o., São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 501-508.
- FIGUEIREDO, M C.H. & SANTORO, E. -1991- Relato de encontro temático: Geologia dos Complexos Embu e Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SUDESTE, 2o., São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 527.

- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. -1979- Carta geológica do Brasil ao milionésimo - folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 240 p.
- FRANCO, R.R. -1956- Migmatitos de textura gnáissica dos arredores de São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol*, 5 (1): 39-45.
- GRANT, J.A. -1985- Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: J.R. ASHWORTH, (ed.) *Migmatites*, Blackie, Glasgow, p. 86-144.
- GIMENEZ FILHO, A.; MACHADO Jr., D.L.; ZAINE, J.E.; FRASCA, M.H.B.O. -1991- Geologia das folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba-SP. Parte 2: Embasamento meridional da Bacia de Taubaté. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SUDESTE, 2o., São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 491-500.
- GLAZNER, A.E. -1990- Recycling of continental crust in Miocene volcanic rocks from the Mojave Block, southern California In: J.L. Anderson (ed.): The nature & origin of cordilleran magmatism. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 174: 147-168.
- HASUI, Y. -1975- Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste da capital paulista. *Boletim IG*, 6: 95-107.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. -1976- Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (3):180-200.
- HASUI, Y.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G.; PONÇANO, W.L.; ALMEIDA, E.B.; SIRACUZA, J.R.; ABREU, A.C.S.; FRANGIPANI, A.; PRANDINI, F.L. e IWASA, O.Y. -1978- Geologia da folha de São José dos Campos, São Paulo: -SP-23-7-D-II. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 50p. (Série Monografias, 2).
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. e CARNEIRO, C.D.R. -1976- Considerações sobre a estratigrafia do pré-cambriano na região de São Paulo. *Boletim IG*, 7: 107-112.

- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVAO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S. e PIRES NETO, A.G. -1977- As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1o., São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, p.369-380.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e BISTRICHI, C.A. -1978- Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG-NE, v. 6, p 2579-2593.
- HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E.; HARRISON, J.E. -1980- Amendmend of code concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91 (6): 374-376.
- HIGGINS, M.W. -1971- Cataclastic rocks. Washington, *United States Geol. Surv. Prof. Paper*, (687): 97.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. -1976- *An outline of structural geology*. New York, J. Wiley. 571 p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. -1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sciences*, 8 (5): 523-548.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. -1991- Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.*, 51 (1-4): 351-374.
- JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C.; VLACH, S.R.F.; MOTIDOME, M.J. -1990- Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.4, p. 1925-1935.
- JARDIM de SA, E.F. & HACKSPACHER, P.C. -1981- Revisão sobre análise estrutural. Parte I: conceituação básica e métodos. *Ciências da Terra*, (5): 24-36.
- JOHANNES, W. -1985- The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: J.R. ASHWORTH, (ed.) *Migmatites*, Blackie, Glasgow, p. 36-85.

- JOHNSTON, D.A. & WYLLIE, P.J. -1988- Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contrib. Mineral Petrol.* 100(1):35-46.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. -1986- Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.2, p. 730-747.
- JUNG, J & ROQUES, M. -1952- Introduction à l'étude zonegeographique des formation cristallophylienes. *Bull. Serv. Geol. de France*, 235: 1-62.
- KENAH, C. & HOLLISTER, L.S. -1983- Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: M.P. Atherton & C.D. Gribble (eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publis., Nantwich, p. 143-162.
- KEPPIE, J.D. & DALLMEYER, R.D. -1987- Dating transcurrent terrane accretion: an example from the Meguma and Avalon composite terranes in the Northern Appalachians. *Tectonics*, 6 (6):831-847.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. -1982- Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcan. Geothermal Res.*, 14 (1-2): 169-186.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. - 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. *Jour. Petrology*, 27 (3): 745-750.
- MEHNERT, K.R. -1971- Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 405 p.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. -1973- Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do rio Ribeira do Iguape. *Rev. Bras. Geoc.*, 3 (3): 97-123.

- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. -1983- Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos do estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 74p. (Série Monografias, 9).
- MELO, M.S.; CAETANO, S.L.V.; COIMBRA, A.M. -1986- Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.1, p. 321-336.
- MOTIDOME, M.J. -1989- Relatório final de pesquisa, FAPESP.
- MIYASHIRO, A. -1973- *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen & Unwin. 492p.
- PAIVA FILHO, A.; TOGNON, A.A.; CAPUCCI, E.B.; CORDANI, U.G.; BARBOUR, A.P.; SVISERO, D.P.; MORESCHI, J.B. -1972- Levantamento geológico das áreas de interesse à implantação das barragens dos rios Biritiba e Jundiaí - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p. 231-243.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. -1986- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Struc. Geol.*, 8 (8): 831-843.
- PEARCE, J.A. -1983- The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publis., Nantwich, p. 230-249.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. and TINDLE, A.G. -1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PETRI, S ; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G. & PONÇANO, W.L. -1986- Guia de nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.* 16 (4): 376-415.
- PITCHER, W.S.-1982- Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (ed.) - *Mountain building processes*. London, Academic Press, 19-40.

- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M; PRANDINI, F.L.-1981- Mapa geomorfológico do estado de São Paulo - Notícia Explicativa, vol 1, Pró-Minério/Promocet, 94p.
- RAMSAY, J.G. -1967- *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw Hill, 567 p.
- RAMSAY, J.G -1976- Displacement and strain. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 283, 3-35.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. *Jour. Struc. Geol.*, 2 (1-2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. -1987- *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. London, Academic Press. 700 p.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. -1992- Geologia da Bacia de São Paulo. In: Mesa redonda sobre aspectos geológicos e geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo. Anais... São Paulo, ABMS, 59p.
- RIDEG, P. -1974- Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in eastern São Paulo, Brazil. (Tese PhD, State University of New York at Binghamton).
- SADOWSKI, G.R. -1974- Tectônica da Serra de Cubatão, SP. São Paulo (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências USP).
- SADOWSKI, G.R. -1977- Reativação do embasamento da faixa de dobramento Ribeira na região da serra do Cubatão. *Boletim IG*, 8 :67-76.
- SADOWSKI, G.R. -1983- Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. São Paulo (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências USP).
- SADOWSKI, G.R. -1991- A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. *Boletim IG*, 22: 15-28.
- SADOWSKI, G.R. -1992- Alguns erros corriqueiros em análise estrutural e suas implicações. *Boletim IG*, 12: 101-102.

- SADOWSKI, G.R. & MOTIDOME, M.J. -1985- O complexo Piaçaguera no estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São paulo, SBG, v.1, p. 147-158.
- SADOWSKI, G.R. & MOTIDOME, M.J. -1987- Brazilian megafaults. *Rev. Geol. Chile*, (31): 61-75.
- SCHMERMER, E.R.; HOWELL, D.G.; JONES, D.L. -1984- The origin of allochthonous terranes: perspectives on the growth and the shaping of the continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 12: 107-131.
- SIBSON, R.H. -1977- Fault rocks and fault mechanism. *Jour. Geol. Soc. London*, 133 (3): 191-213.
- SIMPSON, C. -1985- Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (5): 503-511.
- SIMPSON, C. -1986- Determination of movement sense in mylonites. *Jour. Geol. Education*, 34 (): 246-261.
- STEIN, D.P. -1984- Esboço da evolução geológica pré-cambriana da folha Pilar do Sul, São Paulo (SF.23-Y-C-IV-4). São Paulo. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências USP).
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A. -1986- A Formação Perau na região de Pilar do Sul, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.2, p. 919-930.
- STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R.W. -1979- A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neus Jarb. Miner. Abh.*, 136 (2): 169-206.
- SYLVESTER, A.G. -1988- Strike-slip faults. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 100 (11): 1666-1703.
- TAKIYA, H.; PELOGGIA, A.U.G.; TOKUTAKE, L.R.; CAMPOS, J.E.; OGAWA, A.T.; KOGA, H.; HAYASHI, J.H.; MISAWA, W.J.; RICCOMINI, C. -1989- Arcabouço estrutural da Bacia de São Paulo. In: A.M. Coimbra; C. Riccomini; G.R. Sadowski, H.C. Rocha; N. Ellert; W.S. Iyomasa (orgs)- *Geologia da Bacia de São Paulo*, IG-USP/SBS-SP, São Paulo, p. 16-26.

- 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 doutoramento, Instituto de Geociências USP).
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C. ; VIDAL, P. -1989- Idades e natureza da crosta continental primitiva da região leste do estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p. 103-104.
- THEODOROVICZ, A.; YAMATO, A.A.; TAKAHASHI, A.T.; VASCONCELOS, C.S.; SANTAREM, P.C. & SILVA, V.A. -1990- Projeto Santa Isabel/Mogi das Cruzes/Mauá - Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/ Secretaria do Estado de Ciência Tecnologia e Desenvolvimento Econômico - Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - Pró-Minério. Vols I e II.
- THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; GIBSON, I.L. & MORRISON, M.A. - 1982- Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hendeon palaeocene mantle-derived magmas by Archean sial. *Contrib. Mineral Petrol.*, 79 (2):159-168.
- TRACY, R.J & ROBINSON, P. -1983- Acadian migmatites types in pelitic rocks of central Massachusetts. In: M.P. Atherton & C.D. Gribble (eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publis., Nantwich, p. 163-173.
- TULLIS, J.; SNOKE, A.W. & TODD, V.R. -1982- Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10 (5): 227-230.
- TURNER, F.J. -1981- *Metamorphic petrology*. 2nd. ed., New York. McGraw Hill. 524p.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. -1963- *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, MacGraw-Hill. 545p.
- VANDOROS, P. & OLIVEIRA, M.A.F. -1968- Silicificação e turmalinização de xistos e quartzitos da região de Mogi das Cruzes. *Ciência e Cultura*, 20 (2): 157-158.
- VANDOROS, P. & OLIVEIRA, M.A.F. -1969- Geologia e petrografia da região de Taiaçupeba e arredores, São Paulo. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 41 (2): 181-194.

- van EVERDINGEN, D.A.; van GOOL, J.A.M.; VISSERS, R.L.M. -1992- Quickplot: a microcomputer-based program for processing of orientation data. *Computers & Geosciences*, 18 (2): 183-287.
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. -1988- O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. São Paulo. (Dissertação de mestrado, Instituto de geociências USP).
- VAUCHEZ, A. & NICOLAS, A. -1991- Mountain building; strike-parallel motion and Mantle anisotropy. *Tectonophysics*, 185 (3/4): 183-201.
- VERNON, R.H. -1986- K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rew.*, 23 (1): 1-63.
- VIEIRA, S.R.S.S. -1989- Estudo estrutural da região de Embu-Guaçu - Parelheiros, SP. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências USP).
- VIEIRA, S.R.S.S.; COUTINHO, J.M.V. e ALVES, F.R. -1990- Geologia e evolução geológica da região de Embu-Guaçu - Parelheiros, São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 20 (1-4): 277 - 281.
- VIEIRA, S.R.S.S. -1991- Complexo Embu: uma revisão crítica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SUDESTE, 2o., São Paulo, 1991. *Atas...* SBG, p. 469-472.
- WERNICK, E. -1984- Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações tectônicas preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , 33. Rio de Janeiro. 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2902-2918.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. -1976- Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rochas do bloco Jundiaí e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (2): 125-135.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. -1978- As regiões de dobramentos Sudeste e Nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.6, p. 2493-2507.

- WINKLER, H.G.F. -1977- *Petrogênese de rochas metamórficas*. Porto Alegre, Edgard Blucher & UFRGS, 258 p.
- YARDLEY, B.W.D. -1977- The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 (1): 53-58.
- YARDLEY, B.W.D. -1989- *An introduction to metamorphic petrology*. Essex, Longman Group. 248p.
- ZANETTIN, B. -1984- Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7 (4): 19-20.

APENDICE 3

Analises Quimicas de Amostra de Controle

%	Geosol	Un. Memorial
SiO ₂	62.20	62.70
TiO ₂	0.80	0.78
Al ₂ O ₃	16.20	15.20
Fe ₂ O ₃	2.90	1.70
FeO	2.70	3.40
MnO	0.12	0.12
MgO	3.00	3.45
CaO	5.00	5.06
Na ₂ O	4.30	3.84
K ₂ O	1.60	1.41
P ₂ O ₅	0.11	0.15
H ₂ O +	0.48	P.F.
H ₂ O -	0.15	1.00
Total	99.56	98.81

ppm	Geosol	Un. Memorial
Rb	55	55
Sr	280	255
Y	35	29
Zr	200	174
Nb	10	6
Ba	660	624
FeOt	5.31	4.93
F/FM	0.76	0.72
Rb/Sr	0.20	0.22

LEGENDA

- QUATERNÁRIO
- DEPÓSITOS ARENOSOS E CONGLOMERÁTICOS ALUVIAIS E COBERTURAS COLUVIONARES SILTO ARGILOSAS
- TERCIÁRIO
- ALTERNÂNCIA DE AREIAS ARDSEANAS E SILTITOS
- CAMBRIANO PROT. SUP.
- MILONITOS, ULTRAMILONITOS, FILONITOS E GNAISSES MILONÍTICOS
- PROTEROZOICO SUPERIOR
- TURMALINA GRÂNITO BRANCO-HOLOLEUCOCRÁTICO MILONÍTICO
- MUSCOVITA BIOTITA GRÂNITO CINZA, M=8, EQUIGRANULAR A PORFÍROIDE, GRANULAÇÃO MÉDIA
- BIOTITA GRÂNODIORITO A MUSCOVITA BIOTITA GRÂNITO, CINZA MÉDIO A ESCURO M=7-20 EQUIGRANULAR A PORFÍROIDE
- BIOTITA GRÂNODIORITO A GRÂNITO, CINZA (M=7-10) A ROSADOS PORFÍROIDE A EQUIGRANULAR
- BIOTITA GRÂNITO (GRÂNODIORITO), CINZA (M=8-12) PORFÍROIDE
- COMPLEXO PILAR
- MUSCOVITA BIOTITA XISTO, METARRITMITOS, GRANADA-BIOTITA XISTO, QUARTZO XISTO, MUSCOVITA BIOTITA GNAISSE
- ROCHAS CÁLCIO SILICÁTICAS
- BIOTITA GNAISSE, CINZA ESCURO (M=20), HOMOGÊNEO, FINO BIOTITA GNAISSE, CINZA M=10, INEQUIGRANULAR MÉDIO
- COMPLEXO COSTEIRO
- (MUSCOVITA) BIOTITA ORTOGNAISSES MICRO PORFÍROIDES
- PROTEROZOICO MÉDIO
- POSSÍVEL IDADE DO COMPLEXO
- PROT. INF. ARQUEANO
- COMPLEXO RIO CAPIVARI
- HORNBLENDA BIOTITA GNAISSE TONALÍTICO PORFÍROIDE, HORNBLENDA BIOTITA GNAISSE TONALÍTICO EQUIGRANULAR APRESENTAM NEUCOSSOMAS TROCHILITIFORMES COM ANFIBÓLIO

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- FOLIAÇÃO S2
- FOLIAÇÃO S3
- CONTATO DEFINIDO
- CONTATO INDEFINIDO
- ZONA DE CISKALHAMENTO
- SEÇÃO GEOLÓGICA

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

FOLHA	COORDENADAS	ÁREA (km²)
71731-1	23° 25' S - 46° 15' W	1.250
71731-2	23° 25' S - 46° 10' W	1.250
71731-3	23° 25' S - 46° 05' W	1.250
71731-4	23° 25' S - 46° 00' W	1.250
71731-5	23° 25' S - 45° 55' W	1.250
71731-6	23° 25' S - 45° 50' W	1.250
71731-7	23° 25' S - 45° 45' W	1.250
71731-8	23° 25' S - 45° 40' W	1.250
71731-9	23° 25' S - 45° 35' W	1.250
71731-10	23° 25' S - 45° 30' W	1.250

Ttb Sedimentos areno siltosos

μ Milonitos

~ Zona de Cisalhamento

COMPLEXO EMBU (E)

Ar Granito Arujá

Jg Granito Jaguarí

Pt Granito Parateí

Gm Granodiorito Geremuniz

Si Quartzo Monzonito Santa Isabel

Gb Gnaiss Bandado

Qz Quartzito

Dc Gnaiss Diorítico/Cálcio-Silicático

X Xisto

Mg Migmatito

Gp Gnaiss Microporfiróide

Bg Biotita Gnaiss

COMPLEXO PILAR (P)

Bn Leucogranito Bairro dos Nogueiras

Sb Granito Sabaúna

Sc Granito Santa Catarina

It Granito Itapeti

Mx Micaxisto

Bg Biotita Gnaiss

COMPLEXO RIO CAPIVARI (C)

Gnt Gnaiss Tonalítico

COMPLEXO COSTEIRO (CT)

Bg Biotita (Ortognaisse Microporfiróide)

APÊNDICE 2 - SEÇÃO GEOLÓGICA

ESCALA: 1:50.000