UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O COMPLEXO EMBÚ NA PORÇÃO SUDESTE DA FOLHA
MAUÁ (SF-23-Y-D-IV-1)

Paulo Cezar Santarem da Silva

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1992

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005661

O COMPLEXO EMBÚ NA PORÇÃO SUDESTE
DA FOLHA MAUÁ (SF-23-Y-D-IV-1)

Paulo Cezar Santarem da Silva

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geotectônica

São Paulo

1992

O todo sem a parte não é todo
A parte sem o todo não é parte;
Mas se a parte o faz todo, sendo parte,
Não se diga que é parte, sendo todo.

Gregório de Matos Guerra

À meus pais, Francisco e Marlene

À Soraya e Naiara

SUMÁRIO

ABREVIATURAS.....	V	CAPÍTULO 2 : OBJETIVOS E MÉ	
		TODOS.....	7
RESUMO.....	VII	2.1 - Dos métodos.....	9
		O método de FRY	10
ABSTRACT.....	XI	A análise tipológica do zircão	11
AGRADECIMENTOS.....	XIII		
CAPÍTULO 1 : ASPECTOS GERAIS DA		CAPÍTULO 3 : ANÁLISE DO CONHE	
REGIÃO.....	1	CIMENTO ANTERIOR.....	13
1.1 - Localização e acessos.....	1	3.1 - Considerações gerais.....	13
1.2 Aspectos sócio - econômicos.....	1	3.2 - Trabalhos Pioneiros.....	14
1.3 - Aspectos fisiográficos.....	3	3.3 - Mapeamentos geológicos.....	18
1.3.1 - Hidrografia.....	3	3.4 - Unidades geológicas presentes na	
1.3.2 - Clima.....	4	área.....	30
1.3.3 - Morfologia.....	4	3.4.1 - Complexo Costeiro.....	30
		3.4.2 - Complexo Embu.....	31

CAPÍTULO 4: ESTRATIGRAFIA.....	33	Unidade metapsamítica (PMeq).....	45
4.1 - Considerações gerais.....	33	<i>Budins de rochas cálcio-silicáticas.....</i>	<i>48</i>
4.2 - Complexo Embu.....	34	4.3 - Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico (Complexo Costeiro, PScc).....	49
4.2.1 - Considerações gerais.....	35	4.4 - Plutonismo granítico.....	51
4.2.2 - Unidades com características de turbiditos distais	36	4.4.1 - Considerações gerais.....	51
Unidade dos xistos Oropó (RIDEG, 1974; PMexo).....	38	4.4.2 - Granitóides cálcio-alcinos.....	52
Unidade dos muscovita-biotita-xistos a granada (PMegx).....	40	Granito-gnaiss Rio Grande da Serra (PSy rs).....	53
Unidade dos sillimanita-muscovita-biotita-xistos (PMesx).....	41	Granito-gnaiss Ipuêba (PSyl).....	54
Unidade dos sillimanita-muscovita-biotita gnaisses finos localmente migmatizados (PMem).....	42	Granito Mauá (PSym e PSym').....	56
Unidade Estância Angellina (PMeea).....	44	4.4.3 - Granitóides crustais "tipo S".....	59
Unidade dos sillimanita-xistos e biotita-gnaisses milonitizados (PMesxg).....	44	Granito gnaiss Talacupeba (PSy t).....	59
		4.4 - Granitóide Jardim Itacolomi (PSy jl).....	61
		4.5 - Pegmatitos (PSp).....	62
		4.6 - Intrusivas básicas.....	63

4.7 - Coberturas tércio-quaternárias..... 63

O GRAU FORTE..... 68

4.7.1 - Considerações gerais..... 63

unidade PMem..... 68

4.7.2 - Coberturas Quaternárias..... 63

5.1.1.2 - O episódio intercinemático M2... 69

5.1.1.3 - O episódio sincinemático M3
(Sm)..... 71

CAPÍTULO 5: CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO EMBU E GRANITÓIDES INTRUSIVOS... 65...

5.1.1.4 - O episódio sincinemático M4... 71

5.1.1.5 - O episódio pós-M4..... 71

5.1 - Introdução..... 65

5.1.2 - Caracterização microestrutural dos
granitóides intrusivos no Complexo

5.1.1 - As relações entre formação mineral
e deformação..... 66

Embu ("titanita - alantita granitos
gnaisses cálcio alcalinos Rio Grande
da Serra e Iupoba)..... 72..

5.1.1.1 - O episódio sincinemático
(M1/Sn- Sn')..... 66

Caracterização mineralógica..... 72

O GRAU FRACO..... 66

Caracterização microestrutural..... 73

unidade PMex..... 66

5.1.3 - Os indicadores metamórficos..... 73

unidade PMegx..... 67

5.1.3.1 - O metamorfismo sincinemático

O GRAU MÉDIO..... 67

M1..... 74

unidades PMex e PMea..... 67

5.1.3.2 - O metamorfismo intercinemático

M2:ET + CN2 + MU2 + BT2 + FB2 +

Q Z 2	74	microscópicos da transcorrência.....	84
5.1.3.3 - O metamorfismo sincinemático		O elipsóide de deformação (método	
M3: MU 3 + BT3 + QZ3 (+- GD).7.5.		de Fry).....	85
5.1.4 - Os indicadores cinemáticos.....	75	A orientação cristalográfica do	
		quartzo.....	87
CAPÍTULO 6 : GEOLOGIA ESTRU		O fabric cristalográfico dos quartzitos da	
TURAL	79	unidade PMeq.....	88
6.1 - Introdução.....	79	Método de FRY e eixo C de quartzo:	
		comparação de resultados.....	90
6.2 - O registro deformacional.....	80	Os marcadores microscópicos do sentido	
		da transcorrência.....	90
6.2.1 - Foliações S_n e S_{n+1}	80	6.2.3 - Foliações S_{n+1} e S_{n+2}	91
6.2.2 - A foliação S_m do cisalhamento		CAPÍTULO 7: CONCLUSÕES	93
transcorrente.....	82	CAPÍTULO 8: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁ	
		FICAS	97
6.2.2.1 - A Zona de Cisalhamento			
Transcorrente de Cubatão (ZCC):			
generalidades.....	83		
6.2.2.2 - Os marcadores macro e			

ABREVIATURAS UTILIZADAS NO TEXTO E TABELAS

Instituições

RFFSA- Rede Ferroviária Federal S/A

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

RMSP- Região Metropolitana de São Paulo

PRÓ-MINÉRIO- Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais

USAF- United States Air Force

EMPLASA- Empresa Metropolitana de Planejamento da Grande São Paulo S/A

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

DNPM- Departamento Nacional de Produção Mineral

IGG - Instituto Geográfico e Geológico

CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

RBG- Revista Brasileira de Geociências

Minerais

SL - sillimanita

ET - estauroлита

CN - cianita

BT - biotita

TU - turmalina

AND- andaluzita

CD - cordierita

PG - plagioclásio

GD - granada

CL - clorita

TR - tremolita

TI - titanita

EP - epidoto

QZ - quartzo

FK - feldspato potássico

FB - fibrolita

ZO - zoisita

HB - hornblenda

AL - allanita

AB - albita

Outras

ZCC - Zona de Cisalhamento Cubetão

ZCT - Zona de Cisalhamento transcorrente

QAP - diagrama de Streckeisen (quartzo x

álcalis x plagioclásio)

MF- mica fish (mica pleoforme)

SP- sombra de pressão

RESUMO

A cartografia geológica da porção sudeste da folha Mauá (SF.23.Y-D-IV-1), na escala 1:25.000, possibilitou reconhecer a predominância de rochas metassupracrustais pertencentes ao Complexo Embu, guardando registros de uma complexa evolução tectono-metamórfica tida aqui como provavelmente iniciada no Proterozóico Médio.

As unidades aqui descritas compreendem uma sequência onde as feições sedimentares originais acham-se obliteradas tanto pela tectônica quanto pelos eventos metamórficos aí atuantes, restando apenas um bandamento decimétrico persistente, provável reflexo do bandamento primário dos litótipos. Grosso modo, esta sequência compreende uma alternância de litótipos metapsamíticos e metapelíticos, de natureza provavelmente turbidítica, apresentando-se metamorfizada em baixo e médio-alto grau metamórfico, alcançando localmente fusão parcial *in situ*; o contato entre as unidades de baixo e médio-alto grau é sempre tectônico (cavalgamento) e nestas, gradacional. Na porção norte da área predominam os terrenos de baixo grau, com sericita-filitos e quartzo-

filitos da unidade dos Xistos Oropó (RIDEQ, 1974; PMexo) que para sul parecem ter sua continuidade nos granada xistos da unidade PMegx.

Nos metassedimentos de médio-alto grau são encontrados sillimanita-muscovita-biotita gnaisses finos localmente migmatizados (unidade PMem), gradando para sillimanita-biotita xistos e sillimanita-biotita quartzitos (unidade Pmesx), e uma unidade onde os termos psamíticos assumem maior importância (unidade Estância Angelina, PMeea). Em direção a sudeste ocorrem duas unidades fortemente estruturadas pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC), que lhes imputa uma importante foliação milonítica e as retrometamorfiza para condições da zona da muscovita (grau baixo); tais unidades correspondem a unidade de sillimanita-biotita-xistos e biotita-gnaisses milonitizados (unidade PMesxg) e unidade de ortoquartzitos com turmalinitos e metabásicas xistificadas, subordinados (unidade PMeq).

A granitogênese na área foi intensa, sendo relacionada a idades do Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro), havendo, segundo

caracterização preliminar pelo método da tipologia do zircão (uma vez que não foi realizado estudo litoquímico mais detalhado), duas linhagens distintas: a cálcio-alcálica, onde se destacam como litótipos mais antigos os biotita-granito-gnaisses Iupeba e Rio Grande da Serra (biotita ortogneisses de composição monzogranítica a granodiorítica, de média e baixa profundidade, respectivamente), seguindo-se o Granito Mauá (biotita granito 3A-3B, porfíroide, de alta profundidade). A segunda linhagem seria representada pelo Granito-gnaiss Taiaçupeba (muscovita-biotita-sienogranito) provavelmente crustal. As datações Rb-Sr existentes apontam idades de 710 ± 50 Ma (Granito Mauá) e 635 ± 45 Ma (Granito-gnaiss Taiaçupeba), sendo inconclusivas, uma vez que esta última foi realizada em amostras internas a ZCC e aquela é uma idade média aproximada entre datações variando entre 760 e 660 Ma.

O Granitóide Jardim Itacolomi é aqui descrito e denominado de modo informal já que a ausência de afloramentos preservados impossibilitam a sua caracterização mais acurada.

O quadro metamórfico-estrutural reconhecido aponta o registro de pelo menos 4 episódios metamórficos distintos,

responsáveis pela geração de 5 superfícies metamórficas. O episódio M1 apresenta seu registro no grau baixo (unidades PMex e PMegx) e no grau médio (zona da sillimanita) a alto, chegando a atingir condições de fusão parcial *in situ*; é responsável pelo surgimento da foliação de transposição Sn, que recupera uma foliação Sn' com as mesmas características metamórficas e estruturais. O segundo episódio metamórfico reconhecido corresponde a um metamorfismo sob condições estáticas (M2), representado pelo crescimento de porfiroblastos subcentimétricos a centimétricos de muscovita, além de cianita, estaurolita e fibrolita em granulometria compatível com a matriz dos xistos. O metamorfismo M3 é vinculado a implantação da Zona de Cisalhamento Transcorrente de Cubatão (ZCC), no grau baixo (zona da muscovita / granada), e gerando uma importante foliação milonítica Sm, não restrita apenas a ZCC. Por fim, um metamorfismo M4, de caráter retrometamórfico no grau baixo (zona da muscovita), acha-se também registrada na área, sendo responsável pelo desenvolvimento das olivagens de crenulação Sn+1 e Sn+2.

Quanto a ZCC, foram realizados estudos em quartzitos e granitóides afetados pela

mesma, estudos estes que permitiram caracterizar uma movimentação predominantemente dextral para esta transcorrência e, subordinadamente, sinistral.

Como o Granito-gnaiss Taiçupeba acha-se datado segundo datações minerais em micas, e é o principal representante da movimentação sinistral que aí atuou, atribui-se a idade obtida (635 ± 40 Ma) como sendo a

é, naturalmente, mais jovem, já que é a feição predominante em campo.

A orientação do vetor de deformação σ é predominantemente subperpendicular a zona de cisalhamento, sugerindo a atuação de mecanismos de cisalhamento puro na ZOC, mas a análise do eixo C do quartzo, mais sensível, aponta atuação predominante do cisalhamento simples.

idade deste binário; a movimentação dextral

ABSTRACT

The field works in 1:25.000 scale, in the southern portion of the Mauá sheet (SF.23.Y-D-IV-1) made possible recognize the Complexo Embu as a predominantly unity, evolved in a tectono-metamorphic complex evolution, with probably middle proterozoic ages.

The metasupracrustal sequence has no longer evidences of primary structures, erased by superposed tectonic and metamorphic events; by this way, is distinguished a decimetric metapelitic-metapsamitic alternance (relict, probably, of primary bedding), with turbiditic characteristics, in lower and middle/higher grade of metamorphism. The lower and middle / higher grade sequences have tectonic contacts with which other. In the northern portion predominates the lower grade sequences with sericite-filites and quartz-filites (Oropó Schists, RIDEG 1974; PMexo unity), with apparent continuance southward, in the garnet-schists unity (PMegx); in the middle-higher grade sequences these are sillimanite-muscovite-biotite-gneisses locally migmatized (PMem unity) passing by sillimanite-muscovite-biotite-schists and sillimanite-biotite-quartzites

(PMesxunity), and a sequence where metapsamites increase their importance (Estância Angelina unity, PMesa); all this sequences have gradational contacts. In the southeastern portion there are two unities strongly structured by Cubatão Shear Zone (Zona de Cisalhamento Cubatão, ZCC), with all contacts being tectonic ones: a sillimanite-mylonite-schists and biotite-mylonite -gneisses unity (PMesgx unity) and a mylonite ortho-quartzite unity (PMeq), with subordinated tourmalinites and basic-schists.

During the Upper Proterozoic (Brasiliano Cycle), occurs an important granitogenesis event, characterized by zircon typology (preliminar data) in two distinctive trends: a calcio-alkaline one and a crustal trend. To the calcio-alkaline trend corresponds the Lupeba and Rio Grande da Serra biotite - granite-gneisses, the oldest ones, with monzogranitic and granodioritic composition and middle and lower profundity, respectively; Mauá granite (biotite-granite 3A - 3B, porphyroidal, and higher profundity) is other representative example, and the crustal trend has in the Talagupeba granite-gneiss (muscovite-biotite-

sienogranite) its example. The geochronological ages are fewer and inconclusive: Mauá granite has an age of 710 ± 50 Ma (ages variance between 760-660 Ma) and Talagupéba granite-gneiss, 635 ± 45 Ma, with mineral datation (micas), collected in outcrops inside ZCC.

Jardim Itacolomi granitoid is informally desorite, once are not found preserved outcrops.

Recognized metamorphic-structural framework indicates four distinctives metamorphic events, which generates five metamorphic surfaces. M1 event has its development in lower (PMexo and PMegx unities) and middle grade (sillimanite zone) with locally "in situ" anatexis (higher grade, PMem unity); is responsible for generation of the S_n foliation, which recovers a S_n' surface with same metamorphic-structural characteristics. The second event (M2) corresponds a thermal metamorphism, in static conditions, with overgrowth of subcentimetric muscovite porphyroblasts, and K-feldspar, staurolite and fibrolite in same granulation as

the schists matrix. M3 event occurs in closely association with the development of ZCC, in lower grade (muscovite/garnet zone), generating S_m surface, not restricted to ZCC. Eventually M4 event, also retro-metamorphic, in lower grade (muscovite grade) is responsible for appearance of S_{n+1} and S_{n+2} oronulation cleavages.

In the ZCC, studies in quartzites and granitoids become possible recognize dextral and sinistral movements. The 635 ± 45 Ma age of the Talagupéba granite-gneiss, the principal example of sinistral movement, is assumed to this binary; by this way, dextral movement is younger, once that predominates in outcrops and microstructural analysis of quartz C-axis, that tends to preserve the last principal deformational registers.

α_1 deformational vector orientation is predominantly subperpendicular to ZCC, what suggest that pure shear mechanisms are active in ZCC; but the quartz C-axis analysis, more sensitive, points towards predominance of simple shear mechanisms.

AGRADECIMENTOS

A presente dissertação deve muito da sua realização a uma série de pessoas e instituições que nos mais variados momentos contribuíram de modo imprescindível para sua melhoria.

Ao professor doutor Miguel Angelo Stipp Basei, com quem convivo desde os tempos de graduação e a quem devo muito da minha formação e interesse pela litoestratigrafia e tectônica de terrenos pré-cambrianos, externo minha gratidão pela forma sempre cordial e de extrema confiança com que pautou sua orientação, contribuindo frequentemente com discussões, sugestões e críticas que só fizeram aprimorar este trabalho.

A direção da CPRM e a sua Superintendência Regional, meu grato reconhecimento pelo apoio prestado, apoio este reflexo de uma postura correta e coerente em relação a necessidade de renovação técnico-científica de seus quadros, possibilitando o treinamento técnico nos mais variados campos, o que a médio prazo refletiu em sensível melhoria técnica dos trabalhos da empresa.

Ao geólogo Antônio Theodorovicz, que pela sua extrema simplicidade, humildade e visão crítica muito me ensinou ao partilhar a sua vasta experiência de campo.

Aos geólogos Arlindo Akio Yamato, Claudemir Severiano Vasconcelos, Vilmário Antunes da Silva, Mário Mota Câmara e Márcio da Silva Godóy, pelo apoio infindável seja durante os trabalhos de campo, seja nas inúmeras discussões levadas a cabo.

As geólogas Sílvia Maria Morais e Mônica Mazzini Perrotta, bem como ao geólogo Luís Carlos da Silva, um agradecimento especial pelo apoio ao trabalho petrográfico, através da análise conjunta de lâminas e sistematização dos resultados, sem o que seria bem mais difícil elucidar o quadro metamórfico da área.

Aos professores doutores Antônio Carlos Artur e Tamar Galembeck, do laboratório do zircão (DPM) da UNESP - Rio Claro, devo agradecer pela presteza com que realizaram as determinações tipológicas aqui enroladas.

Ao professor Gergely Szabó desejo expressar o meu agradecimento pela forma cordata

e prestativa com que sempre me auxiliou na utilização do equipamento do laboratório ótico do Instituto de Geociências, possibilitando o uso de microscópios munidos de acessórios como a câmara clara, que em muito facilitaram a elaboração dos desenhos das lâminas.

Aos desenhistas José Carlos Gouveia e Ricardo Yoti Shimamoto meu agradecimento pelo cuidado e dedicação com que se

empenharam em tomar meus esboços em material de qualidade gráfica irrepreensível.

Ao pessoal do CDI - SUPEQ/SP, nas figuras do geólogo Lauro Gradindo Pizzatto e dos técnicos Ricardo Bastos Landim e Décio Toshimitsu Yamamoto, minha gratidão pela paciência e prestatividade com que sempre atenderam meus pedidos e dúvidas quando da digitação deste trabalho.

CAPÍTULO 1 - ASPECTOS GERAIS DA REGIÃO

1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

Os terrenos abrangidos pela presente área de estudo encontram-se totalmente inclusos na porção sudeste da folha Mauá (SF.23.Y-D-IV-1) definindo um polígono com área total de aproximadamente 252 km, inserindo na porção leste da região metropolitana de São Paulo. Os vértices que delimitam esta área apresentam as seguintes coordenadas geográficas: 4615' / 2336'GR, 4624' / 2336'GR, 4615' / 2345' GR (fig.1.1).

Dada a sua peculiar situação, na abrangência de expressivos centros populacionais, a área, de um modo geral, dispõe de uma excelente infraestrutura no que tange as vias de acesso e penetração. Sua malha viária, sobretudo a rodoviária, permite que se atinja quaisquer de seus setores. Contudo, as rodovias Presidente Dutra (BR-116) e a dos Trabalhadores (SP-070), vias de saída da capital paulista para o Vale do Paraíba e Rio de Janeiro, constituem os meios mais eficazes para alcançar a região em pauta.

Quanto a distribuição da malha ferroviária, existem importantes troncos da RFFSA que

facilitam a penetração na área; O componente do sistema ferroviário que a serve é o segmento da Estrada de Ferro Santos-Jundiaí que contempla a região sudoeste da quadrícula Mauá e que se interconecta a ramificação da Estrada de Ferro Central do Brasil (Estação Roosevelt-Mogi das Cruzes) através do ramal que se estende das imediações de Rio Grande da Serra até Ferraz de Vasconcelos.

1.2 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

A distribuição populacional na área é bastante heterogênea e, via de regra, a densidade demográfica varia na razão inversa da distância à capital do Estado. Assim, as maiores taxas são registradas a noroeste da quadrícula Mauá, setor que inclui o extremo oriental da cidade de São Paulo, além de cidades dormitórias adjacentes. Em contraposição, as áreas com os mais baixos índices de povoamento são aquelas definidas como de reserva florestal ou de proteção aos mananciais, ou ainda com forte vocação agrícola, ou montanhosas. Zonas

com densidade intermediária tipificam as que englobam as pequenas cidades, vilas e lugarejos distritais.

Por uma contigência geográfica, uma vez que localiza-se nos domínios da RMSP, toda a ordem de problemas que afetam a Metrópole são extensíveis ou se refletem nas regiões periféricas, como no caso da área em estudo, uma das rotas preferenciais de expansão urbana. Quando se considera, por exemplo, a política de ordenamento do uso e ocupação do solo da Grande São Paulo, especialmente a que contempla o chamado vetor leste, de imediato emergem grandes conflitos advindos de uma política mal planejada ou tardiamente posta em execução.

No último quinquênio a Capital experimentou dois pulsos desenvolvimentistas (1950 e 1970), com inegáveis reflexos nos municípios que integram a área. Nestas fases as indústrias instalaram-se preferencialmente ao longo das estradas de ferro, devido a facilidade de escoamento de seus produtos. As ferrovias também constituíram eixos diretores de enorme contingente populacional, principalmente representantes das classes econômicas menos favorecidas. Formaram-se, deste modo, pequenos núcleos, muito deles alçados à categoria de cidade, com a evolução sócio-econômica através do

tempo. Bons exemplos são Mauá e Ferraz de Vasconcelos. Na esteira do progressivo crescimento demográfico desses aglomeramentos humanos sobreveio a instalação de pequenas indústrias, atraídas pela mão de obra barata e abundante ou impelidas, entre outras causas, pela supervalorização das propriedades destinadas a fins industriais ainda disponíveis no município de São Paulo. Constitui-se assim o cenário apropriado para empreendimentos imobiliários, momento àqueles que assegurassem o rápido assentamento de trabalhadores que afluíram para aqueles núcleos, traduzido por loteamento populares. Para esta finalidade glebas de terra foram parceladas, muitas vezes em zonas tecnicamente condenáveis ou legalmente impedidas, sem uma infraestrutura adequada, atendendo unicamente aos interesses de especuladores imobiliários, por vezes com a complacência do poder público de alguns municípios. Portanto, no que diz respeito ao uso e ocupação do solo, uma política não planejada, muitas vezes pautada por interesses escusos, quase inevitavelmente conduz a confrontos com outros interesses, gerando graves dissensões sociais. Exemplos são os conflitos envolvendo interesses centrados na produção de hortifrutigranjeiros - forte com-

FIGURA 1.1 - Localização e vias de acesso.

ponente econômico da área em análise - e os materializados pela instalação de pequenas chácaras de lazer, cujos retornos sociais são insignificantes. Em alguns municípios, questões também conflitantes configuram-se pelo avanço das zonas industriais ou residenciais em direção aos "cinturões verdes" da periferia urbana, ou ainda pela implantação de projetos de engenharia civil em áreas legalmente classificadas como de proteção aos mananciais.

A atividade minerária é um segmento da economia com fortes reflexos sociais / ambientais que merece especial atenção dos órgãos de planejamento municipais e estaduais. Sabidamente a Capital depende dos municípios vizinhos quanto ao suprimento de matéria-prima para a construção civil, mesmo em períodos de crise deste setor da economia regional. Entretanto a exploração desordenada destes bens minerais vem conduzindo à devastação / degradação de vastas áreas ao longo dos anos, como bem atestam as imponentes cavas abandonadas pela exaustão das reservas de areia ocorrentes em determinados municípios. Tais áreas são de difícil e onerosa recuperação e, além de espelharem violenta agressão ao meio físico, causam também formidável impacto visual.

1.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS

1.3.1 - HIDROGRAFIA

O rio Tietê e tributários associados, especialmente os da margem esquerda, constituem os elementos básicos da rede hidrográfica da área focalizada. Ele nasce aproximadamente a 45 km do seu limite oriental, perpassa grosseiramente orientado segundo EW, drenando, nos domínios da área tanto as seqüências metamorfolizadas referíveis ao Complexo Embú, quanto os sedimentos terciários atribuíveis à Formação São Paulo. Seus afluentes mais importantes, a exemplo do rio Talaçupeba-Açu, têm sua nascente nos rebordos das serras do Mar e de Paranapiacaba, a sul da área em estudo. A bacia de captação do rio Tietê desenha um padrão geral de drenagem tipo dendrítica, mais acentuada onde os coletores permeiam litótipos de natureza granitóide, entretanto, em decorrência do caráter dos esforços relacionados à origem e evolução desta bacia, que produziram fraturas sub-ortogonais, não raro, em setores particularizados, são discerníveis os padrões retangular e em treliça.

Na paisagem hidrográfica da área merece ainda ser citado o caráter exorréico dos

ursos d'água da borda atlântica das serras do Mar e Paranapiacaba.

1.3.2 - CLIMA

Em decorrência de um quadro morfológico específico e de sua posição geográfica na porção sudeste do Planalto Atlântico, seccionada pelo Trópico de Capricórnio, a área em questão sofre influências dos sistemas polar e tropical de massas de ar que se sucedem ao longo do ano, em parte determinando o tipo de clima na região.

A luz da classificação climática proposta pelo IBGE (1977), na área reina o Mesotérmico Brando, variedades superúmido sem seca e com subseca. Este caracteriza-se por temperaturas amenas, com médias anuais em torno de 19 °C a 18 °C. No verão, a média do mês mais quente é inferior a 22 °C, com predomínio entre 18 °C e 20 °C; no inverno as mínimas registradas oscilam entre 8 °C e 6 °C. Todos estes fatores, entre outros, concorrem para os altos índices de precipitação pluviométrica observados na área em estudo que, segundo dados obtidos da estação meteorológica localizada na Capital, atingem valores acima de 1360 mm, com chuvas mais copiosas em dezembro, janeiro e fevereiro, e o período de seca concentrado no mês de

junho. Um dos fatores determinantes da climatologia regional e, em especial, da local, consiste na chamada "ascendência orográfica", uma função do relevo essencialmente dependente da posição geográfica da Serra do Mar em relação ao sentido da propagação de massas de ar de origem atlântica. A elas são imputadas as altas taxas pluviométricas que afetam o bordo a barlavento daquela serra.

1.3.3 - MORFOLOGIA

Conforme a mais recente divisão geomorfológica do relevo paulista (SICCT, 1981), a área implanta-se quase que integralmente nos domínios da Província Atlântica. Nos limites supramencionados estas grandes unidades morfológicas estão assim distribuídas:

PROVÍNCIA ATLÂNTICA: Representada pelas zonas geomorfológicas referidas como Planalto Paulistano e Médio Vale do Paraíba.

1 - Planalto Paulistano: Zona geomorfológica que se caracteriza pela dominância de formas de relevo suavizadas, em cotas altimétricas entre 715 e 900m., fundamentalmente desenvolvidas sobre filitos, micaxistos, gnaisses e migmatitos vários. Quando os

parâmetros classificatórios e discriminatórios são depurados e, principalmente, se a essas formas de relevo for associado o conceito de sistema, o Planalto Paulistano admite uma compartimentação em domínios de menor complexidade morfológica, designados de subzonas, e na cartografia geomorfológica regional assinalados como:

1.1. - Morraria de Embu: Reúne essencialmente unidades morfológicas organizadas em sistemas de Morrotes Alongados

Paralelos, Morrotes Baixos e Morros Paralelos. Normalmente há uma passagem gradual de um destes sistemas para o outro.

1.2. - Colinas de São Paulo: A característica marcante desta subzona é a presença de sistemas de "colinas pequenas com espigões locais", evoluídos seja sobre os sedimentos bacinais, seja sobre os terrenos cristalinos que bordejam tal bacia (bacia de São Paulo, na área de estudo).

CAPTULO 2 - OBJETIVOS E MÉTODOS

A área aqui apresentada foi selecionada visando caracterizar-se as seqüências metasedimentares do Complexo Embu, suas relações com os diferentes corpos granitóides e com o Complexo Costeiro, bem como sua história metamórfico-deformacional, de modo a se procurar um avanço na caracterização de seus terrenos. Como suas melhores exposições na folha Mauá (SF.23.Y-D-IV-1, escala 1:50.000) localizam-se na sua porção sudeste, optou-se por delimitar a área de estudo a limites pouco maiores que os daquele quadrante envolvido em escala 1:25.000 (folha 434, SF 23-Y-D-IV-1-SE). Os dados obtidos foram integrados em escala 1:50.000 e apresentados no mapa geológico anexo.

A metodologia adotada para a realização deste estudo baseou-se em uma organização o mais racional e produtiva possível das diversas etapas que necessariamente compõem um trabalho de mapeamento. Procurou-se organizar e encadear cada uma destas etapas de modo a que se obtivesse um maior aproveitamento dos vários dados coletados ao

longo da realização de cada uma das mesmas; constou, portanto das seguintes etapas:

1ª Etapa - Levantamento e aquisição da documentação básica: durante esta etapa adquiriram-se os trabalhos geológicos que envolvem diretamente a área, aqueles a ela adjacentes e os de caráter regional, bem como publicações de interesse a temas a serem abordados neste trabalho, totalizando cerca de 130 referências bibliográficas; além destes, obtiveram-se também fotografias aéreas nas escalas de 1:60.000 (USAF, 1965-1966) e 1:40.000 (EMPLASA, 1977), bases planimétricas em escala 1:50.000 (IBGE, 1984) e 1:25.000 (EMPLASA, 1981).

2ª Etapa - Compilação e análise bibliográfica: estudo do material bibliográfico disponível sobre a área e o contexto regional.

3ª Etapa - Fotointerpretação: esta etapa envolveu a análise das fotografias aéreas em escala 1:60.000 e escalas 1:40.000. Na interpretação das fotografias aéreas empregou-se método de análise pelo qual, partindo-se do registro de uma série de

elementos texturais, pôde-se individualizar ou mapear zonas de mesma característica (zonas homólogas). Este tipo de análise possibilitou a elaboração do mapa de zonas homólogas, que constituiu a base das interpretações posteriores.

4ª Etapa - Mapeamento geológico: com base nos mapas geológicos compilados bem como no mapa de zonas homólogas foram planejados os perfis de campo. Estes foram executados, em várias fases, ao longo das rodovias principais e estradas vicinais, utilizando-se veículo na maior parte dos casos. Em áreas de maior complexidade geológica ou onde os litótipos apresentaram-se expostos em melhor estado de conservação e de forma mais contínua foram realizados caminhamentos a pé. A evolução do mapa geológico baseou-se nas descrições pontuais e também nas observações assinaladas nos mapas de serviço, onde procurou-se, através de uma convenção de cores, assinalar os tipos litológicos predominantes entre os pontos descritos. A atualização do mapa geológico foi também acompanhada por fotointerpretação aliada a eventuais retornos ao campo para check das áreas mais complexas. Para as diversas

etapas de campo procurou-se sempre realizar perfis com base nos mapas 1:25.000. As amostras para exame petrográfico foram coletadas e examinadas desde o início dos trabalhos tendo-se a preocupação de coletar amostras sempre orientadas e confeccionar cortes, na maior parte das vezes, contidos no plano XZ do elipsóide de deformação.

5ª Etapa - Interpretação e consolidação de dados I: após a execução dos trabalhos de campo acima descritos procurou-se integrar e interpretar de forma global os dados obtidos, com nova fase de fotointerpretação e delimitação de áreas a serem detalhadas na fase de check final.

6ª Etapa - Check final: de posse do mapa geológico preliminar procedeu-se a uma depuração do mesmo, seja através da melhor definição do comportamento estrutural das unidades (através de detalhamento em áreas-chave e elaboração de perfil geológico) seja através da melhor definição de unidades cartografadas, através da escolha de seções-tipo para as mesmas.

7ª Etapa - Interpretação e consolidação de dados II: esta fase consistiu na reelaboração do mapa geológico, em um estudo mais

cuidadosos da relação metamorfismo x deformação presentes na área, bem como em uma análise mais pormenorizada do comportamento estrutural da Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC). O estudo petrográfico procurou estabelecer a relação entre o metamorfismo e a deformação nos metasedimentos do Complexo Embu, de modo a se indicar, da melhor forma possível, as condições vigentes em cada um dos episódios metamórficos analisados. O estudo estrutural feito em litótipos afetados pela Zona de Cisalhamento de Cubatão foi de dois tipos: petrografia em platina universal, notadamente em quartzitos distribuídos ao longo desta faixa e determinação do elipsóide de deformação através do método de Fry, esta tanto em quartzitos quanto em granitos cisalhados.

6ª Etapa - Elaboração do texto procedeu-se aqui a sistematização e integração de todos os dados obtidos nas etapas anteriores, com a elaboração de um texto organizado segundo capítulos específicos, mas procurando-se sempre a maior inteligência possível entre os mesmos. O texto ora apresentado é fruto desta etapa.

2.1 Dos Métodos

Para a utilização do método de FRY e análise petrográfica dos eixos C de quartzo em platina universal, tornou-se necessário realizarem-se uma série de procedimentos anteriores a própria utilização destas ferramentas; estes procedimentos envolveram as seguintes fases:

I) amostragem de rochas orientadas em campo, segundo superfícies planares bem definidas e facilmente reconhecíveis na amostra de mão; estas superfícies tanto podem ser fraturas quanto a própria foliação da rocha, tendo-se o cuidado de indicar se a orientação foi feita em face de base (negativa) ou topo (positiva); em ambos casos não há, necessariamente, conotação estratigráfica.

II) após isto, procede-se a identificação das principais feições da deformação finita (foliação e lineação), procurando-se orientar o corte para laminação em plano perpendicular a foliação milonítica e contendo a lineação de estiramento (corte em plano XZ); como ao longo da ZCC tanto a foliação quanto a lineação são sempre muito bem desenvolvidas,

a localização deste plano não envolveu maiores problemas.

III) o próximo passo é a confecção da lâmina petrográfica propriamente dita; para tanto, após o corte XZ ter sido realizado, a fatia da rocha que servirá como material para a obtenção da lâmina precisa também ser orientada. Esta orientação foi feita colocando-se uma seta no corte, perpendicular a foliação, sendo esta orientação repassada para a amostra de mão na face que anteriormente continha aquele plano da fatia.

Deste modo, quando pronta, a lâmina reflete, sem inversão de feições, os padrões deformacionais presentes no plano XZ.

O MÉTODO DE FRY

Correspondendo a método prático de medida da deformação (método qualitativo), este permite obter tanto as dimensões relativas dos eixos do elipsóide da deformação quanto a orientação espacial deste elipsóide. A idéia básica do método é simples: a distância entre os centros de cristais de uma rocha irá

Como se pode ver no desenho, a lâmina deve ser colada na face previamente orientada da fatia, marcando-se também na lâmina a seta já assinalada na fatia e na amostra de mão.

modificar-se proporcionalmente ao valor da deformação longitudinal naquela direção (distância), sendo esta deformação proporcional aos valores dos diâmetros do elipsóide

de deformação. Deste modo, a partir de um certo número de centros minerais, pode-se obter o elipsóide de deformação para o plano analisado. Se as relações entre a foliação e lineação de estiramento são claras, geralmente a utilização do plano XZ já possibilita inferências razoáveis sobre o elipsóide, mas no outro caso são necessários pelo menos 2 planos ortogonais quaisquer (ou mesmo 3 planos) para a análise.

As etapas do método são as que se seguem:

1. Marcam-se os centros dos minerais em um papel transparente, numerando-se os pontos e estabelecendo-se um sistema cartesiano de referência como datum; este papel fica sendo uma base fixa das operações seguintes.

2. Transferem-se todas as informações da folha base para um overlay, marcando-se aí um ponto central como referência. Coloca-se este ponto referencial sobre o centro nº 1 e copiam-se todos os outros centros novamente.

3. Movendo-se o overlay de modo a se manter os sistemas cartesianos (os data) sempre paralelos, coloca-se o ponto central de referência citado anteriormente sobre outro centro (centro 2, p.ex.) e volta-se a copiar

todos os outros centros no overlay; esta operação repete-se para todos os outros centros.

O resultado final corresponde ao elipsóide de deformação para o plano considerado.

Além do desenvolvimento manual para o método, utilizou-se também um software específico para tal fim (programa STRAIN, W. UNZOG, 1990). Através deste obtém-se a configuração gráfica final do método com extrema rapidez, com a definição tanto da forma geométrica final no centro do desenho (que pode ou não ser uma elipse), quanto a melhor elipse, extrapolada a partir daquela forma geométrica obtida anteriormente (ver, por exemplo, a figura 5.5A, canto inferior direito).

A ANÁLISE TIPOLOGICA DO ZIRCÃO

Segundo PUPIN (1990), o estudo das populações de zircão em rochas graníticas pode contribuir com dados importantes sobre sua petrogênese, permitindo a classificação destas rochas em 3 divições principais: I) granitos de origem crustal ou de fonte principalmente crustal, II) granitos de origem híbrida

(contribuição crustal e do manto) e III) granitos mantélicos ou de fonte principalmente mantélica. Além disso, como um dos principais fatores de controle do desenvolvimento deste mineral vem a ser a temperatura de cristalização do ambiente, PUPIN (op.cit.) propõe também sua utilização como um geotermômetro, estabelecendo uma escala geotermométrica para cada uma das feições tipológicas identificadas para o mesmo (gráfico índice de temperatura x índice de alcalinidade, figura 4.2).

A análise corresponde a um estudo estatístico sobre cristais de zircão presentes na rocha, sendo que as variações da tipologia deste mineral (em cada uma das divisões citadas anteriormente), são acompanhadas petrograficamente por modificações das associações dos minerais principais e acessórios a rocha, e, no campo, pela presença de determinadas feições (p.ex., enclaves microgranulares, microgranitos associados etc.).

As técnicas analíticas são de fácil manejo, correspondendo basicamente a moagem da rocha, separação do zircão e análise petrográfica dos mesmos, visando clas-

sificar-se os tipos e subtipos de cristais presentes. A moagem deve possibilitar a obtenção de frações de 0.050-0.160mm (peneiras de 80 a 270 mesh) em quantidades suficientes para se proceder uma separação densimétrica (bromofórmio e iodeto de metileno) e posterior separação magnética e eletromagnética dos minerais pesados assim obtidos. A população de cristais de zircão, que corresponde aos minerais que sobram após as etapas de separação, deve ser montada em lâmina (fixação com bálsamo do Canadá) e estudados, em média, 100 a 150 cristais, de preferência intactos. Com estes dados, a estatística da população pode ser obtida e a distribuição no gráfico IT x IA (figura 4.2) permite a comparação e interpretação das variações encontradas. A curva de limite de estabilidade da muscovita é também estimada, em função da análise estatística da presença deste mineral em plutons granitóides.

CAPÍTULO 3 - ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR

3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

As seqüências que compõem a porção leste do estado de São Paulo, onde se expõem as unidades pré-cambrianas, vêm sendo estudadas ou referenciadas em literatura desde o início deste século. De modo geral, até fins da década de 40 desenvolveram-se trabalhos de caráter abrangente, sejam relacionados a estudos de reconhecimento feito por naturalistas como DERBY (1880), ou as primeiras elaborações de mapas geológicos realizados para o Estado e, de modo mais abrangente ainda, para o país (BRANNER, 1906 e 1918; FLORENCE & PACHECO, 1929; LAMEGO, 1937; KNECHT & LIMA, 1947; MORAES REGO, 1933, 1938; OLIVEIRA & LEONARDOS, 1943; WASHBURNE, 1930).

A partir da década de 60, e principalmente na década de 70, houve novo enfoque nas pesquisas com o surgimento dos principais trabalhos de definição de unidades e compartimentação tectônica para o arcabouço pré-cambriano paulista. Em 1963 é publicado o terceiro mapa geológico do esta-

do pelo IGG, como continuidade do desenvolvimento dos trabalhos levados a cabo por este Instituto a partir da publicação do seu primeiro mapa (FLORENCE & PACHECO, *op. cit.*). A década de 70 é marcada por trabalhos de mapeamentos sistemáticos ao longo da porção extremo leste paulista, notadamente por empresas ou instituições como a CPRM (ALGARTE *et al.*, 1975; SILVA *et al.*, 1977; ADDAS & BATOLLA Jr., 1971) IPT (HASUI *et al.*, 1978a,b), IGG (1974), DNPM (FONSECA *et al.*, 1979), bem como por detalhamentos desenvolvidos pelas universidades através de trabalhos em que se incluem os de HASUI (1973), SADOWSKI (1974a,b), RIDEQ (1974), ALVES (1975), CARNEIRO (1977) entre outros.

Seguiram-se a estes trabalhos, já na década de 80, novas definições com respeito à estruturação e compartimentação dos terrenos proterozóicos do Estado, seja através de edições de mapas geológicos atualizados (HASUI *et al.*, 1981), novos modelamentos geotectônicos regionais (SCHOBENHAUS, 1981; HASUI & OLIVEIRA, 1984), integrações de trabalhos anteriores, e com a continua-

de do desenvolvimento de trabalhos pelas universidades

Com o correr dos anos, dado o volume de trabalhos desenvolvidos na porção sudeste do Estado e em sua continuidade em direção ao estado do Rio de Janeiro, aprofundou-se a dúvida sobre a real relação existente entre o Complexo Embu e o Complexo Paraíba do Sul. A primeira discussão, a nível regional, a respeito desta dicotomia, foi levada a cabo durante o 2º Simpósio de Geologia do Sudeste (1991). Através da análise de uma série de trabalhos efetuados em uma faixa contínua desde a capital paulista até a região a NE da Serra de Itatiaia, sugestivos de uma grande similitude metamórfico-litológica-estrutural das unidades aí expostas, a proposta elaborada neste encontro foi a que se abandonasse a designação Complexo Embu e a substituísse por Complexo Paraíba do Sul. Por ser esta uma questão ainda não amplamente difundida e já recebendo contra-argumentações dos mais variados tipos, utiliza-se aqui ainda a designação de Complexo Embu, correlacionando-o ao Complexo Paraíba do Sul, devido a aparente continuidade física entre ambos bem como pela aparente verossimilhança entre suas histórias metamórfico-deformationais. Deve-se ressaltar que como Complexo Embu são enfileiradas

tão somente as exposições de metasupracrustais em fácies metamórficas variados, mas com claras diferenças estruturais e metamórficas daquelas do Complexo Pilar, aqui considerado como único integrante do Grupo Açungui (ver sub-ítem 3.4.2). Deste modo o histórico da evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Açungui será desenvolvido de modo bastante superficial, visando apenas dar uma idéia geral sobre o quadro geológico do Estado a época da definição do Complexo Embu.

Nos próximos itens será analisada esta evolução dos conhecimentos, procurando-se dar maior ênfase às unidades que se acham representadas na área de Tese, correspondentes em sua maioria, a litologias abarcadas pelo Complexo Costeiro, Complexo Embu e granitóides associados.

3.2 - TRABALHOS PIONEIROS

Referências ou estudos mais abrangentes aos terrenos pré-cambrianos da porção sudeste do Brasil são feitos já desde o início do século passado, em trabalhos de reconhecimento em escala nacional como aqueles de ESCHWEGE(1817), BROGNIART(1842/1847), PISSIS(1842), FOETTERLE(1856) e DERBY(1860). Correspondem

ao início dos trabalhos de reconhecimento do país, com cunho fortemente naturalista, onde via de regra estes terrenos são correlacionados aos tempos arqueanos.

DERBY (*op. cit.*), baseando-se em suas observações e nas de PISSIS (1842), estabeleceu uma sequência topo-base no que então designou como "gneisses brasileiros", característicos do então Arqueano:

I) gnaiss xistoso fino, passando a micaxisto com camadas subordinadas de quartzito e abundância de veios minerais, não encontrado nas partes mais baixas da série.

II) gnaiss cinza-fino (leptinito de PISSIS, *op. cit.*), frequentemente granatífero e xistoso.

III) gnaiss porfírico ou gnaiss-granítico com feldspato vermelho.

Este autor assinala que a primeira unidade (I) "prevalece na Serra da Mantiqueira, enquanto as divisões inferiores predominam na Serra do Mar e Vale do Paraíba".

BRANNER (1906) aponta a probabilidade de "serem archeanos os gneiss granitoides da Serra do Mar e da Mantiqueira, como também algumas das rochas que os acompanham". A estas rochas arqueanas, que correspondem a todas as exposições de terrenos anteriores as bacias sedimentares paleozóicas reconhecidas na época, BRANNER denomina "Complexo Brasileiro ou Complexo Arqueano".

O primeiro mapa geológico do Estado data de 1929 (FLORENCE & PACHECO, 1929) em escala 1:2.000.000, sendo que os litótipos presentes ao redor da capital paulista continuam até aquela data ainda indivisos e com idade arqueana.

Com um caráter fortemente compilativo a partir do mapa de FLORENCE & PACHECO (*op. cit.*), WASHBURN (1930) apresenta uma coluna geológica para o Estado onde aponta para o chamado Complexo Basal a seguinte divisão topo-base:

V) ortoclásio e microclínio granitos somente localmente gnáissicos e com grandes pórfiros.

IV) filitos com sericita, cobrindo grandes áreas e muito espessos, fortemente deformados e cortados por granitos.

III) mármore em íntima associação com (IV)

II) quartzito em íntima associação com (IV)

I) mica xisto, gnaiss e outras rochas altamente metamorizadas.

Este mesmo autor, em sua coluna, apresenta a sugestão (baseada em dados da litologia) que II, III, IV e V são de Idade Algonquiana (Proterozóico) ou possivelmente Proterozóico Inferior e que I é Arqueano, porém não apresenta tais divisões no mapa geológico anexo, adotando uma simbologia que evoca a Idade pré-devoniana para os mesmos (Pd).

MORAES REGO(1933), ainda dentro daquela concepção de DERBY(1880) e PIS-SIS(1842), indica que o Complexo Arqueano em São Paulo *"é representado pelos seus dois andares: o inferior, o gneiss porphyroidal, forma as serras do Mar e da Mantiqueira, ao passo que, entre as duas, aparece, no valle do Paratyba, o gneiss leptinitico, que recebe o nome de gneiss do Paratyba, e par de camadas lenticulares de calcários altamente magnesianos... As duas serras formam, desprezadas perturbações locais, dobras monoclineas, tendo ao alto as rochas do archeano superior. Em seu conjunto, constituem gigantesca estrutura isoclinal fechada, tendo no núcleo o andar superior, representado pelo gneiss do Paratyba".* Embasa o enquadramento destes gnaisses no Arqueano devido *"a generalidade de sua distribuição, sua posição inferior a de todas as outras formações do Brasil, a intensidade e a generalidade do metamorfismo e também a semelhança com formações estrangeiras, da América do Norte e da Scandinávia".* Apresenta também a separação entre estes litótipos e aqueles da *"Série de São Roque"* incluindo localmente gnaisses e granitos, segundo uma faixa com direção NE desde o sul do Estado até as imediações da capital, colocando-a no Algonkiano ou Cambriano. Este mesmo

autor, em 1941, acrescenta a esta exposição de Arqueano Superior aquelas ocorrências assim consideradas nos vales do Cubatão e do Juquiá, sendo que aquela também se dá segundo uma estrutura sinclinal na qual ocupa o núcleo.

Em 1937, LAMEGO lança uma teoria revolucionária para as assim chamadas *"series archeanas"* em que delimita, dentro desta era, a ocorrência apenas de rochas ortoderivadas originadas a partir de um *"plagioclásio-gneiss fundamental"* a que denomina de *"protogneiss"*. Para a porção pré-cambriana paulista (como de resto todos os terrenos até então conhecidos desta idade) separa do Arqueano as áreas de ocorrência de metassedimentos (provavelmente correlacionados às exposições da *"Série São Roque"* do mapa de MORAES REGO, op. cit., mas com expressão mais reduzida) ressaltando que *"as rochas archeanas da Cordilheiras Marítima são de origem exclusivamente magmática"*.

OLIVEIRA & LEONARDOS (1943) em seu livro *"GEOLOGIA DO BRASIL"* aplicam a idade arqueana aos litótipos que agrupam sob a designação de Sistema Brasileiro, reconhecendo no mesmo tanto produtos orto quanto paraderivados; concordam com o observado por MORAES REGO (1943) para a estrutura

"geossinclinal" do Rio Paraíba. O mapa geológico em escala muito reduzida não permitiu a individualização das unidades pós-arqueanas de maneira mais clara, porém os autores já reconhecem e separam as "Séries Assungui" (no Paraná) e "Série São Roque" (em São Paulo), aparentemente contínuas, estendendo-se esta última até o grupo de serras de Jaraguá, Cantareira, Pirapora, Jabaquara, São Roque, entre outras, bastante próximas a São Paulo.

O segundo mapa geológico do Estado de São Paulo em escala 1:100.000 (KNECHT & LIMA, 1947, fig. 3.21) apesar de ainda possuir vastas áreas com posicionamento duvidoso (rochas pré-devonianas não discriminadas), apresenta significativos avanços na cartografia do pré-cambriano da porção leste do Estado. Os terrenos proterozóicos são essencialmente compostos pelos litótipos pertencentes a Série São Roque organizados segundo direção grosso modo N30E, individualizando na mesma as áreas de predominância de quartzitos, xistos, filitos, calcários metamórficos e anfibolitos; intrusivos nestes aparecem extensos batólitos graníticos, com direções no geral concordantes com aquelas dos sedimentos. O Arqueano (ou Arqueozóico) apresenta-se principalmente exposto ao longo da porção litorânea do Estado,

predominando a nordeste da capital, e aparentemente ocorrendo ao longo da estreita faixa não capeada pelos sedimentos da bacia compreendida entre Jundiá-Caconde. Como litótipos presentes no Arqueano indicam pequenas exposições de calcários metamórficos (próximos a Redenção da Serra e São Luís do Paraitinga), micaxistos (principalmente ao sul da capital) e de domínio amplo nesta era, os gnaisses. Com posicionamento duvidoso (Arqueano?) são assinalados corpos graníticos (também predominando nas cercanias de São Paulo) e micaxistos (entre Itapeceira da Serra e Miracatu).

Pelo exposto, predomina nesta fase a idéia de que as exposições de gnaisses e rochas de alto grau e/ou muito deformadas sejam correlacionáveis ao Arqueano, tendo-se em consideração principalmente aqueles critérios citados por MORAES REGO (1933). Vê-se também que nos mapas citados a separação das unidades pertencentes às sequências supra-crustais das então chamadas "Série Assungui" e "Série São Roque" são já citadas em MORAES REGO (op. cit.) que já aqui as considera correlacionáveis (ressalta-se que esta separação já se encontra registrada no mapa geológico do estado do Paraná de OLIVEIRA, 1925).

3.3 - MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS

Durante as décadas de 50 e 60 os principais trabalhos sobre a geologia do pré-cambriano da Região Sudeste acham-se principalmente concentrados em duas grandes frentes: a primeira compreende a porção sul de Minas Gerais, o estado do Rio de Janeiro e a região limítrofe a estas no estado de São Paulo; a segunda corresponde a porção pré-cambriana ocorrendo entre Curitiba e São Paulo.

A frente das pesquisas realizadas nesta segunda área podem ser citados, entre outros, pesquisadores do porte de Bigarella, Salamuni, Melfi, Manni, Petri e Suguió, que desenvolveram estudos principalmente sobre os sedimentos do Grupo Açungui.

Os primeiros estudos sobre estes terrenos deve-se a BIGARELLA & SALAMUNI, que em uma série de publicações (1956, 1958a e 1958b) propõem a divisão da Série Açungui no território paranaense nas formações Setuva, Capirú e Votuverava, da base para o topo.

MELFI *et al.* (1965) realizaram um reconhecimento fotogeológico em uma ampla área na parte sul do estado de São Paulo, resultando mapa em que se verifica franco predomínio de rochas metamórficas, com

metamorfismo crescendo em direção a leste; os autores reconhecem dois tipos principais de granitóides, sendo o mais antigo de caráter sintectônico, além daqueles pós-tectônicos. Nos epimetamorfitos do Açungui, assinalam sua passagem gradual para rochas migmatíticas.

Relativamente a este contato MARINI *et al.* (1967) pronunciaram-se a favor de contatos por falha, apesar de reconhecerem similaridades de estruturas e grau metamórfico entre as rochas adjacentes. Estes mesmos autores propuseram a mudança de hierarquia desta Série, que passaria a ser designada como Grupo Açungui, reconhecendo ainda nova formação sotoposta à Formação Votuverava (Formação gua Clara) e discutindo também o real posicionamento da Formação Setuva.

O primeiro trabalho dirigido ao problema de ambiente de deposição foi realizado por PETRI & SUGUIÓ (1969) que indicaram um ambiente plataformai para a sequência de metassedimentos do extremo sul do estado de São Paulo, sendo que a porção continental encontra-se a noroeste da área analisada.

MELCHER *et al.* (1973) ao apresentarem os resultados do mapeamento realizado pela PROTEC (em 1969) na área do Vale do Rio

Ribeira, consideraram como pré-cambriano um complexo de rochas constituídas por metassedimentos, além de gnaisses e migmatitos pertencentes ao Grupo Açungui. Referiram, em alguns locais, gradação nítida de xistos para migmatitos e gnaisses enquanto noutros pontos sugeriram discordância entre as mesmas (contatos tectônicos foram igualmente reconhecidos).

Na segunda grande frente de trabalho (sul de Minas, Rio de Janeiro e porção limítrofe do estado de São Paulo) destacam-se os nomes de EBERT e ROSSIER sendo que este último desenvolveu trabalhos notadamente em Minas e no Rio de Janeiro (EBERT, em fases posteriores, amplia suas pesquisas para regiões mais meridionais de São Paulo). Os trabalhos de EBERT na região supracitada iniciam-se em 1951, sendo que as primeiras grandes integrações são obtidas a partir de 1955 onde, entre outros dados, este autor admitiu existir discordância entre a Série Mantiqueira e a sequência "metassedimentar" representada pelos charnoquitos de Juiz de Fora e os gnaisses do Vale do Paraíba que constituiriam uma *"nappe derivada do intenso movimento tectônico na direção de SE para NW"*.

Uma análise do mapa geológico do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes publicados

por EBERT(1968) permite verificar que o então denominado Grupo Paraíba ocorreria em ampla faixa desde Andreilândia até São Paulo; este Grupo compreenderia em seu bojo paragneisses oriundos de grauvas e arcósiolos e subordinadamente escarnitos, quartzitos e ortogneisses metamorfizados no fácies anfibolito (sub-fácies sillimanita), apresentando setores com forte granitização. As foliações aí presentes são de alto ângulo com frequentes mudanças de vergência, correspondendo esta unidade às intermédias de uma grande faixa orogénica de idade assínctica (550 m.a. pelo menos).

Com a publicação de sua 3ª carta geológica do Estado de São Paulo em 1963, (fig. 3.2.2) o Instituto Geográfico e Geológico deu prosseguimento a um trabalho iniciado em 1929, quando da publicação de seu 1º mapa, sendo que nesta 3ª carta são delimitadas unidades relativas ao Pré-Cambriano Superior (Grupo São Roque). Nas grandes manchas de litótipos de posicionamento incerto (Pré-Cambriano não discriminado) são enfileiradas exposições de micaxistos, gnaisses, quartzitos e pegmatitos atribuíveis como possivelmente do Pré-Cambriano Médio, mas sem referência a tal dado na coluna deste mapa geológico. Verifica-se nesta carta uma diminuição das exposições atribuíveis ao Ar-

queano, quando se compara este mapa com aquele de 1947 (Fig. 3.2.1), principalmente pela melhor definição de unidades metassedimentares do Grupo São Roque e de corpos intrusivos tanto anteriores quanto posteriores ao mesmo. Deste modo as intrusivas ácidas ao redor da capital pertenceriam àquele grupo que se apresenta como granitos e granitos gnaissificados pré-São Roque.

As primeiras idades radiométricas da região de Mogi das Cruzes-Taiáqueba são obtidas em 1966 em trabalho de VANDOROS & FRANCO, com idades Rb-Sr destes granitos calculadas em 635 ± 45 m.a., e idades K-Ar de 460 ± 15 m.a.

A região compreendida pela folha Mauá, onde se insere o presente trabalho, tem sido objeto de cartografia geológica predominantemente a partir da década de 70, na maior parte em escalas pequenas (1:250.000). Deste modo os traços gerais das unidades e litótipos que ocorrem nesta área acham-se representados de forma preliminar, carecendo de maior detalhamento.

O primeiro trabalho de detalhe na área deveu-se a COUTINHO, que publicou em 1972 tese defendida em 1968, onde apresenta mapa elaborado em área aproximada de 1960 km² compreendendo grande parte da região metropolitana a sul da capital e

abrangendo cerca de 3/4 da folha Mauá. Reconheceu em seu trabalho duas grandes unidades pré-Cambrianas, o Grupo São Roque e o Complexo Cristalino, sendo o contato entre ambos de caráter tectônico. No âmbito da área estudada predominariam exposições relacionadas ao Complexo Cristalino.

Dominariam no Complexo Cristalino mica xistos, gnaisses, granitos injetados de pegmatitos e, subordinadamente, quartzitos e anfibolitos. As unidades metassedimentares seriam predominantes, sendo que parte dos corpos gnáissicos descritos possuiriam origem paraderivada. Estes metassedimentos sofreram metamorfismo regional progressivo sendo reconhecidas as zonas da clorita, biotita, almandina, estauroлита e sillimanita, grosso modo de NW para SE.

Considerando a similaridade da evolução estrutural, metamórfica e magmática do Grupo Açungui presente na região de Pilar do Sul com os migmatitos da Folha São Roque, HASUI(1973) conclui que não há razão para se considerar os últimos como parte de um complexo pré-brasiliano; antes, os migmatitos representariam partes inferiores do Grupo Açungui. Já em HASUI(1975a) o front de migmatização passa a não ter significado estratigráfico, o que levaria a não subdividir

Fig.3.2.- Mapa Geológico do Estado de São Paulo. I.G.G 1.963.

o Grupo Açungui em São Paulo, separando-o em termos de um Complexo Ectinitico (Complexo Pilar) e um Complexo Migmatítico (Complexo Embu). O Complexo Pilar compreenderia em suas exposições predominantemente xistos de baixo grau metamórfico, tendo sido definido nas cercanias de Pilar do Sul, a W-SW da capital paulista; já o Complexo Embu litologicamente constituir-se-ia por uma associação de mica-xistos e gnaisses/migmatitos em fácies metamórfica mais elevada (médio a alto grau).

Trabalho geológico e estrutural foi realizado por RIDEG (1974) entre Mogi das Cruzes e Bertioga-Guarujá. Este autor reconheceu as duas grandes unidades denominadas Complexo Suzano e Complexo Itatinga, sendo a primeira subdividida em três formações (Xistos Oropó, Gnaisses Iupeba e Gnaisses Paranapiacaba) e a segunda em quatro (Migmatito Biritiba-Mirim, Migmatito Jurubatuba, Gnaisses Itapanhaú e Migmatito Guarujá), sendo as unidades referidas separadas pela Falha de Cubatão, e incluídas nas províncias estruturais designadas, respectivamente, como Bloco Suzano e Bloco Jurubatuba (figura 3.23).

Estudando as litologias com detalhe petrográfico, RIDEG (*op. cit.*) reconheceu um

gradiente metamórfico de NW para SE, aumentando neste sentido, com ocorrências de rochas de fácies granulito descritas a nordeste de Bertioga. As paragêneses reconhecidas apontaram condições metamórficas compatíveis com a série facial Barrowiana (WINKLER, 1976), fácies almadina-anfibolito e sub-fácies sillimanita-almadina-ortoclásio. Vários corpos granitóides foram reconhecidos, tendo-se realizado estudos de quimismo dos feldspatos bem como da triclividade dos mesmos, que levaram o autor a apontá-los como plútons de caráter tardi e pós-tectônicos.

SADOWSKI (1974a,b), em estudos realizados a sul da capital, aponta dois grandes blocos distintos litológica e estruturalmente, separados pela Falha de Cubatão. No Bloco Juquitiba (N da falha) predominariam migmatitos estromáticos com paleossoma na fácies anfibolito, apresentando dobras cerradas do tipo flexural, superpostas por vezes por dobramento de cisalhamento; o retrometamorfismo seria generalizado. O outro bloco, denominado Litorâneo, subdividir-se-ia em blocos menores, onde predominam migmatitos oftalmíticos mais intensamente migmatizados que no primeiro conjunto. A maior parte dos migmatitos estudados por este autor integrar-se-ia no

Grupo Açungui de HASUI (1973). SADOWSKI (*op. cit.*) reconhece ainda quatro fases de dobramento no embasamento pré-Açungui (Complexo Cristalino) e três no Grupo Açungui, bem como magmatismo associado; a Falha de Cubatão corresponderia a faixa cataclástica de pouca espessura, sendo aí formadas brechas de falha, *flaser gnaisses*, milonitos e filonitos.

CAVALCANTE & KAEFER (1974) incorporaram profundas modificações na cartografia das unidades definidas nos mapeamentos anteriores (Fig. 3.2.4), sendo a estratigrafia proposta grosso modo resumida em três unidades distintas:

I) Complexo Gnáissico - Migmatítico Indiferenciado (em grande parte classificado como Pré-Cambriano não discriminado): constituído pelas rochas de mais difícil caracterização e individualização devido ao seu alto grau de transformação, resultado da imposição de intensos processos metassomáticos e tectónicos que mascararam totalmente suas características originais. Seria a unidade mais ampla, com frequentes fenómenos de granitização, encerrando granitos metassomáticos, migmatitos homogêneos e heterogêneos, rochas intermediárias, gnaisses, micaxistos e mármore dolomíticos;

II) Grupo Açungui (correlato ao Grupo São Roque): composto por rochas metamorfizadas e tectonizadas em grau variável, guardando ainda algumas características de seu "aleitamento" original. Possuiria menor representatividade superficial, compondo-se predominantemente por rochas de mais baixo grau metamórfico (micaxistos, filitos, quartzitos, anfibolitos e gnaisses);

III) Cobertura sedimentar não dobrada.

Além destas unidades, distinguem dois grandes grupos de granitos:

I) metassomáticos ou de anatexia, pertencentes ao embasamento mais antigo e;

II) intrusivos no Grupo Açungui, de provável idade pré-cambriana / eopaleozóica. Verifica-se a total inversão do posicionamento estratigráfico destes granitos em relação àqueles presentes no mapa geológico editado pelo IGG em 1963.

Acompanhando a tendência dos trabalhos da época também reconheceram a importância das falhas transcorrentes na estruturação dos terrenos.

Neste mesmo ano, 1974, o IGG edita novo mapa geológico do Estado (Fig. 3.2.5) onde

Figura 3.2.3 - Subdivisões estruturais e litológicas dos terrenos a sudeste da capital paulista, segundo RIDEG (1974), modificado.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Falha não discriminada observada.
- - - Falha provável.
- qt- Camada "quartzítica" ou quartzo-milqueto.
- - - Alinhamento (lineamento) estrutural.
- Contato litológico de transição ou graduação.
- Contato litológico definido.
- Contato litológico encoberto.
- ↓ ↑ Sinclinal com ou sem coaimento de eixo indicado.
- ↗ ↘ Foliação, com mergulho inclinado ou vertical.
- ↖ ↙ Anticlinal com flanco invertido.
- ↑ ↓ Anticlinal com ou sem coaimento de eixo indicado.

CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

PROTEROZOICO (PRÉ - CAMBRIANO SUPERIOR)

GRUPO AÇUNGUI

- Anfíbolitos, anfíbólio-xistos e metabasitos.
- Metassilitos (predominantes), filitos, quartzoxistos e micaxistos (subordinadamente quartzitos, metaarcósios, metagrauvas, metaconglomerados e xistos de contato).
- "augen" gnáissos, muscovita-biotita-gnáissos, hornblenda-biotita-gnáissos e leptinitos.
- Micaxistos, encerrando termos à granada, estauroilita ou sillimanita.
- Mármore calcáreos e dolomíticos, incluindo faixas com modificações termometassomáticas; xistos quartzo-micáceos de transição ou contato (x).
- Associações dos termos gn e (x).

COMPLEXO GNÁISSICO - MIGMATÍTICO

(Incluindo, possivelmente, rochas do Açungui e do embasamento mais antigo, rejuvenescidas no ciclo Brasileiro, com graduações verticais e laterais para o grupo anterior).

- Migmatitos homogêneos, predominantemente embrechitos.
- Migmatitos heterogêneos, incluindo localmente anfíbolitos, anfíbólio xistos, mármore dolomíticos, rochas calcossilicatadas e corpos ultrabásicos retrorretrometamorfizados.
- Migmatitos das unidades M₃ e/ou M₂ com paleossoma gnáissico.
- Granitos metassomáticos ou anatexíticos.

PRÉ - CAMBRIANO SUP./CAMBRIANO

INTRUSIVAS GRANÍTICAS

- Granitos e granodioritos.

CENOZOICO QUATERNÁRIO

HOLOCENO-PLEISTOCENO

- Aluviões em geral.

TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

FORMAÇÃO SÃO PAULO.

- Argilas, areias e conglomerados.

Figura 3.2.4 - Mapa Geológico - (parcial) de Cavalcante e Kaefer (1974).

Fig.32.5- Mapa Geológico do Estado de São Paulo. I.G.G 1.974.

a coluna estatigráfica convencional é substituída por outra de cunho puramente litológico, o que reflete uma reavaliação dos parâmetros anteriormente considerados, pois há aí, segundo HASUI *et al.* (1978a), o "*reconhecimento de que o grau metamórfico e de migmatização não implicariam necessariamente em uma definição de horizontes estratigráficos*". Cartograficamente assemelha-se ao mapa integrado editado pela CPRM, escala 1:500.000. (ALGARTE *et al.*, 1974) ocorrendo diminuição das áreas com litótipos não discriminados em relação ao mapa editado naquele Instituto em 1963.

Resalta-se no mapa da CPRM a rede intrincada de falhas transcorrentes e lineamentos que são apenas sugeridos pela forte linearidade dos conjuntos nestas mesmas porções do mapa do IGG. A unidade dos xistos, na área abrangida pela presente dissertação, apresenta-se com cartografia bastante semelhante, quando se comparam estes diferentes mapas, havendo maior preocupação na separação de tipos litológicos no mapa da CPRM.

Com caráter fortemente petrográfico, ALVES (1975) realizou estudos sobre as rochas da região de Salesópolis-Guararema. Não há discussão sistemática quanto à estratigrafia (Grupo Açungui e Complexo Costeiro), nem

quanto ao comportamento estrutural das unidades. Neste item fez tão-somente rápidas considerações sobre a tectônica e metamorfismo ocorrentes a sul e a norte da falha de Cubatão, negando também a existência do prolongamento da falha de Taxaquara através do alto rio Tietê, com orientação próxima a EW, citado por RIDEG (1974).

HASUI & SADOWSKI (1976) retomaram a discussão da compartimentação tectônica do sudeste paulista segundo grandes blocos limitados pelas falhas transcorrentes tidas como brasileiras. A área aqui mapeada inserir-se-ia nos conjuntos Paranapiacaba e Costeiro, separados pela falha de Cubatão (respectivamente Bloco Juquitiba e Jurubatuba). Naquele primeiro conjunto os litótipos presentes pertenceriam ao Grupo Açungui (Complexos Pilar e Embu, este último predominante no Bloco Juquitiba), com intrusões granitóides associadas. No Conjunto Costeiro as rochas presentes pertenceriam ao Complexo Piaçaguera que agruparia três tipos fundamentais de migmatitos (estromáticos com neossoma cálcio-alcalino porfiroblástico, anatexitos e diatexitos) sendo considerado pré-brasiliano; intrusões graníticas pós-brasilianas são encontradas neste bloco. Estes dois complexos estariam

metamorfizados no fácies anfibolito, ocorrendo associações em desequilíbrio, indicativas de eventos retrometamórficos.

Em 1976 FREITAS propôs um modelo geotectônico para o litoral norte de São Paulo, segundo uma evolução policíclica a partir do Pré-Cambriano Médio, de geossinclíneos superpostos, sendo o mais antigo preservado segundo "cintas" E-W predominantemente compostas por migmatitos. Para este autor tanto o Grupo São Roque quanto o Complexo Costeiro evoluíram a partir de *"dobramento no Assíntico, ao final do Pré-Cambriano"*.

No projeto Santos-Iguape, realizado pela CPRM (SILVA *et al.*, 1977), sobrepõem-se áreas já mapeadas por esta mesma empresa no Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (CAVALCANTE & KAEFER, 1974), havendo mudanças mínimas tanto na cartografia quanto na coluna estratigráfica quando comparam-se estes dois produtos. Este novo projeto implementa ainda mais a ocorrência e a importância das falhas, tanto que na folha Santos-Barra de Santos há tal densidade de lineamentos ao longo da área de influência da Serra do Mar que se torna de imediato a feição mais notável deste mapa.

Persiste neste trabalho (SILVA *et al.*, *op. cit.*) a dicotomia Grupo Açungui x Complexo Gnáissico-Migmatítico, apontando-se a dificul-

dade na separação das rochas destes conjuntos, principalmente nas áreas de Parquera-Açu, Embu-Guaçu, Riacho Grande e Mogi das Cruzes onde afloram os epimetamorfitos deste Grupo. Estes passam gradativamente a migmatitos estromáticos de paleossoma xistoso dominante, nitidamente brasileiros (sic), não se sabendo onde e quando gradam ou discordam das rochas migmatíticas do embasamento pré-brasiliiano remigmatizado. No Grupo Açungui estão incluídos somente os epimetamorfitos sem separação de unidades litológico-estratigráficas, enquanto as restantes rochas migmatizadas e do embasamento constituiriam o Complexo Gnáissico-Migmatítico.

Quanto a área mapeada como tal Complexo, concluíram ser possível sua divisão segundo duas faixas distintas separadas pela falha de Cubatão. A faixa sul englobaria o Maciço do Itatins, os maciços residuais da baixada litorânea e a Serra do Mar desde o vale do rio Mogi (Cubatão) até Ubatuba; corresponderia aos Blocos Itatins e Litorâneo, com migmatitos predominantes (embasamento pré-brasiliiano) associados a fenômenos de remigmatização. A norte da falha a maioria das rochas gnáissico-migmatíticas presentes corresponderia aos níveis mais in-

feriores do Grupo Açungui, profunda ou parcialmente migmatizados

Os corpos granitóides anteriormente classificados como intrusivos (predominando nos Grupos São Roque/Açungui) e aqueles tipificados como embasamento são enrolados sob novo enfoque, como maciços graníticos diferenciados, predominando na área presente os tipos sin a tardi-cinemáticos, geralmente parautóctones.

No mapa realizado por HASUI *et al.* (1978a) também comparecem lineamentos importantes a sul dos falhamentos de Cubatão e Taxaquara, sendo neste mapa melhor definidas as expressões superficiais (largura das faixas de cisalhamento) das transcorrências presentes. Existe uma diferenciação dentro do Bloco Costeiro, a sul da falha de Cubatão, sendo individualizados aí migmatitos estromáticos, relativos ao Grupo Açungui, em meio a amplo corpo de rochas granitóides sintectônicas parautóctones tidas como do Pré-Cambriano Superior. Todos estes litótipos acham-se embutidos no Complexo Gnaissico-Migmatítico de SILVA *et al.* (*op. cit.*) havendo concordância quanto à predominância da estrutura estromática relacionada ao Grupo Açungui.

HASUI *et al.* (*op. cit.*) apontam gradações de mioaxistos para migmatitos estromáticos heterogêneos, destes para migmatitos estromáticos homogêneos que por sua vez gradam para embrechitos, nebulitos e anatexitos, indicando que a falta dessas passagens deve ser creditada à anomalias tectônicas. Os *resisters* ao processo de migmatização apresentam-se sob a forma de camadas, lentes e boudins, sendo representados por anfibolitos, quartzitos, cálcio-silicáticas e calcários metamórficos. O paleossoma tanto pode ser composto por xisto ou gnaiss, sendo que o neossoma é granítico, pegmatítico e às vezes aplítico, apresentando bandamento paralelo ou sob a forma de lentes. O caráter oftalmítico destes migmatitos é também generalizado, ocorrendo cristais de microclinio e, mais subordinadamente, plagioclásio.

FONSECA *et al.* (1979) reconheceram amplo predomínio de gnaisses (com paragneisses dominantes), migmatitos, rochas carbonáticas e xistos ao longo de uma ampla faixa (N30E grosso modo) a sul da capital, estendendo-se em direção ao Rio de Janeiro, tendo idades correlacionáveis ao Pré-Cambriano Superior (1.000-570 m.a) e já tidas como do Grupo Açungui por HASUI *et al.* (1978a). A sul desta faixa (porção entre o falha

mento de Cubatão e a linha de costa) apresentar-se-ia um conjunto de rochas migmatizadas no Ciclo Brasileiro, designado informalmente como Faixa Costeira, incluindo aí o Complexo Itatinga de RIDEG (1974), Bloco Litorâneo de SADOWSKI (1974a,b) e o Complexo Piaçaguera de HASUI e SADOWSKI (1976). Este conjunto distinguir-se-ia *"pelo seu grau de migmatização e metamorfismo, pela heterogeneidade e irregularidade dos tipos litológicos, pela sua complexidade petrológica, pelos indícios de polimetamorfismo e pelo seu desarranjo estrutural"*, admitindo-o como constituindo um embasamento pré-brasiliano intensamente retrabalhado no pré-Cambriano Superior.

Uma nova edição do mapa geológico do Estado (escala 1:500.000) é publicada em 1981 (HASUI *et al* 1981, fig. 32.6) onde é possível visualizar-se o processo de "envelhecimento" das unidades a sul da falha Cubatão, tidas como arqueanas e afetadas por intrusões granitóides do Ciclo Brasileiro. A falha de Cubatão acha-se cartografada desde Barra do Turvo (limite SP-PR) até Cunha (limite SP-RJ), implementando em muito sua importância em relação aos mapas e trabalhos anteriores.

Esta porção a sul da falha de Cubatão compreenderia a unidade designada como Complexo Costeiro onde expor-se-iam migmatitos diversos predominantes, granulitos, charnockitos, metabásicas e mais subordinadamente sequências metassedimentares metamorfisadas no fácies granulito e anfibolito. Aquela faixa definida por HASUI *et al.* (1978a) como rochas de caráter migmatítico pertencentes ao Grupo Açungui e embutida neste novo domínio seriam então também temporalmente envelhecidas, passando a serem consideradas como porções de embasamento e não como supracrustais.

Acima deste lineamento dispor-se-iam litótipos pertencentes ao Grupo Açungui, reconhecendo-se metassedimentos associados ao Complexo Pilar e rochas migmatíticas do Complexo Embu, conforme a divisão proposta por HASUI (1976a). O Complexo Pilar possuiria suas maiores expressões na porção sul-sudeste do Estado, em direção ao Paraná, apresentando-se também na região S-SE da capital, preenchendo calhas sinclinais, em área grosso modo delimitada pelas cidades de Cubatão, Embu-Guaçu, São Paulo e Mogi das Cruzes; ocorreria também ao longo de grandes falhas (Jundiuvira, Taxaquara, Monteiro Lobato e Cubatão) e em manchas isoladas

Figura 3.2.6 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, esc.1.500.000; SICCT 1981 b.

em meio ao Complexo Embu. As litologias mais frequentes nesta unidade seriam os xistos e filitos, sendo bastante comuns a presença de anfibolitos, anfibólio xistos e diques metabásicos diversos.

A área de ocorrência dos litótipos pertencentes ao Complexo Embu balizar-se-ia pelos falhamentos de Caucaia-Monteiro Lobato-Jundiuvira a norte e pelo falhamento de Cubatão a sul, estendendo-se esta faixa em direção ao Rio de Janeiro. Litologicamente constituir-se-ia por migmatitos homogêneos ofalmiticos, nebulíticos e facoidais, com paleossomas metabásicos, quartzíticos e calciossilicáticos.

Corpos granitóides intrusivos foram relacionados notadamente a então designada Fácies Cantareira, representando corpos mesozonais a catazonais de caráter alóctone a para autóctone, com contatos tanto transicionais quanto parcialmente discordantes.

O Projeto RADAMBRASIL, através de seus mapeamentos e integrações sistemáticas em escala 1:1.000.000 publica, em 1963, a carta SF.23/24 (Rio de Janeiro-Vitória) em que, dentre as várias modificações que afetam a área aqui analisada, ressaltam-se a extensão para SW do Complexo Paraíba do Sul, a separação do Complexo Embu como unidade diversa ao Grupo Açungui e a representação

de tipos granitóides afins através da definição de grandes suítes intrusivas (figura 3.2.7).

Compreendendo *'gnaiesses bandeados tonalíticos, migmatitos em geral estromáticos com ampla cataclase e recristalização'*, o Complexo Paraíba do Sul seria uma entidade submetida a eventos tectono-metamórficos durante todo o precambriano, constituindo embasamento do então designado Cinturão Móvel Atlântico, ocorrendo tal Complexo a sudeste da falha de Cubatão e a norte da falha de Taxaquara. Sua idade arqueana dever-se-ia ao fato de ser, pelo menos em parte, embasamento do Complexo Embu e do Grupo Açungui, como também a análises geocronológicas efetuadas sobre litótipos deste Complexo. Durante o Proterozóico Superior as rochas do Complexo Paraíba do Sul *'foram submetidas a intensa deformação oriunda de esforços compressivos de direção NW-SE como também movimentações tangenciais deles resultantes'*; no mesmo período sucederam-se também intrusões graníticas, granitização e potassificação generalizadas, eventos esses que transformaram quase que por completo as características das rochas.

Apesar de serem controversas as relações estratigráficas entre as unidades designadas como Complexo Embu e Grupo Açungui, no Projeto RADAMBRASIL os autores preferiram

separá-las como sendo distintas, mudando a definição original de HASUI (1975a). A separação baseou-se nas diferenças de grau metamórfico bem como nas deformações encontradas, atribuindo-se ao Complexo Embu idade pré-brasileira, portanto mais antigo que o Grupo Açungui. Os litótipos relacionados àquele Complexo seriam representados por gnaisses, migmatitos estromáticos com bandas xistosas e xistos gnáissicos que corresponderiam a intercalações de litótipos do Grupo Açungui e do seu embasamento, sendo estas *"resultado dos dobramentos apertados, típicos do Cinturão Móvel Atlântico e da transposição resultante"*.

As exposições de litótipos do Complexo Embu, na área, ocorreriam preferencialmente entre as falhas de Cubatão e Taxaquara.

O Grupo Açungui seria representado por filitos, metassiltitos, muscovita-xistos e metarenitos ocorrendo a noroeste do granito Mauá, sul de Suzano e na região de Mogi das Cruzes; ocorreriam também, de modo bastante restrito, lentes de anfíbolito.

Corpos granitóides de natureza sin a tarditectónica acham-se presentes nas três unidades anteriormente citadas; são referenciados como pertencentes à Suíte Intrusiva Três Córregos na área aqui apresentada, correspondendo a *"granitos pós-tectônicos com*

pórfiros rosados em matriz grosseira granodiorítica a tonalítica".

De acordo com os trabalhos de síntese de HASUI & OLIVEIRA (1984) e HASUI *et al.* (1984) a área embutir-se-ia na porção central da Região de Dobramentos Sudeste ou setor central da Província Mantiqueira; em ambos os casos ocorreriam duas grandes unidades limitadas pela falha de Cubatão na área em apreço: a norte ocorreriam litótipos inclusos no Complexo Embu e a sul aqueles relacionados ao Complexo Costeiro. Por se tratar de trabalho de síntese, envolvendo consulta de grande volume de dados, e ainda devido à restrição de escala do mapa compilado, não houve grande avanço na discussão da definição e cartografia destas unidades; ampliou-se, contudo, a questão relativa ao quadro tectónico regional.

SADOWSKI & MOTIDOME (1985), ao estudarem o Complexo Piaçaguera, separaram seis unidades lito-estratigráficas, sendo de maior interesse aqui, por sua provável extensão para a área, a unidade designada como Oftalmitos do rio Quilombo. Esta unidade apresenta-se como gnaisses com porfiroblastos de andesina e matriz com quartzo, biotita verde e hornblenda, sendo pouco claras suas relações de contato com as outras unidades descritas pelos autores,

- CONTATO GEOLÓGICO
- FALHA DE DESLOCAMENTO HORIZONTAL
- FOLIAÇÃO PRINCIPAL
- ↓ SENTIDO DA VARIAÇÃO DA IDADE RADIOMÉTRICA
- ↓ SENTIDO DA VARIAÇÃO DA IDADE ESTRATIGRÁFICA

- Qm - DUNAS, RESTINGAS E CORDÕES LITORÂNEOS.
- Qa - AREIAS, CASCALHOS E ARGILAS INCONSOLIDADAS.
- TQsp - ARENITOS, CONGLOMERADOS E ARGILITOS.
- pEγtc - GRANITOS SIN A TARDI-TECTÔNICOS, DE MATRIZ GRANODIORÍTICA A TONALÍTICA, COM ÁREAS MIGMATÍTICAS RESTRITAS.
- pEac - FILITOS, METASSILTITOS, MUSCOVITA-XISTOS E METARENITOS.
- pEe - GNAISSES E MIGMATITOS ESTROMÁTICOS PARADERIVADOS.
- pEps - GNAISSES BANDADOS DOMINANTEMENTE TONALÍTICOS; MIGMATITOS ESTROMÁTICOS, COM AMPLA CATACLASE E RECRISTALIZAÇÃO; SILLIMANITA-GRANADA- GNAISSES, ROCHAS ENDERBÍTICAS E CHARNOCKÍTICAS.

FIGURA 3.2.7 - Mapa geológico das folhas Rio de Janeiro - Vitória, RADAMBRASIL, 1983 (modificado)

não havendo também volume de dados suficientes para sua análise cronoestratigráfica.

Um dos últimos trabalhos de mapeamento geológico versando sobre a região de Mauá é aquele da EMPLASA (1986) incluído no Programa de Cartas Geológicas da região metropolitana de São Paulo, e levado a cabo por esta empresa. Elaborado em parte através de trabalhos de campo e em parte por trabalhos de compilação realizados por COUTINHO, percebe-se claramente a forte estruturação NE-SW dos litótipos assinalados no mapa. A coluna geológica presente é a mais simples possível, com separação de litótipos predominantes e situação temporal sugerida em termos de Eons; assim é que para a região predominam no Pré-Cambriano (in-diviso) migmatitos e gnaisses graníticos, micaxistos e/ou metarenitos de médio grau metamórfico (podendo todos estes litótipos ocorrerem milonitizados ou não), anfibolitos e corpos graníticos a granodioríticos em parte gnáissicos, equigranulares a porfiróides. No mapa encontra-se cartografado um pequeno corpo de rocha metabásica no quadrante SE da folha, que não foi reconhecido no presente trabalho. O granito Mauá é o principal exemplo de corpo granítico presente, com forte alongação NE-SW, sendo balizado em toda sua borda sul por falhamento indiscriminado;

os contatos entre os gnaisses e micaxistos são todos supostos.

Os trabalhos de tese mais recentes abordando mapeamento de litótipos do Complexo Embu são os de VIEIRA (1989) e FERNANDES (1991), sendo este localizado em área balizada pelas cidades de Taubaté - Natividade da Serra e Cunha e aquele na Região de Embu-Guaçu-Parelheiros, em área próxima a do presente trabalho.

VIEIRA (*op.cit*) reconhece duas unidades pré-cambrianas informalmente designadas como unidade dos xistos Santa Rita (mica-xistos e quartzo-xistos alternados ritmicamente e intercalados por veios pegmatíticos, rochas cálcio-silicáticas, meta-ultramáficas e anfibolíticas) e unidade dos sercote-xistos e filitos, mais homogêneos e quase isentos de intercalações. A autora atribuiu estas unidades ao Complexo Pilar (Grupo Açungui) *"por acreditar que o Complexo Embu com o passar do tempo descaracterizou-se"*, sendo este termo *"utilizado tanto para designar migmatitos quanto os eclogitos, gerando uma ampliação da definição original"*

FERNANDES (1991) definiu 3 unidades de metasupracrustais para o Complexo Embu em sua área de tese. A Unidade Rio Una corresponde a uma sequência psamo-pelítica rítmica, metamorfizada no grau médio, zonas

da granada, estauroilita e sillimanita. A Unidade Redenção da Serra é a mais importante em termos de distribuição em área, sendo constituída predominantemente por gnaisses peraluminosos e biotita-gnaisses de composição tonalítica-granodiorítica; apresenta-se, por sua vez subdividida na subunidade 1, com predominância de muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses localmente xistosos e na subunidade 2, com predominância de biotita-gnaisses tonalítico a granodioríticos. A Unidade Rio Paraibuna ocupa a porção meridional da área sendo semelhante a unidade anterior, porém com maior participação de quartzitos. Estas duas últimas unidades tem seu principal registro metamórfico no final do grau médio e início do grau forte (zona da sillimanita-muscovita a sillimanita-feldspato potássico, com anatexa local).

3.4 - UNIDADES GEOLÓGICAS PRESENTES NA ÁREA

Pelo exposto nos trabalhos de mapeamento citados anteriormente, verifica-se a existência de quatro unidades maiores na área: Complexo Costeiro (HASUI *et al.*, 1981), Complexo Embu, corpos granitóides sin a tardi-

tectônicos e coberturas sedimentares terció-quaternárias (bacia de São Paulo e aluviões).

3.4.1 - COMPLEXO COSTEIRO

O Complexo Costeiro limita-se a norte pelo falhamento de Cubatão, onde encontra-se em contato com o Complexo Embu; a sul-sudeste o limite é marcado pela linha de costa e ilhas vizinhas.

O termo Complexo Costeiro foi proposto por HASUI *et al.* (1981) em substituição à denominação de Faixa Costeira, utilizada por FONSECA *et al.* (1979) incorporando numerosas unidades que afloram localmente com as mais diversas denominações, descritas por diversos autores ao longo dos últimos anos.

Neste contexto, corresponde no Estado de São Paulo à "Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaré", parte da "Série Paraíba Desengano" (ROSSIER, 1965) e parte do Grupo Paraíba (EBERT, 1968). Engloba ainda parte de unidades que receberam designações genéricas como o Complexo Cristalino (ALGARTE *et al.*, 1974), o Complexo Migmatítico (MELCHER *et al.*, 1973; CORDANI *et al.*, 1971; BRANDALISE *et al.*, 1976) e o Complexo Gnáissico-Migmatítico (SILVA *et al.*, 1977). Além disso, a unidade engloba alguns corpos

litológicos que têm recebido designações especiais, como Maciço de Itatins (SADOWSKI, 1974a,b), Complexo Itatinga (RIDEG, 1974), Complexo Bairro Serra Negra (BATOLLA JR. *et al.*, 1981, SILVA *et al.*, 1981), Complexo Piaçaguera (HASUI & SADOWSKI, 1976; SADOWSKI & MOTIDOME, 1985), e unidade A y 0+1 de THEODOROVICZ *et al.* (1990).

Constitui então uma unidade bastante complexa em que as litologias distinguidas não tem bem esclarecidas as suas relações, sendo compostas predominantemente de rochas migmatíticas com estruturas variadas (predominando a estromática) e com paleosoma de natureza diversa (xistoso, anfíbolítico, gnáissico, quartzítico e calcossilicático).

O metamorfismo reconhecido varia entre as fácies anfíbolito a granulito, com migmatização e granitização em graus variáveis.

3.4.2 - COMPLEXO EMBU

A "Série Assunguy" de OLIVEIRA (1916 e 1927), hierarquizada como grupo por MARINI *et al.* (1967), tem sido através do tempo objeto de várias tentativas de subdivisão, o que criou um quadro estratigráfico regional bastante confuso e polêmico. No Estado de São

Paulo a principal proposta de subdivisão do Grupo Açungui é a de HASUI (1975a), na qual este grupo encontrar-se-ia constituído basicamente por dois conjuntos litológicos distintos em termos metamórficos, que compreenderiam os ecinitos (Complexo Pilar) e os migmatitos (Complexo Embu).

Sendo o contato entre estas unidades mascarado pelos maciços graníticos de Três Córregos e Agudos Grandes, por importantes transcorrências (HASUI *et al.* 1981); como as estruturas, o metamorfismo e a granitogênese dos metassedimentos presentes na região de Pilar do Sul (CAMPOS NETO *et al.* 1990) são bastante distintas daquelas do Complexo Embu, bem como por não se conhecer de modo mais claro as relações entre ambos, não se relacionará aqui o Complexo Embu ao Grupo Açungui.

O Complexo Embu ocorreria a partir da região de Sete Barras, tendo cada vez maior expressão em direção a leste, terminando em cunha na região de Paraibuna (HASUI *et al.*, 1977); Contudo, trabalhos mais recentes (HASUI *et al.* 1981; CAMPOS NETO & BASEI, 1983; TASSINARI, 1989) colocam seus contatos balizados pelas falhas de Taxaquara-Jaguari-Monteiro Lobato, a norte, e a sul pela falha de Cubatão estendendo-se até o Rio de Janeiro.

Segundo COUTINHO (1972) haveria duas unidades litológicas predominantes na região por ele mapeada como Complexo Cristalino e tida atualmente em grande parte como do Complexo Embu. Corresponderiam a uma unidade de mica-xistos e outra gnáissico-migmatítica, sendo cada uma delas subdivididas em dois tipos principais. Na unidade dos mica-xistos ocorreriam predominantemente muscovita-xistos formados por quartzo, muscovita, sericita, silimanita, biotita, turmalina e granada bem como muscovita-biotita-xistos feldspáticos

(plagioclásio). Já na unidade das rochas gnáissico-migmatíticas separar-se-iam paragneisses com aspecto migmatítico, ricos em mica e distribuídos como corpos lineares, lentes ou camadas concordantes aos mica-xistos, e ortogneisses granodioríticos e granitos (adamelitos) também concordantes aos micaxistos. No que diz respeito ao migmatitos presentes neste Complexo, HASUI (1975b) indica a existência de tipos estromáticos e oftalmíticos, com paleossoma xistoso.

CAPÍTULO 4 - ESTRATIGRAFIA

4.1 - Considerações gerais

Os trabalhos executados na presente área permitiram reconhecer em seu contexto seqüências relacionadas a distintos eventos e ambientes geológicos, cada qual constituído por associações litológicas bastante características e com estilos estruturais próprios. Os diferentes ambientes tectônicos estão representados na área pelos seguintes domínios lito-estruturais:

I) domínio das rochas pré-Cambrianas relacionadas a faixa de Dobramento Sudeste (ALMEIDA *et al.*, 1976), envolvendo nesta porção segmentos de uma unidade tectônica denominada de Cinturão de Cisalhamento Transcorrente São Paulo. No contexto da área mapeada, a porção pertencente a este cinturão encontra-se representada por uma diversidade de rochas granito-gnáissicas-migmatíticas provavelmente ortoderivadas, seqüências metassedimentares parcialmente migmatizadas e por vários plutons graníticos de ambiência tectônica variada;

II) domínio das coberturas terciárias ligadas ao Sistema de Rifts da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), representando na área pelos sedimentos da bacia de São Paulo;

III) domínio das coberturas quaternárias relacionadas ao atual ciclo de erosão, representado por amplos depósitos aluvionares distribuídos ao longo da rede de drenagem.

Além dessas unidades maiores, também ocorrem de maneira muito restrita, diques básicos mesozóicos relacionados ao Evento Sul Atlântico.

As coberturas terciário-quaternárias não serão aqui detalhadas por não corresponderem a área de interesse direto à linha de pesquisa adotada. Os contatos apresentados no mapa geológico foram obtidos em maior parte das vezes por fotointerpretação, complementado por posterior controle de campo.

Quanto a estratigrafia dos terrenos pré-cambrianos que afloram na área, as informações coletadas em seus domínios evidenciaram que, toda e qualquer tentativa de

sua organização, passa pela compreensão das transformações causadas pela tectônica aí atuante, cujos efeitos se manifestam na área por meio da configuração de importante zona de cisalhamento transcorrente dúctil e/ou dúctil-rúptil, pelo forte imbricamento estrutural entre litótipos, lenticularização dos elementos na escala mega a microscópica e rotação e reempilhamento tectônico dos conjuntos rochosos.

Considerando tais fatos, no presente trabalho pode-se diferenciar os seguintes ambientes litotectônicos:

I) O das rochas granito-gnáissicas-migmatíticas ortoderivadas, representadas pelos litótipos presentes no Complexo Costeiro

II) O das metasupracrustais, envolvido preferencialmente pela tectônica de baixo-médio ângulo;

III) O dos plutons graníticos, atingidos pelo pulso final da tectônica de baixo-médio ângulo ou pela deformação de alto ângulo.

Os ambientes geológicos citados em I e II estão contactados entre si através de ampla zona de cisalhamento dúctil transcorrente lateral (Zona de Cisalhamento Cubatão),

evidenciando quase sempre gradação deformacional milonítica lateral e condicionando a distribuição dos corpos rochosos sob formas alongadas e / ou "amendoadas".

Quanto à definição e situação espaço-temporal do quadro tectono-evolutivo responsável pela formação, deformação e metamorfismo dessas unidades, não se pode avançar muito no presente trabalho. Devido à restrição da área em relação ao contexto geológico mais regional e principalmente pela ausência de um estudo geocronológico, a caracterização das idades absolutas dos diferentes grupos litológicos identificados não ficou definida. As datações disponíveis na literatura para exemplares da área ou fora dela, mas de interesse direto, são poucas e devem ser vistas com restrições, não podendo se tomadas como parâmetros definitivos para o empilhamento estratigráfico. Assim sendo, ainda existem dúvidas quanto as idades, por exemplo, da sedimentação e metamorfismo / deformação principal das sequências metassedimentares aflorantes na área.

4.2 - COMPLEXO EMBU

4.2.1 - Considerações gerais

Em sua área de definição, as seqüências metassedimentares aqui reunidas abrangem os terrenos que são tradicionalmente reportados ao Complexo Embu (HASUI, 1975a) e a porção que RIDEG (1974) individualizou sob a denominação de Complexo Suzano. Nesse contexto, ainda foram agrupadas as seqüências com afinidades paraderivadas que COUTINHO (1972) denominou de Complexo Cristalino.

Os reflexos da complexa tectônica que foi responsável pela deformação das seqüências pré-cambrianas da área estão muito bem marcadas nas rochas do Complexo Embu. As relações entre deformações e crescimento mineral sugerem uma complexa história deformacional e metamórfica, que culminou com a superposição de pelo menos quatro superfícies "S", desenvolvidas em condições dúcteis e dúcteis-rúpteis.

Em função dessas deformações e de seus produtos em termos de recristalização mineralógica e de feições texturais, pode-se distinguir, no contexto do Complexo, dois domínios estruturais bastante característicos.

Um domínio é marcado pela preservação de litótipos que evidenciam foliações S_n' - S_n e S_m , geradas em momentos deformacionais distintos. Num primeiro instante, desenvolvem-se em regime de oalçamento de baixo ângulo as foliações (S_n - S_n') em metamorfismo (M1) no grau baixo e médio, associado a zona da sillimanita, chegando a condições de fusão parcial *in situ*. Noutro, em regime de transcorrência de alto ângulo, desenvolveu-se a foliação (S_m) em metamorfismo (M3) sincinemático no fácies xisto verde baixo a médio.

Nesse contexto ainda encontram-se muito bem preservados os efeitos de um metamorfismo intermediário (M2), sob condições estáticas, representando especialmente pelo crescimento de muscovita, além de cianita e estauroлита.

O outro domínio lito-estrutural é caracterizado pela presença conspicua de crenulações S_{n+1} e S_{n+2} , discretas a zonais (GRAY, 1977) e de um metamorfismo no fácies xisto verde (M4) superimposta às superfícies S_n e S_n' .

Em função das afinidades paleo-ambientais de seus litótipos, pode-se distinguir no contex-

to destes dois domínios lito-estruturais associações com características que sugerem deposição relacionada a bacias relativamente profundas (deposição predominante de turbiditos). Considerando então as suas diferenciações presentes nestes metassedimentos, as seqüências que compõem o Complexo Embu foram agrupadas e descritas separadamente.

Quanto ao quadro geocronológico, por não terem sido realizadas aqui novas datações, procurou-se utilizar aquelas já existentes na literatura, de modo a se traçar um empilhamento cronoestratigráfico a ser utilizado na coluna do mapa geológico. De modo geral as datações existentes para os metassedimentos refletem a evolução brasileira que aí atuou e teve como principal reflexo a implantação das zonas de cisalhamento transcorrente e intensa granitogênese presentes nesta porção do Estado (ver, p.ex. os dados geocronológicos apresentados para o Complexo por TASSINARI, 1988). Assim sendo, considera-se aqui o Proterozóico Médio como o período mais provável para o início da evolução do Embu, tendo-se em conta os dados publicados do BABINSKI (1988) e FERNANDES (1991)

BABINSKI (*op.cit.*) ao estudar migmatitos e gnaisses da região de São José dos Campos, vinculados a época ao Complexo Embu, obteve idades de 2335 ± 85 Ma (paleossoma) e 1388 ± 290 (neossoma); FERNANDES (*op.cit.*) redefiniu a litoestratigrafia desta mesma região, desvinculando-a daquele Complexo e enfeixando-a no que chamou de Complexo Rio Capivari, provável embasamento do Complexo Embu. Deste modo, a idade dos neossomas fixariam uma espécie de limiar temporal a partir do qual poderia ter se iniciado a evolução da "bacia Embu". Há que se ressaltar que o contato entre estes dois complexos é marcado por uma zona de transcorrência importante, sendo então esta relação marcada pelo aloctonismo desta seqüências, tornando a interpretação geocronológica algo incerta.

4.2.2 - Unidades com características de turbiditos distais

Compreendendo uma alternância sistemática de níveis pelíticos, pelito-psamíticos e psamíticos segundo bandas decimétricas, estes metassedimentos estão hoje repre-

sentados por uma complexa associação de rochas xistosas, migmatitos e gnaisses paraderivados, quartzitos e rochas calcis-silicatadas (subordinadamente), não sendo possível recuperarem-se feições primárias outras que não o bandamento citado; deve-se isto tanto a variação metamórfica envolvida na evolução destes terrenos quanto a própria história deformacional relacionada a foliação principal aí impressa (foliação S_n). A grande expressão de metapelitos, a alternância persistente dos litótipos, a espessura e extensão do bandamento reconhecido (provável reflexo da alternância primária dos estratos), a presença de níveis cálcio-silicáticos e a ausência de termos mais grosseiros (p.ex. conglomerados), levou-nos a considerar o pacote metasupracrustal como representando antigos depósitos turbidíticos, mais especificamente turbiditos distais de MUTTI & RICCI LUCCHI (1978) nas fácies pelito-arenoso I (fácies D) e / ou areno-pelítico (fácies C).

Além disso, grosso modo é possível distinguir-se dois conjuntos metassedimentares na área, em maior parte devido as suas diferenças texturais: um conjunto de filitos (sericita-filitos

e quartzo-filitos) metamorfizados no grau baixo (WINKLER, 1976) e um conjunto metassedimentar de grau mais elevado (grau médio a alto) onde se ressaltam os sillimanita-biotita-xistos e migmatitos paraderivados. Estes conjuntos relacionar-se-iam respectivamente a unidade dos sericita-xistos e filitos de VIEIRA (1989), a unidade Rio Una de FERNANDES (1991) e aos "Oropó Schists" de RIDEG (1974) no primeiro caso, e a unidade dos xistos de Santa Rita (VIEIRA, *op.cit.*) a unidade Redenção da Serra, sub-unidade 1, de FERNANDES (*op.cit.*), e a unidade "Iupeba gneiss" de RIDEG (1974), no segundo.

As associações litológicas reconhecidas e mapeadas na área foram agrupadas nas seguintes unidades (de norte para sul):

1) unidades de metarritmitos psamo-pelíticos e pelito-psamíticos metamorfizadas em grau baixo (zonas da muscovita e granada), sem contatos diretos, mas representando um aumento do metamorfismo, do conjunto, de norte para sul:

PMex: sericita-filitos, quartzo-filitos e filitos carbonosos subordinados

PMegx: muscovita-biotita-xistos a granada.

II) unidades de metatxistos com mesma variação anterior, metamorfisados em grau médio a alto, em brusca passagem metamórfica em relação as unidades PMexo e PMegx, mas com contatos gradacionais entre si:

PMesx: sillimanita-muscovita-biotita-xistos

PMem: sillimanita-muscovita-biotita-gnaisses finos localmente migmatizados

PMee: predominio de metapsamitos

III) unidades predominantemente metasedimentares, com estruturação fortemente influenciada pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC)

PMesxg: unidade dos sillimanita-xistos e biotita-gnaisses migmatizados

PMeg: unidade metapsamítica

A área de definição dessas sequências se distingue pelo relevo bastante acidentado e pelo desenvolvido manto de intemperismo, sendo praticamente impossível constatarem-se afloramentos de rochas que não estejam parcial ou totalmente alteradas. Em decorrência desta característica, mostram-se

com cor de alteração bastante típica, predominando as tonalidades arroxeadas e / ou avermelhadas.

Seus afloramentos via de regra mostram destacado bandamento composicional, lenticularizado e paralelo à foliação S_n , geralmente com alto mergulho principalmente próximo às zonas de cisalhamento transcorrentes. Fora das zonas de maior deformação, os estratos podem aparecer tanto com baixo mergulho como com alto, ora para norte, ora para sul sugerindo a existência de grandes dobras D_{n+1} (capítulo 6).

PMexo - Unidade dos xistos Oropó (RIDEQ, 1974)

Estes metasedimentos expõem-se a norte do Granito Mauá, na porção extremo norte da área mapeada, estendendo-se tanto para sudoeste-nordeste quanto para norte (RIDEQ, 1974; THEODOROVICZ *et al.*, 1990). Utiliza-se aqui aquela designação já proposta por RIDEQ (op. cit.) por ser este o primeiro trabalho de mapeamento abrangendo a presente área

, envolvendo estes litótipos e os estudando com certo detalhe petrográfico.

Correspondem a exposições bastante alteradas de metassedimentos de baixo grau metamórfico, onde predominam os sericitafilitos de coloração vermelho clara a levemente prateada nas porções mais preservadas. Nos poucos afloramentos mais expressivos desta unidade, uma feição sempre presente é o bandamento composicional decimétrico (15-20 cm) a métrico, paralelizado a foliação principal que, não raro, acha-se crenulada de modo variável (orenulação discreta a zonal de GRAY, 1977). Este bandamento composicional é ressaltado pela alternância de sericita-filitos avermelhados, metarenitos micáceos finos arroxeados e subordinadamente, por filitos carbonosos escuros; ainda segundo este bandamento são encontrados pequenos boudins (15 cm em média) de rochas cálcio-silicatos bastante alteradas, com coloração variando de modo concêntrico em direção ao centro do boudin (cores alaranjadas nas porções mais externas e esverdeadas nas mais internas).

A granulometria média destes filitos é de 0.1-0.2 mm, sendo a paragéneses principal dada

por sericita + quartzo + opacos; turmalina e biotita são encontradas de modo subordinado. A sericita dispõe-se segundo a foliação principal, sendo que o quartzo ocorre isolado ou formando lentes policristalinas segundo esta superfície; é comum a presença de microdobras intrafoliais (ILUSTRAÇÃO 5.1.12, capítulo 5) sendo crenuladas, o que indica a existência de uma superfície anterior, aparentemente em equilíbrio de paragéneses com a foliação principal. Os opacos podem estar presentes segundo finos níveis descontínuos ou mesmo bem cristalizados. A granada ocorre de modo subordinado, sempre bastante alterada, como massas limoníticas com tendências a formas arredondadas. Amostras apresentando este mineral foram obtidas em pontos onde já ocorre biotita na matriz, nas proximidades do contato com a unidade PMesx.

Na porção extremo nordeste do Granito Mauá há contato direto entre os metassedimentos e este corpo granítico, sem que porém haja maiores indícios de metamorfismo de contato, preservando-se nos filitos os mesmos aspectos texturais e paragéneses descritas acima.

Já com a unidade PMesx sugere-se contato de origem tectônica pois, apesar de não se haver verificado contato direto entre as mesmas, não se reconheceram registros de uma variação metamórfica gradual entre o grau baixo (onde se dá o metamorfismo principal da unidade, zona da muscovita) e o grau médio (unidade PMesx, zona da sillimanita). O contato marcado por superfície de cavalgamento é assumido pois que relações deste tipo são relativamente frequentes em pontos próximos, marcando, por exemplo, os contatos do Granito-gnaiss lupeba com suas encaixantes (ver mapa geológico).

Segundo o mapa geológico do Estado (HASUI *et al*, 1981; figura 3.2.6), estes metassedimentos seriam relacionados ao Complexo Pilar, tendo contato com o Complexo Embu através de uma extensão destes filitos a sul do Granito Mauá. Com referência a inclusão destes metassedimentos no Complexo Pilar, preferimos aqui englobá-los no Complexo Embu pois a única diferença marcante existente entre esta unidade e as descritas a seguir corresponde as paragêneses reconhecidas. A associação litológica, o bandamento composicional persistente e o reconhecimento

de um mesmo padrão deformacional (duas superfícies metamórficas em equilíbrio de paragêneses, evoluídas por transposição) são evidências bastante razoáveis para embasarem tal colocação.

FERNANDES (1990) reconhece em seu trabalho exposições de metassedimentos de médio grau metamórfico (Unidade Rio Una), enfeixando-os no Complexo Embu; apesar de possuírem em sua maioria contatos tectônicos, a autora sugere uma passagem gradacional entre estes metassedimentos e litótipos de mais alto grau a sudeste de Taubaté.

PMegx - Unidade dos muscovita-biotita xistos e granada

Suas melhores exposições encontram-se ao longo das ruas Tajaí e Tupi, cerca de 2 km a nordeste da cidade de Rio Grande da Serra.

Há neste pacote um ligeiro predomínio dos termos psamíticos sobre aqueles pelíticos, sendo frequente em ambos a presença de granada e porfiroblastos de muscovita. O bandamento nesta unidade apresenta-se com

ordem média de 20-30 cm, onde alternam-se (biotita)-quartzitos finos, biotita-xistos com porfiroblastos de muscovita, biotita-xistos a granada e subordinadamente sericita-filitos, metarcósios finos e níveis centimétricos de pegmatito a muscovita e turmalina. A foliação principal se faz representar tanto pela superfície S_n quanto por uma superfície de onduação S_{n+1} , que assume importância cada vez maior ao longo da área-tipo indicada.

Tal unidade pode corresponder a unidade dos xistos Oropo (PMexo), em fácies metamórfico um pouco mais alto, sendo já indicado no mapa geológico do Estado (HASUI *et al* 1981) esta extensão daqueles litótipos para esta porção da folha.

Os contatos desta unidade com aquelas circundantes, pré-cambrianas, são também tectônicos, por cavalgamento. Assume-se isto pelos mesmos motivos já citados na unidade anterior.

PMesx - Unidade dos sillimanita-muscovita-biotita-xistos

Esta unidade apresenta-se melhor exposta ao longo da estrada da Quinta Divisa, acesso principal entre Talaupeba e Iupeba, onde RIDEG (1974) já apontava a seção-tipo dos sillimanita-xistos incluídos pelo mesmo na sua unidade designada como "*Iupeba gneiss*".

É característico destes xistos um conspicuo bandamento composicional decimétrico paralelizado a foliação principal S_n , marcado pela alternância de níveis mais e menos quartzosos; ocorrem em sua totalidade já alterados, com cores sempre em tons avermelhados. Os sillimanita-xistos são facilmente identificados devido a presença de lentes milimétricas de coloração branco-esverdeada, que em microscópio correspondem invariavelmente a feixes de fibrolita. São frequentes em afloramento a presença de pequenos bolsões (submétricos) de pegmatitos já inteiramente caolinizados, cuja mineralogia compreende quartzo, caolim, muscovita e turmalina, estes bolsões estão via de regra ressaltando o bandamento, ao qual são paralelizados.

Os sillimanita-xistos ao microscópio possuem granulações médias de 0.5 mm; as micas presentes (muscovita e biotita) alternam-se

como principal constituinte da rocha, com predomínio da biotita. Este mineral é sempre lepidoblástico, com pleocroísmo castanho claro a castanho escuro e frequentes inclusões de zircão; a muscovita tanto pode ser lepidoblástica (quando compoendo a matriz, paralelizada a foliação principal S_n) como porfiroblástica, onde assume aspecto mais notável. Com esta última textura, apresenta granulações da ordem de 0.5 cm (em média), correspondendo a aglomerados de grãos em contatos regulares a decussados, com inúmeras inclusões (fibrolita, quartzo, cianita, biotita, turmalina). Não raro encontra-se deformada segundo padrão lenticular (*mica-fish*), resultado da superposição da foliação S_m (relacionada às zonas de cisalhamento transcorrente), à qual serve de marcador. Os polimorfos de Al_2SiO_5 (sillimanita e cianita) são encontrados com frequência na matriz, sendo a fibrolita uma fase principal da paragénesis desenvolvida em S_n , ao contrário da sillimanita e cianita, que correspondem a episódio metamórfico algo posterior (ver capítulo 5). Os quartzos possuem esta mesma paragénesis mineral, só que em menores proporções.

Os contatos desta unidade são bruscos com o Granito Mauá, gradacionais com as unidades PMem e PMea e tectônicos com as unidades PMexo, PMegx e PMesxg (por cavalgamento, com os dois primeiros, e por transcorrência, na última unidade). Com o Granito-gnaiss lupeba, ocorrem evidências de metamorfismo de contato causado por este corpo, mas predomina contato por cavalgamento.

PMem: sillimanita-muscovita-biotita-gnaisses finos localmente migmatizados

Esta unidade é reconhecida e mapeada ao longo de uma faixa imediatamente a sul do Granito Mauá, estendendo-se daí para sudoeste, onde passa a ter cada vez maior importância. Seus melhores afloramentos encontram-se ao longo da estrada SP-31, a sudoeste do cruzamento com o ramal ferroviário, nas cercanias das Vilas Pereira Barreto e Luzitânia. Corresponde, em grande parte, aos terrenos designados como "lupeba Gneiss" por RIDEG (1974).

O principal litótipo desta unidade vem a ser um sillimanita-muscovita-biotita gnaissos quartzoso (muscovita retrorretamórfica, ver capítulo 5), de granulometria fina, localmente com texturas xistosas e estruturas migmatíticas preservadas. Suas exposições são sempre bastante alteradas, com cores arroxeado-claras, podendo apresentar-se, ainda, com bandamento preservado. Este bandamento é ressaltado nas porções onde o aspecto de xisto é ainda visível, observando-se então a alternância de bandas decimétricas (30-40 cm em média) de sillimanita-biotita-xistos, sillimanita-biotita-xistos-gnaissóides avermelhados e biotita-gnaissos quartzosos finos arroxeados, em meio a porções mais evoluídas dentro do processo anatético e migmatitos paradienados. Apesar de terem pequeno número de boas exposições, estes migmatitos são extremamente importantes para a caracterização da unidade, pois representam uma preservação da passagem dos sillimanita-biotita-xistos da unidade PMex para os gnaissos aqui predominantes. As principais estruturas migmatíticas reconhecidas são a estromática que passa para estruturas nebulíticas, sendo aí representados aqueles

sillimanita-muscovita-biotita-gnaissos finos citados anteriormente. Na estrutura estromática, o leucossoma presente corresponde a xisto-gnaissóide inequigranular fino a médio, com feldspato ressaltado como manchas em meio a rocha alterada; sua coloração é branco-alaranjada, sendo que o aspecto de xisto é apenas sugerido (pelas micas e restos de níveis milimétricos de fibrolita) dada a importância, na matriz, do quartzo e feldspato; ocorre também níveis pouco espessos (5-10 cm) descontínuos de material quartzo-feldspático esbranquiçado, estes de modo subordinado; como paleossoma comparecem sillimanita-biotita-xistos avermelhados de granulação média e como melanossoma, níveis pouco espessos de biotita. São desenhados por esta estrutura dobramentos intrafoliais centimétricos, reclinados, sendo que no leucossoma reconhece-se apenas uma foliação (S_n), plano-axial ao dobramento; já o paleossoma apresenta uma foliação sendo redobrada. Deste modo é possível estimar-se que o processo de anatexia ocorreu entre a geração destas duas foliações metamórficas (S_n e S_n'), sendo S_n' a anterior.

Como já citado, o contato desta unidade com os litótipos da unidade PMesx é gradacional, já com o Granito Mauá é brusco e com o Granito-gnaissé lupeba se dá através de cavalgamentos.

PMesx - Unidade Estância Angelina

São aqui agrupados um conjunto de xistos onde há predominância de termos psamíticos, geralmente subordinados nas outras unidades; o bandamento composicional também está aqui presente.

A área tipo para esta unidade corresponde ao loteamento do Condomínio Estância Angelina, no Bairro da Quinta Divisa, a oeste do rio Taiaçupeba-guaçu; graças a este loteamento são frequentes amplas exposições da unidade, onde se verificam o persistente bandamento (espessuras decimétricas a métricas), o caráter psamítico predominante e a escassez de bolsões pegmatíticos que de modo raro, associam-se aos níveis mais xistosos.

O litótipo predominante vem a ser um biotita-quartzito fino arroxeadado, localmente

feldspático, ao qual associam-se muscovita-biotita-xistos, sillimanita-biotita-xistos, muscovita-xistos e pegmatitos foliados.

Como assinalado no mapa, os contatos entre esta unidade e aquelas adjacentes se faz de modo gradacional.

PMesxg: unidade dos sillimanita-xistos e biotita-gnaisses milonitizados

Litótipos com estas características foram mapeados na porção sudeste da área, encontrando-se muito bem caracterizados ao longo de uma estreita faixa subparalela à ZCT de Cubatão.

Tal como a sequência anterior, também encontram-se quase sempre profundamente alterados, exibindo uma estruturação fortemente influenciada por esta zona de cisalhamento, onde sillimanita-biotita-xistos, sillimanita-biotita-xistos quartzosos, biotita-gnaisses finos a médios, quartzitos e lentes pegmatóides a quartzo-feldspato, muscovita e turmalina intercalam-se segundo bandamento com espessuras bastantes variáveis. A foliação milonítica se faz repre-

sentar comumente, sendo que nos afloramentos desta unidade ocorrem sempre pelo menos 3 dos litótipos citados. Esta forte estruturação imposta pela ZCC faz com que os gnaisses presentes possam ser interpretados tanto como de origem para quanto ortoderivada. A inclusão desta unidade no Complexo Embu - ao invés de o ser no Complexo Costeiro, onde também são reconhecidos metassedimentos - baseia-se nos seguintes pontos: semelhança entre os metassedimentos aí presentes com aqueles do Complexo Embu; no fato de que, apesar da ZCC constituir um importante limite tectônico, não corresponde a um limite geográfico para as exposições do Embu (ver mapa geológico da folha Mogi das Cruzes, de THEODOROVICZ *et. al* 1990), e pelo fato de que a unidade dos Oftalmitos do Rio Quilombo (SADOWSKI & MOTIDOME, 1995) possui provável continuidade com o Complexo Costeiro descrito aqui, não compreendendo entre suas exposições unidades metassedimentares.

PMeq: Unidade metapsamítica

Na porção extremo sudeste da área estudada (ver mapa) afloram ao longo de uma estreita faixa descontínua que acompanha a extensão da ZCT de Cubatão segundo cristas alongadas e lenticularizadas. Como suas melhores exposições se dão ao longo desta faixa, aproveitou-se aquela etapa de estudo mais dirigida para a caracterização da zona de cisalhamento (capítulo 6) para também definir esta unidade, melhor exposta na folha Mogi das Cruzes. Devido à extensiva presença de rochas essencialmente quartzosas, silicificadas e não raro com quartzo de segregação associado, esta unidade resiste bem ao intemperismo e se destaca topograficamente em meio aos terrenos vizinhos.

Excelentes afloramentos foram verificados em locais onde quartzitos dessa sequência vêm sendo ostensivamente lavrados para fins de uso industriais, destacando-se os da Pedreira da COPAMI, situada nas proximidades da localidade de Taiapuêba.

Exceto as rochas quartzosas, os outros componentes encontram-se profundamente alterados. Este fato, aliado à intensa milonitização a que foram submetidos, dificul-

ta em muito a definição de alguns de seus litótipos. Em alguns afloramentos, como no caso daqueles das pedreiras da COPAMI, conseguiu-se exemplares algo mais preservados que podem ser interpretados como rochas ígneas básicas ou mesmo ultrabásicas. Já pode-se notar um bandamento métrico formado pela diferenciação entre bandas essencialmente quartzosas de granulação muito fina, bandas de quartzitos turmaliníferos, definidos na petrografia como turmalinitos e rochas meta-ígneas, sendo estas últimas representadas por xistos verdes muito finos (milonitizados). Nesse local também constatou-se porções de um material ocre oxidado, por vezes semelhante a "pó de café". Este tipo, ao que tudo indica, pode corresponder a uma rocha metacarbonática alterada. Esta associação litológica é apresentada por THEODOROVICKZ *et al* (1990), como representando uma provável unidade metavulcano-sedimentar, com franco predomínio na ZOC. Dada a completa transformação das rochas aí presentes (seja pelo intemperismo, seja pela intensa milonitização), das relações de contato, estruturas primárias e mesmo aspecto /

composição original das rochas meta-ígneas encontradas, não foram encontradas evidências definitivas para uma tal suposição. Deste modo optou-se por considerá-lo como pertencente a unidade dos turbiditos distais.

Considerando-se as características litológicas e a predominância de um determinado litótipo sobre outros, foi possível individualizar-se as seguintes sub-unidades:

Quartzitos - As melhores exposições deste litótipo são relacionadas as lavras de grande porte existentes principalmente na folha Mogi das Cruzes, ao longo da ZCT de Cubatão; são os litótipos predominantes, essencialmente ortoquartzíticos, granulometria fina e coloração acentuadamente branca. Apresentam-se com conspícuo bandamento plano-paralelo vertical, regular e uniforme, ressaltado pela presença de faixas de quartzitos brancos e acinzentados (estes com granulometria finíssima).

Ao microscópio apresentam-se com granulometria variando de 0.1 a 0.2 mm (figuras 5.5 a 5.8), contatos poligonais a decussados (neste caso, com extinção ondulante associada), e de modo muito subordinado com

a presença de muscovita e agulhas de tremolita-actinolita. Há porções de granulometria muito fina, relacionando-se a estas partes aquelas descritas em campo como quartzo de segregação.

Turmalinitos - Associadas aos quartzitos ocorrentes de quartzitos ricos em turmalina e com bandamento milimétrico rítmico, formado pela alternância entre bandas ricas em turmalina preto-esverdeada e bandas de quartzo. No estudo petrográfico, exemplares dessas rochas foram definidos como turmalinitos.

Litótipos como estes foram muito bem caracterizados em ocorrências pontuais, notadamente na Pedreira COPAMI, sendo esta a mais expressiva e formada por pequenas lentes com cerca de 0,3m de espessura. Ao microscópio, a textura é microbandada, com bandas subcentimétricas a milimétricas constituídas por agregados de prismas idioblásticos, isorientados de turmalina. O comprimento médio dos prismas é da ordem de 0,1mm. Os cristais apresentam moderado pleocroísmo (incolor/verde-claro). Variedades mais grosseiras, com cristais na

ordem de 1 a 2mm, apresentam forte pleocroísmo castanho-amarelado, com frequente zoneamento perpendicular ao eixo C (núcleo azulado/borda castanho-amarelada), tratando-se possivelmente da série dravita-schorlita. Nestas, comumente ocorrem sulfetos e óxidos de Fe desenvolvidos nos interstícios dos agregados turmalínicos, como que os cimentando. Inclusões de óxidos de ferro na própria turmalina também são frequentes.

As bandas ricas em quartzo são menos espessas (0,2mm), constituídas por agregados poligonizados de quartzo, com tamanho individual de grão na ordem de 0,1mm. Nas variedades portadoras de turmalina mais grosseira, a granulação do quartzo aumenta proporcionalmente (1-2mm).

A natureza concordante das concentrações de turmalina com a superfície de transposição regional indicaria ou um desenvolvimento sinorônio aquele da ZCC, através da percolação de voláteis preferencialmente nesta estrutura, ou um caráter pré-tectônico (pré-metamórfico) e, conseqüentemente, uma origem sedimentar (química) para estes turmalinitos. Como este litotipo encontra-se intimamente associado a ZCC, e dada a

intensa granitogênese presente na área, com metamorfismo de contato e pegmatitos a turmalina, cremos ser mais plausível a primeira hipótese.

Rochas metabásicas e prováveis metaultrabásicas: estes litótipos ocorrem sempre com profundo grau de intemperismo, o que impediu a obtenção de exemplares adequados para o estudo petrográfico. Algumas amostras parcialmente alteradas, que puderam ser laminadas permitiram verificar suas características mineralógicas e texturais originais foram totalmente obliteradas pelos efeitos deformacionais. O material de alteração destas rochas, bastante típico, diferencia-se fortemente dos saprolitos das outras sequências na área cartografada e está caracterizado através de um material saprolítico, extremamente argiloso e de cor vermelha a arroxeada. Na pedreira da COPAMI conseguiu-se alguns tipos parcialmente alterados, identificados como xistos finos, de cor esverdeada, nos quais observa-se apenas a biotita intensamente alterada em meio a uma matriz bastante fina onde predominam argilo-minerais que frequente-

mente a substituem. Não foi verificada a presença de quartzo.

Budins de rochas cálcio-silicáticas:

Como comentado anteriormente, estas rochas ocorrem com relativa frequência no contexto do Complexo Embu, porém sempre de maneira muito subordinada aos outros litótipos. Afloram exclusivamente sob a forma de pequenas lentes boudinadas que geralmente não ultrapassam a escala do decímetro (30-40 cm), indicando sempre intensa transposição com os outros litótipos. Destacam-se das rochas xistosas pela sua estrutura maciça, geralmente com granulação fina, cor levemente esverdeada e aspectos texturais que lembram quartzitos. Em alguns locais exibem uma participação de granada na sua mineralogia e um leve bandamento dado pelas diferenciações de tonalidades. Alguns exemplares analisados microscopicamente revelaram uma composição cálcio-silicática, correspondendo a gnaisses de granulação submilimétrica (0,3-0,5mm), textura xenoblástica fortemente

suturada ou poligonizada. A paragéneses representativa é dada por: QZ + PG + GD + TR + ZO + TI FK. Paragéneses simples a QZ + TR foram observadas em uma seção. O número pouco significativo de amostras estudadas não permite maiores considerações petrogenéticas.

Em trabalhos anteriores (COUTINHO, 1972; ELLERT, 1961) a forma de ocorrência destes litótipos foi interpretada de modo diverso, ou como meta-concreções (no primeiro caso) ou como pseudo-seixos (no segundo); foi possível averiguar-se que a forma de exposição é fortemente controlada pela deformação a que foram submetidos os litótipos expostos na área, pois em porções menos deformadas recupera-se, em parte, o caráter tabular das mesmas.

4.3 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICO (COMPLEXO COSTEIRO, PSCc)

Sob esta denominação foram distinguidas associações de rochas ortoderivadas e de natureza provavelmente cálcio-alcalina, cujas

características estruturais e litológicas permitem correlacioná-las aos domínios da faixa costeira, a sul da ZCT de Cubatão área de definição do Complexo Costeiro (HASUI *et al.*, 1981).

Associações com tais características foram cartografadas na porção extremo sudeste da rea, na região sob a influência da Serra do Mar, sendo constituídas por unidade com franco predomínio de rochas augen-gnáissicas, com estruturas migmatíticas predominante do tipo estromática, onde são frequentes intercalações de bandas graníticas, lentes de anfibolito e mais restritamente de biotítico.

Apesar de não se ter procedido a elaboração de isócoras nestes litótipos, assumiu-se a equidade proterozóica superior para tal unidade. Não considera-se aqui porém aquela isócora de TASSINARI (1988), na rodovia Mogi-Bertioga - ponto mais próximo a rea e com diversidade litológica bastante similar aquela reconhecida - pois os litótipos ali presentes foram intensamente afetados por importante zona de cisalhamento transcorrente dútil (Zona de Cisalhamento Frelres-Jurubatuba, THEODOROVICZ *et al.*, 1990), o que nos leva a crer que tal datação cor-

responde a implantação desta estrutura. Porém, a série de evidências dadas por análises geocronológicas (TASSINARI, *op.cit*) e dos isótopos Nd, Sr e Pb (TASSINARI *et al* 1989) em terrenos deste complexo, permitem assumir idades do Proterozóico Superior para o mesmo.

Seus melhores afloramentos foram encontrados em algumas drenagens da porção sudoeste da folha Mogi das Cruzes, sendo suas relações de contato com o Granito-gnaiss Taiaçupeba frequentemente do tipo tectônico, mas ainda preservando-se localmente evidências do carter intrusivo daquele corpo.

Embora seja predominante a presença de granitoides com textura do tipo *augen*, em função das variadas taxas de deformação, essa unidade também exibe extrema diversificação textural e imbricamento tectônico com as outras unidades justapostas. Como exemplo pode-se citar o pequeno corpo de gnaiss imediatamente a leste do Granito-gnaiss Rio Grande da Serra, (ver mapa geológico) onde as texturas em lâmina indicam uma intensa milonitização do corpo (milonito gnaiss). Macroscopicamente cor-

responde a um biotita-gnaiss cinza-médio de granulação fina-média, que quando alterado apresenta-se esbranquiçado e algo semelhante a alteração do granito citado. Ao microscópio corresponde a uma rocha de composição monzogranítica, fortemente deformada, com a impressão de uma importante foliação milonítica, ressaltada pelos inúmeros *ribbons* de quartzo presentes na matriz (figura 4.1). Estes *ribbons* constituem-se por quartzo subeuédrico, de granulometria inequigranular seriada (0.2 a 0.8 mm), com fraca extinção ondulante, contornando porfiroclastos de feldspato e, menos frequentemente, de allanita. Predominam nestes porfiroclastos o plagioclásio e o microclínio, com tamanhos médios da ordem de 1mm, límpidos e sem microgranulação de borda; as sombras de pressão são frequentemente simétricas. Como máfico principal se destaca a biotita com pleocroísmo verde a amarelado, subédrica e com inclusões de apatita e zircão e alterações para clorita e epidoto. Dentre os acessórios ocorrem zircão, apatita, turmalina e allanita.

O caráter provável cálcio-alcalino é destacado pela mineralogia acessória, invariável-

mente composta por allanita-titanita, além da apatita, zircão e opacos.

4.4 - PLUTONISMO GRANÍTICO

4.4.1 - Considerações Gerais

Os levantamentos de campo permitiram identificar e individualizar diversos plutons granitóides que, em conjunto, apresentam diferentes aspectos texturais, petrográficos, estruturais e genéticos. A classificação petrogenética dos granitóides foi baseada no método da Tipologia do Zircão (PUPIN, 1980) sendo utilizada de forma preliminar, dado o pequeno número de análises (figura 4.2)

Deste modo, através do estudo petrográfico, das informações de campo e da análise da tipologia do zircão, os diferentes tipos foram agrupados em granitóides crustais "tipo S" e granitóides calcio-alcalinos

Tendo-se em vista as particularidades constatadas nos diversos maços, estes foram descritos separadamente, segundo sua denominação ligada a sua posição geográfica ou utilizando-se designações já de uso consagrado na literatura.

Exceto o Granito-gnaissse Iupeba e o Granitóide Jardim Itacolomi, os demais corpos granitóides abrangidos neste trabalho já foram estudados por diversos autores em seus aspectos litológicos-petrográficos, merecendo destaque as contribuições de RIDEG (1974), SILVA *et al.* (1977), COUTINHO, (1972) CAVALCANTE & KAEFER (1974), entre outros.

Quanto ao posicionamento estratigráfico destes corpos, utilizaram-se aqui os dados geocronológicos disponíveis na literatura, levando-se em conta também a relação destes corpos com a estruturação presente na área. Assume-se então o Proterozóico Superior como o período em que se deu a geração dos diversos corpos mapeados, com os corpos de granitos gnaissificados (Granitos-gnaissse Iupeba, Rio Grande da Serra e Talçaueba) correspondendo aos corpos mais antigos e a eles seguindo-se, respectivamente, o Granito Mauá e o Granitóide Jardim Itacolomi. Como a única datação disponível para os granitos gnaissificados refere-se ao Granito-gnaissse Talçaueba. (Rb-Sr 635 ± 45), e reflete a deformação imposta pela ZCC sobre o mesmo, utiliza-se como uma referência estratigráfica preliminar aquela idade

geocronológica de 710 ± 150 ma (isócrona Rb-Sr, recalculada por TASSINARI, 1988) obtida para o Granito Mauá, não afetado pela deformação que estruturou os corpos gnaissificados citados.

O Granitóide Jardim Itacolomi é o que mais dúvidas acumula, pois não foram encontradas exposições preservadas do mesmo, o que dificulta em vários aspectos a sua caracterização mais adequada; deste modo, apesar de ser colocado como o mais jovem dos corpos graníticos aflorantes, indica-se na coluna geológica um possível reposicionamento para o mesmo, com suspeitas de poder corresponder a corpo anterior a alguns dos granitos aqui citados.

Saliente-se que o termo textura porfiroide, aqui muito empregado, refere-se a uma variedade de textura porfiritica na qual os fenocristais (compondo menos que 50% do volume da rocha) encontram-se imersos em matriz fanerítica; as composições dos corpos aqui descritos seguiram a classificação de STRECKEISEN (1976)

4.4.2 - Granitóides Cálcio-alcálinos

Rochas granitóides de natureza cálcio-alcálica ocorrem na área mapeada como corpos alongados e concordantes com as estruturas regionais. Granito com estas características encontra-se representado pelo corpo denominado como Granito Mauá, sendo que, nesse contexto, também foram agrupados os termos tipicamente gnáissicos denominado de Granito-gnaíse Rio Grande da Serra e Iupeba. Como característica distintiva, o Granito Mauá exibe-se constituído basicamente por litótipos de cor cinza, com frequente textura porfiroide, não raro hospedando enclaves microgranulares escuras, sugerindo processos de *magma-commingling*; foi classificado como cálcio-alcálico profundo de acordo com os dados da Tipologia do Zircão. Predominam estruturas primárias, de estágio magmático, evidenciadas por alinhamento de megacristais de K-feldspato, estando localmente, e principalmente nas bordas norte do maciço, com textura protomilonítica a milonítica (THEODOROVICZ *et al* 1990).

O corpo denominado de Granito-gnaíse Rio Grande da Serra diferencia-se pela gnaissificação generalizada, bem como pelas

- ◇ TAIACUPEBA
- MAUÁ
- + RIO GRANDE DA SERRA
- x IUPEBA

FIGURA 4.2 - Tipos de Zircão característicos para as diferentes séries de granitóides.

1, 2 e 3 - Granitos crustais

4 - Granitos cálcio-alcálinos

(a,b,c - séries de baixa, média e alta temperatura)

5 - Granitos subalcalinos

6 - Granitos alcalinos

7 - Granitos toleíticos

Ch - Granitos charnockíticos

H - Granitos híbridos

Mu - Estabilidade da muscovita

I.A - Índice de alcalinidade

C - Granitos crustais

M - Granitos mantélicos (Pupin, 1980)

I.T. - Índice de temperatura

suas características macroscópicas, quais sejam coloração cinza clara e presença de determinados minerais como a muscovita e granada. Na figura 4.2 pode-se verificar que seus tipos principais de zircão permitiram classificá-lo como cálcio-alcálico de média profundidade.

Quanto ao Granito-gnaiss lupeba, apesar de possuir granada, muscovita e biotita como máficos principais, foi apontado pela análise da tipologia do zircão como granito de composição cálcio-alcálica de média profundidade; outro dado importante foi obtido a partir da análise de minerais pesados de amostras alteradas das suas encaixantes, que resultaram em grandes porcentagens de andaluzita, praticamente inexistente na supracrustais fora deste contato (o que aponta uma origem termal - metamorfismo de contato - para este mineral).

Granito-Gnaiss Rio Grande da Serra (PS γ_{rs})

Pequena porção deste corpo aflora a sul da área, mais precisamente nas imediações da

cidade homônima, região limítrofe com a folha Santos.

Este pequeno maciço foi mapeado, em parte, por CAVALCANTE & KAEFER (1974) e SILVA *et al.* (1977) sendo denominado por esses últimos como Granito do Rio Grande da Serra.

A maior parte das zonas de contato encontra-se encoberta pelas planícies aluvionares do rio Grande. A leste predominam encaixantes xistosas não raro evidenciando feições de metamorfismo termal, caracterizado em campo sobretudo pela rigidez apresentada pelas rochas.

Litologicamente trata-se de um muscovita-biotita ortognaisse, fitado, de cor cinza clara, granulação média, localmente portando cristais milimétricos de granada. A melhor exposição desta unidade foi observada em uma pedreira situada a oeste de Rio Grande da Serra. Neste local as rochas do maciço encontram-se injetadas por veios decimétricos a métricos de pegmatitos frescos, portando cristais idiomórficos de turmalina preta.

Ao microscópio evidencia textura granoblástica a milonítica com granulação bastante variável, resultante de uma

microgranulação diferencial acompanhada de boa recristalização. Entre os constituintes minerais, o microoclínio é o mineral que atinge as maiores dimensões, podendo ultrapassar a 1,0 cm. Constitui cristais xenomórficos com bordas microgranuladas sendo rico em inclusões de biotita, muscovita e plagioclásio. O quartzo forma agregados lenticulares exibindo fraca extinção ondulante, com contatos muitas vezes desenvolvendo pontos triplices. O plagioclásio (oligoclásio) localmente mostra efeitos de albitização, possuindo tendências subedrais apresentando-se discretamente zonado, quase sempre salpicado por minúsculos pontos de sericita e de epidoto, sendo relativamente rico em inclusões de lamelas de muscovita. A biotita constitui agregados ou cristais isolados, orientados subparalelamente em linhas descontínuas. Apresenta pleocroísmo marrom a castanho-claro, localmente com transformação parcial para clorita. A muscovita, a julgar pela associação com biotita e principalmente com os feldspatos (na interface plagioclásio-microoclínio ou como inclusões), indica uma origem essencialmente metamórfica. O epidoto é um mineral relativamente frequente, ocorren-

do ora ao longo das zonas de microgranulação, constituindo agregados (2mm) representados pela variedade clinzoisita e epidoto, ora inclusos no plagioclásio e na biotita. No primeiro caso, mostram porções centrais com resquícios de minerais radioativos que poderiam corresponder a allanita epidotizada. Como minerais-traço tem-se granada de tamanho milimétrico, fraturada, zircão, apatita e titanita. Minerais secundários ocorrem como clorita, sericita e carbonatos.

Os dados obtidos através da tipologia do zircão apontam este corpo como um granitóide híbrido da série cálcio-alkalina de baixa profundidade.

Granito-Gnaiss lupeba (PS y I)

O granito aqui denominado de lupeba parece formando um corpo alongado encaixado concordantemente à estruturação das supracrustais do Complexo Embu. Em sua área de definição abrange terrenos da localidade de lupeba, na porção central da folha Mauá, desenvolvendo-se para nordeste

até as proximidades norte do barro Palmeiras, ao longo de uma extensão de mais ou menos 8 km e largura de 1,5 km.

Não se confundem aqui as exposições desta unidade com aquelas do "*lupeba gneiss*" de RIDEG (1974), pois esta última refere-se em sua ampla maioria a metassedimentos do Complexo Embu; propõe-se, então, o abandono do termo como proposto pelo autor supra, utilizado-se a denominação Granito-gneisse lupeba para as exposições de rocha granítica ortoderivada aflorantes ao longo do trend N30E-S30W, cortando a localidade mencionada e com suas exposições melhor representadas sob a forma de blocos e matações de pequeno a médio porte, ao longo da Rua Tôquio

Seus contatos a sul-sudeste com os metassedimentos estão encobertos em grande parte pela planície aluvionar do rio Taiaçupeba-Mirim, enquanto que a nordeste mostra-se estruturalmente concordante com os micaxistos/metarenitos do Complexo Embu; alguns pontos na porção sudeste do corpo apresentam contatos por ovaçamento com as metasupracrustais, indicando um

caráter, pelo menos, para- autóctone deste corpo.

Os metassedimentos a nordeste encontram-se intensamente afetados por pegmatitos deste corpo, assumindo feições graníticas facilmente confundíveis com as do granito em apreço. Veios pegmatíticos são abundantes nesta porção, ocorrendo concentrados principalmente nas encaixantes e/ou mais restritamente cortando as rochas do referido maciço.

Ainda aí foram detectadas uma grande porcentagem de andaluzita em xistos encaixantes, sendo que este mineral ocorre de modo bastante subordinado na rea; aliando-se a isto a profusão de pegmatitos neste mesmo local, torna-se mais forte a suspeita de se tratar de um granito intrusivo e tarditeotônico à foliação S_n , que o afeta.

Seu enquadramento no grupo dos granitos crustais é duvidoso e carece de melhores definições a nível petrográfico e petroquímico. As relações de campo e alguns aspectos mineralógicos, como a presença de biotita titanífera, muscovita e ausência de alguns minerais como a allanita, sugerem o seu caráter crustal, porém esta interpretação não foi confir-

mada no estudo da tipologia do zircão, que revelou tendência cálcio-alkalina (híbrida) de média profundidade, e num estágio de diferenciação intermediário.

Macroscopicamente este granito chama a atenção pela sua coloração cinza, textura com gnaissificação proeminente e do tipo fitado, ressaltando-se a presença de biotita, muscovita e, subordinadamente, de granada, esta sob a forma de cristais milimétricos. Em campo pode ser denominado como um granada - muscovita - biotita gnaiss. Em termos texturais e composicionais o granito em pauta exibe similaridades com o tipo cartografado como Granito-gnaiss Rio Grande da Serra.

Microscopicamente possui granulação média a fina, com textura grão-cataclástica segundo porções e microfaixas mais ou menos contínuas e interligadas, gerando localmente aspecto anastomosado, protomilonítico. O plagioclásio (oligoclásio) é o mineral mais abundante e de maiores dimensões, com cristais por vezes prismáticos com até 4 mm de extensão, é discretamente zonado, com inclusões de biotita, apatita, muscovita, epidoto e carbonato. O microclinio apresenta-

se anedral, normalmente microgranulado e com algumas inclusões de plagioclásio e biotita. O quartzo é anédrico, ocupando tanto posições intersticiais quanto formando agregados onde são frequentes pontos triplícies; sua extinção chega a ser fracamente ondulante. A biotita ocorre em pequenos agregados alinhados e descontínuos, segundo as microfaixas citadas anteriormente; e subédrica irregular, com pleocroísmo marrom a castanho-claro, ocorrendo localmente muscovitização e cloritização. A muscovita é normalmente associada a biotita e as vezes inclusa no plagioclásio; exibe com certa frequência inclusões de restos de biotita. Como minerais acessórios ocorrem granada (ao longo das faixas microgranuladas), apatita, zircão (associadas ou não a biotita), titanita e opacos, exibe composição (estimada) monzogranítica com tendência granodiorítica.

Granito Mau á(PS_{ym} e PS_{ym})

Constitui um corpo alongado segundo a direção NE-SW, concordante com as estruturas regionais, e com extensão total

aproximada de 22 km e largura de 2,0 - 2,5 km (THEODOROVICZ *et al. op. cit.*). Ocupa a porção central da folha Mauá, distribuindo-se desde a região a sul da cidade homônima até a região sul de Suzano, nas proximidades do bairro Baruel, sendo que no presente trabalho foi cartografado desta região até as cercanias do Jardim Verão, a NW da cidade de Itupeba, compreendendo assim aproximadamente a metade nordeste da sua extensão total.

Em referências anteriores efetuadas por COUTINHO (1972) e RIDEG (1974), o granito em apreço é tratado como biotita-adamelito Mauá, enquanto que CAVALCANTE & KAEFER (1974) descrevem-no sob a designação de Granito Maua, denominação aqui adotada.

Este maciço sustenta relevos de grande expressão topográfica, principalmente em sua porção central onde atinge altitudes de até 1048 m. Os afloramentos são característicos na forma de blocos de porte médio a grande, geralmente destacados em meio ao manto de intemperismo. Essa característica de afloramento favorece a sua lavra como pedra de cantaria e paralelepípedos, atividade

praticada com intensidade nas porções centrais e nordeste do maciço.

Os contatos normalmente são feitos com micaxistos e / ou metarenitos de forma brusca e intrusiva com modificação na textura das encaixantes por influência de metamorfismo termal (notadamente nos metassedimentos da unidade PMesx), evidenciado sobretudo por recristalização de muscovitas e pela rigidez da rocha, mesmo quando encontra-se muito alterada. Abundantes veios pegmatíticos caulinizados, portando turmalinas pretas e muscovitas, foram identificados nas encaixantes próximas ao contato com o corpo.

Litologicamente é caracterizado por termos de cor cinza, textura porfiróide com megacristais retangulares de K-feldspato (1,0 a 3,0 cm, fig. 4.3) imersos em matriz de granulação média, portando biotita e rara muscovita. Os megacristais eventualmente são zonados e com frequência incluem palhetas de biotita. Embora o maciço seja relativamente homogêneo, demonstra certa variação textural com predominância dos termos porfiróides nas porções centrais e dos equigranulares preferencialmente associados às bordas; foi possível cartografar-se uma pequena área

no extremo nordeste deste corpo (PSy m') onde a característica principal das exposições é a pequena expressão dos megacristais de feldspato potássico na rocha. Devido ao número limitado de afloramentos não foi possível cartografar-se com precisão a continuidade lateral desta textura, além da reassignalada. Em todo o corpo, enclaves microgranulares escuros, com formas ovaladas, arredondadas, de tamanhos centimétrico a decimétrico são relativamente comuns, sendo às vezes porfíricos com inclusão de xenocristais de k-feldspato engolfados por mistura mecânica (figura 4.3).

Predominam estruturas primárias, de estágio magmático, como alinhamento de megacristais eventualmente formando "bandamento" com faixas mais enriquecidas ao lado de enclaves também orientados por fluxo. Nas porções equigranulares a estrutura tende a ser maciça, isotropa.

Ao microscópio as rochas representativas do maciço exibem discreta orientação caracterizada pela disposição dos minerais de maiores dimensões, alinhamento de algumas biotitas, bem como descontínuas faixas microgranuladas. A textura é porfíroide com

matriz inequigranular de granulação média / fina, apresentando aspecto grano-cataclástico resultante de microgranulação diferencial com boa recristalização. Entre os constituintes minerais, o microclínio ocorre tanto na matriz quanto constituindo megacristais, ainda exibindo dimensões intermedírias, caracterizando o tipo serial. Os megacristais apresentam bordas irregulares, microgranuladas. São discretamente peritéticos e ricos em inclusões de plagioclásio saussuritizado. O microclínio da matriz é anédrico e desprovido de inclusões. O quartzo ocorre constituindo agregados com desenvolvimento de texturas poligonizadas, indicando boa recristalização. São límpidos e exibem extinção homogênea a fracamente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio cálcico) encontra-se fortemente zonado, com núcleos saussuríticos, bordas de aspecto corroído, eventualmente com geminações encurvadas. Apresenta ainda inclusões de biotita e alguns opacos. A biotita com pleocroísmo marrom-escuro a castanho-amarelado apresenta formas variadas, normalmente evidenciando os efeitos da deformação tectônica. Os demais minerais são acessórios ou secundários, representados respectivamente por zircão, apatita,

FIGURA 4.3 – Feição típica do Granito Mauá, com megacristais de FK esbranquiçado com feição típica de fluxo aproximadamente N45E; notar encrave microgranular com inclusão de cristais de FK; ponto C158.

titanita, allanita, opacos e sencita, epidoto, carbonatos além de argilo-minerais.

A composição estimada, incluindo matriz e megacristais varia de monzo a sienogranítica, enquanto que a composição apenas da matriz é granodiorítica/tonalítica.

4.4.3 - Granitóides Crustais "Tipo S"

Dentre estas rochas distinguem-se termos que podem ser interpretados tanto do ponto de vista petrográfico quanto da análise da tipologia do zircão, como sendo crustais, diferenciando-se aí o Granito-gnaisse Taiaçupeba (figura 4.2). O agrupamento formado por este litotipo tem como principal característica a coloração cinza clara e a presença da muscovita na sua composição.

Ressalta-se que, sob o ponto de vista petrográfico, persistem ainda dúvidas quanto à sua definição como autêntico granito crustal, razão pela qual foi discriminado como do "tipo S" entre aspas. Não foi observada uma paragénese mineral com aluminossilicatos primários outros que não a muscovita e biotita (p.ex, sillimanita, cordierita) e mesmos estes

em proporções pequenas. Por isso assume-se o caráter crustal do granito Taiaçupeba através da análise da tipologia do zircão que apontou magmas gerados em níveis crustais de baixa profundidade, muito provavelmente através da anatexia de sequência de metasupracrustais.

Granito-gnaisse Taiaçupeba (PS γ t)

Ocorrendo de modo bastante discreto no extremo sudeste da área, este maciço se constitui num expressivo corpo que domina grandes porções dos terrenos do quadrante SW da folha Mogi das Cruzes (THEODOROVICZ *et. al.*, 1990) sendo que, para sua melhor caracterização, procurou-se estudá-lo nesta folha, na região limítrofe a área e mesmo durante o detalhamento estrutural da Zona de Cisalhamento de Cubatão, que o afeta em sua borda norte.

Apresenta-se com forma grosseiramente alongada e / ou "amendoada", concordante à estruturação regional das zonas de cisalhamento transcorrentes. Embora estudado

por diversos autores, não se tem claro a quem se deve a sua denominação.

Seus afloramentos em geral ocorrem sob a forma de pequenos blocos e matações, que raramente excedem o diâmetro de 1 metro, ou então, como lajedos nas drenagens. No geral são bastante escassos os afloramentos, sempre muito localizados e sem continuidade lateral. Suas melhores exposições foram encontradas no perfil da estrada marginal à adutora Rio Claro que secciona a porção central do maciço, principalmente no segmento a sudeste de Taraçupeba. Geralmente encontram-se parcialmente alterados e quase sempre muito fraturados.

Quanto à sua relação de contato com as sequências do Complexo Embu a norte, e tipicamente tectônica, tendo como elemento balizador a ZCT de Cubatão, que lhe imprimiu uma pronunciada foliação milonítica na região de contato. Com as rochas granito-gnissicas-migmatíticas do embasamento (unidade PSec), justapostas a sul e sudeste, os contatos são tidos como predominantemente tectônicos, dada a presença de fortes lineamentos geológicos; foram, porém, encontradas evidências do caráter intrusivo

deste corpo na sequência gnáissico-migmatítica (xenólitos de augen-gnaíse em meio as exposições do granito).

Em todo o maciço predominam estruturas orientadas quer por fluxo magmático e / ou deformação tectônica, com feições cataclásticas e miloníticas, esta última ressaltada nas suas porções de borda, principalmente junto à ZCT de Cubatão.

Feições de natureza rúptil foram observadas em boa parte dos afloramentos, sendo comum o sistema com predominância da direção NE-SW, ou então NW-SE, como constatado no extremo sudeste do maciço, onde por vezes os contatos tectônicos (falhas) se dão segundo esta última direção (como apontado no mapa geológico da folha Mogi das Cruzes, por THEODOROVICZ *et al*, 1990).

Macroscopicamente são caracterizados como leucogranitos de cor cinza clara, geralmente equigranulares de granulação fina a média, podendo localmente apresentar fenocristais retangulares de feldspato potássico que raramente excedem 1 cm. Embora o maciço seja bastante homogêneo, via de regra nota-se um leve incremento na granulação no sentido das bordas para o

centro. É um típico granito a duas micas, que apresenta palhetas de muscovita bem desenvolvidas. Além desta feição diagnóstica, suas rochas, quando semi-alteradas, frequentemente exibem cores amareladas, distintas das demais unidades vizinhas.

Ao microscópio a rocha exhibe composição sienogranítica, foliação evidenciada por microleitos descontínuos ou lentes com microgranulação diferencial, gerando textura protomilonítica (SIBSON, 1977) em porções ou faixas com espessuras variáveis e irregularmente espaçadas, acompanhada de recristalização tanto dos grãos de quartzo quanto dos feldspatos.

Entre os principais constituintes minerais, o quartzo exhibe maior grau de microgranulação, frequentes texturas poligonais e extinção homogênea. O plagioclásio (oligoclásico) às vezes mostra-se zonado, xenomórfico, e atinge dimensões máximas de 4mm. O Microclínio, da mesma forma que o plagioclásio, apresenta bordas e porções internas microgranulares, sendo os minerais que atingem as maiores dimensões; perlititas ocorrem na forma de filmes e veios. A biotita, com pleocroísmo castanho avermelhado a castanho claro, apresenta dimensões reduzidas, concentrando-se nas faixas microgranuladas e localmente transformada para clorita e muscovita. A

muscovita ocorre em duas gerações: primária, constituindo as lamelas mais desenvolvidas e secundárias, como produto da transformação dos minerais originais. Não raro, as muscovitas encontram-se com planos de geminação encurvados, ou mesmo com Kink-bands.

Os acessórios estão representados por apatita, zircão, turmalinas e opacos.

4.4.4 - Granitóide Jardim Itacolomi (PSgJl)

Corresponde a um pequeno corpo aflorante entre o Granito Mauá e o Granito-gnaisselupeba, notadamente ao longo da estrada de Sapopemba, nas cercanias da cidade de Ribeirão Pires; possui direção aproximada de N60E-S60W, com largura de cerca de 1 km e extensão, na área, de 4 km. A designação deste corpo é informal, uma vez que não foi possível obterem-se amostras frescas ou pelo menos em condições mínimas de conservação para proceder-se a análise petrográfica. Suas exposições são sempre alteradas, com cores avermelhadas, onde se observa uma granulometria inequigranular fina a média, com feldspatos caolinizados ressaltando-se em meio a alteração da rocha. Se há foliação, esta é pouco desenvolvida, uma vez que se apresenta isótropo nos

afloramentos reconhecidos, sendo seus contatos paralelizados a foliação presente nos sillimanita-xistos da unidade PMesx. Distingue-se do Granito Mauá por não apresentar os megacristais tabulares característicos deste corpo bem como distingue-se do Granitognaiss lubepa por não ter sido verificada muscovita nem granada.

4.5 - PEGMATITOS (Psp)

Veios, bolsões e corpos de pegmatitos ocorrem de modo generalizado em toda a área de exposição das rochas metassedimentares do Complexo Embú. Distribuem-se com maior representatividade onde a sequência sofreu migmatização e fusão parcial e, principalmente, junto aos maciços granitóides.

Os pegmatitos próximos aos corpos granitóides geralmente são os de dimensões maiores e via de regra ocorrem como bolsões disformes, com ramificações de veios discordantes da estruturação regional. Algumas diferenças observadas em relação aqueles associados às metasupracrustais ficam por conta do seu material de alteração de cor acentuadamente branca, gerando caulins de boa qualidade. A composição desses pegmatitos, em essência, é quartzo-feldspática, seguindo-se a muscovita e a turmalina preta. A unidade

cartografada no mapa geológico anexo refere-se exclusivamente a estes pegmatitos, relacionados, em específico, ao Granitognaiss lubepa. Ocorrem como exposições de material de cor acentuadamente branca, bastante alterados, predominando caulim e com quartzo por vezes em proporções bastante subordinadas; possui uma tênue foliação.

Os pegmatitos mais diretamente associados às sequências metassedimentares, fora da zona de influência dos granitóides, ostentam jazimentos geralmente concordantes ao bandamento composicional dos metamorfitos, podendo ser tabulares, lenticularizados e quase sempre de pequena dimensão. Composicionalmente se diferenciam por conter uma razoável participação de muscovita na sua composição, às vezes em plaquetas bem desenvolvidas. Complementam a sua mineralogia o quartzo, feldspatos (provavelmente plagioclásios) caulinizados e proporções variadas de turmalina preta. Não são mapeáveis na presente escala.

O condicionamento dos pegmatitos exclusivamente aos terrenos dos metassedimentos do Complexo Embu e sua maior expressividade naquelas porções que demonstram grau de metamorfismo mais elevado, com fusão parcial, leva a suspeitar que em grande parte, principalmente aqueles fora

das zonas de influência dos granitóides, correspondam a pegmatitos de remobilização metamórfica.

4.6 - INTRUSIVAS BÁSICAS

A ocorrência de dique intrusivo básico na área é inexpressiva sendo possível observá-lo apenas como pequenos blocos de gabro constatado em uma única localidade (ponto C-83), próximo ao contato entre as unidades PMesx e PMesxg.

4.7- COBERTURAS TÉRCIO-QUATERNÁRIAS

4.7.1-Considerações gerais

Não sendo o objetivo principal deste trabalho, a cartografia das unidades não pertencentes ao Pré-Cambriano não foi realizada

em detalhe, resumindo-se sua discriminação a trabalhos de fotointerpretação com checagens expeditas realizadas quando do mapeamento das unidades anteriormente citadas. Deste modo não foram feitos estudos de ambiente de deposição nos terrenos relacionados a bacia sedimentar de São Paulo, sendo estes referenciados de modo genérico no mapa geológico como Tsp.

4.7.2-Coberturas quaternárias

Por sua vez, como coberturas quaternárias (Qha) foram distinguidos os amplos depósitos aluvionares que aparecem formando as várzeas atuais e os baixos terraços alçados poucos metros em relação ao nível de base atual. Ocupam grandes porções da área mapeada, destacando-se as planícies aluvionares dos rios Talaçupeba e principalmente do Tietê.

CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO EMBU E GRANITÓIDES INTRUSIVOS

5.1. - INTRODUÇÃO

Visando a caracterização microestrutural e o estabelecimento das relações entre formação mineral e deformação, foram analisadas cerca de 50 seções delgadas referente às metaprácristais do Complexo Embu, pertencentes a uma sequência pelítica e psamítica e mais raramente cálcio-silicática.

Os corpos graníticos intrusivos foram também estudados com intuito de se verificar as possíveis relações existentes entre a foliação/recristalização mineral destes corpos e a deformação e metamorfismo que afetaram os metassedimentos.

Contrastando com a discreta variação composicional dos metassedimentos, as relações entre deformação e crescimento mineral sugerem uma complexa história deformacional, culminando com a superposição de uma trama (termo aqui empregado em lugar de *fabric*, conforme recomendação da RBG)

S-C, desenvolvida sob regime de deformação não-coaxial, em condições dúcteis de cisalhamento simples.

A principal superfície metamórfica da área (Sn) já é responsável por importante lenticularização e obliteração das relações litoestratigráficas originais. Registros em lâmina apontam evidências de uma superfície anterior (Sn') preservada como dobras intrafoliais, sendo que ambas possuem a mesma paragénese mineral.

De uma maneira geral, esta foliação encontra-se desenvolvida em condições que compreendem tanto o grau baixo quanto os graus médio e alto (WINKLER, 1976) chegando a atingir condições de fusão parcial *in situ*. Esta disparidade metamórfica representa um importante dado sobre a história evolutiva das sequências do Complexo Embu, pois implica em considerável aloctonismo de suas unidades, com justaposição tectônica de determinados contatos, em algum ponto da evolução da foliação Sn.

O crescimento generalizado de porfiroblastos de muscovita sobre a trama S_n assinala a atuação de um incremento termal (episódio metamórfico M_2), aqui interpretado como originado por uma "pausa" na deformação e atuação predominante da temperatura.

A retomada da deformação é indicada pela sobreposição da trama milonítica S_m (metamorfismo M_3), responsável pelo surgimento de *mica-fishes* (LISTER & SNOKE, 1984) a partir dos porfiroblastos crescidos durante o episódio M_2 .

Como último registro metamórfico deformacional presente na área, desenvolveram-se clivagens de crenulação S_{n+1} e S_{n+2} discretas a zonas (GRAY, 1977) no fácies xisto verde baixo, zona da muscovita (epísódio M_4).

5.1.1- AS RELAÇÕES ENTRE FORMAÇÃO MINERAL E DEFORMAÇÃO

5.1.1.1 - O Episódio Sincinemático (M_1/S_n-S_n')

Este episódio é marcado pelo desenvolvimento de distintos ambientes metamórficos, mas

responsáveis pela geração de uma conspícua foliação S_n que recupera uma foliação anterior S_n' , preservada como microdobras intrafoliais ressaltadas seja pelas micas (ILUSTRAÇÃO 5.1.11) seja por fibrolitas (ILUSTRAÇÃO 5.1.2).

Grosso modo, verifica-se de norte para sul a ocorrência dos graus fraco, médio e alto (WINKLER, 1976) do metamorfismo, sendo que há uma transição incompleta (em termos de reações metamórficas) entre os dois primeiros.

No grau fraco são características as associações $QZ + MU + (GRBT)$ e $QZ + MU + BT + GR$, ocorrendo, respectivamente, nas unidades PM_{MEXO} e PM_{MEXG} ; o grau médio caracteriza-se pela paragéneses $QZ + BT + MU + Cl + FB$ ($GD + PG$), enquanto que o grau forte caracteriza-se pela expressiva presença de anatexia *in situ* e paragéneses de $FK + QZ + FB + BT$.

O GRAU FRACO

unidade PM_{MEXO}

Devido ao alto grau de intemperismo de suas rochas, pouquíssimos exemplares permitiram

ILUSTRAÇÃO 5.1.1 - Subarcóseo com trama Sn rellquiar, marcada pela orientação dimensiona-
nal dos agregados quartzo-feldspáticos (textura granoblástico-elongada),
das micas e da CN1. O QZ1 exibe contatos discretamente suturados,
mas sem evidências de deformações reticulares. Lâmina D92c (nicóis x).

ILUSTRAÇÃO 5.1.2 - Trama Sn marcada pelo alinhamento dimensional dos prismas de QZ1,
pelas palhetas de BT1 e da FB1. O dobramento intrafolial preservado
pela biotita fibrolitizada marca a presença de uma superfície em
fácies metamórfico similar aquela da Sn. A muscovita pós-cinemática
em relação a Sn (MU2) cresceu mimeticamente segundo Sn.
Lâmina C90 (nicóis x).

obter lâminas de qualidade satisfatória; apesar disto, pode-se distinguir a seguinte mineralogia:

QUARTZO (QZ1) - ocorre segundo agregados polioristalinos sem extinção ondulante e com forte alinhamento dimensional, seus contatos são discretamente suturados.

MUSCOVITA (MU1) - pequena palhetas (1mm em média) reoristalizadas segundo arcos poligonais paralelizados a foliação Sn, que ajuda a estruturar.

Restos prováveis de granada ocorrem na região de contato com a porção extremo NE do Granito Mauá e a associação BIO + GR começa a ser reconhecida próximo ao contato com a unidade PMesx.

unidade PMegx

MUSCOVITA (MU1) - finas palhetas (1mm) desenhando a foliação Sn na matriz ou preservada como palhetas submilimétricas (,1mm) internamente a granada.

BIOTITA (BT1) - palhetas de 1mm com pleocroísmo castanho-claro a castanho escuro na foliação Sn ou como massas ao longo dos planos de fatura da granada (biotita retrometamórfica)

QUARTZO (QZ1) - faixas milimétricas polioristalinas (tamanho médio de 2mm) do tipo ribbon B4 (BOULLIER & BOUCHER, 1978), paralelas a Sn; sem extinção ondulante e com contatos poligonais.

GRANADA (GD1) - porfiroblastos com 1-2mm, arredondados, cor castanho-claro, e em estágio inicial de limonitização (fina película de limonita ocorre nas bordas); pré-Sn, causa deflexão na mesma, com surgimento de SP assimétrica; inclusões de quartzo, turmalina e muscovita; restos de clorita ocorrem raramente; ao longo de planos de fratura ocorre com relativa frequência biotita anédrica (retrometamórfica).

TURMALINA (TU1) - prismas idióblásticos milimétricos, raramente poiquiloblástico, com inclusões de QZ1. (ILUSTRAÇÃO 5.1.4).

O GRAU MÉDIO

unidades PMesx, Pmee

QUARTZO (QZ1) - raramente preservado como prismas xenoblásticos, com extinção normal, sem evidências de deformações intracristalinas e com forte alinhamento dimen-

sional. Os contatos interoristalinos são retilíneos e discretamente suturados.

PLAGIOCLÁSIO (PG1) - albita- oligoclásio, discretamente geminado, xenoblástico, com forte alinhamento dimensional, entremeado nos mosaicos de QZ1 (ILUSTRAÇÃO 5.1.1).

BIOTITA (BT1) - marrom, em finas palhetas idióblásticas, submilimétricas, fortemente orientadas, total ou parcialmente transformadas em muscovita (MU1).

MUSCOVITA (MU1) - em sua maior parte proveniente da transformação da BT1 (substituição pseudomórfica por agregados feltrosos de mica branca - MB - é bastante comum).

CIANITA (CN1) - prismas idióblásticos (0,4-0,6mm) principalmente concordantes com a trama Sn; este mineral apresenta-se em proporções bastante discretas, razão pela qual não foi detectado (apesar da suspeita de sua ocorrência) no trabalho de caráter mais regional de COUTINHO (1972).

SILLIMANITA - especialmente na forma de feixes de fibrolita (FB1) dispostos paralelamente a Sn ou microonulada na Sn', raramente como prismas idióblásticos associados aos feixes (ILUSTRAÇÃO 5.1.2). Substituição

pseudomórfica por finos agregados (MB) são comuns, da mesma forma que a CN1 e a MU1.

GRANADA (GD) - em cristais xenoblásticos alongados segundo Sn (sincinemáticos) ou globulares, milimétricos, eventualmente poiquiloblásticos (pós -cinemáticos), com inclusões de QZ1. Quase sempre substituída pseudomorficamente por limonita.

A paragénese representativa deste grau é dada por: QZ1 + BT1 + MU1 + CN1 + FB + GD (PG1).

O GRAU FORTE

Aqui, dado o problema do intenso intemperismo que afetou os litótipos, as observações petrográficas restringem-se a um nº muito reduzido de lâminas, o que não permitiu um aprofundamento mais conclusivo sobre as condições metamórficas em que se deu o processo anatótico.

As relações de campo permitiram situar este processo relativamente as foliações Sn'e Sn. A primeira destas superfícies preserva-se como dobras intrafolias na segunda (tanto em estruturas macro e microscópicas; vide

ILUSTRAÇÃO 5.1.3 - Porfiroclasto de MU2 lenticularizada e fraturado (mica fish, MF). As finas faixas de CL no interior dos clastos revela que se trata da BT1 muscovitizada (MU2 // BT1). A trama Sm, constituída pelo par SxC é deflectada no MF. O ribbon de QZ3 do tipo B4 também é deflec-tado no obstáculo rígido. Na sombra de pressão (SP) o QZ3 recrista-liza estaticamente em um mosaico poligonal. Lâmina D 81 c (nicóis X).

ILUSTRAÇÃO 5.1.4 - Poikiloblasto de MU2 com inclusões de QZ1 e TU. A matriz da lâmina é composta em grande parte por opacos (produto de intemperismo) preservando-se, no entanto, tendência a deflexão da Sm em torno do clasto. O alinhamento das inclusões de QZ1 representam uma provável foliação Sn reliquiar. Lâmina G12 (nicóis X).

ILUSTRAÇÃO 5.1.2) em locais onde pequenas lentes de leucossoma gerados *in situ* ajudam a ressaltar o dobramento; como não se distinguem a presença de Sn' neste leucossoma dobrado, e como a foliação Sn é plano axial ao dobramento, o processo de anatexia pode ser estimado como pós Sn' e pré a sin Sn. Como tanto Sn' quanto Sn desenvolveram-se em condições de presença de sillimanita (fibrolita) é razoável supor-se que a anatexia deva ter ocorrido pelo avanço das condições T e P àquelas da 2ª isógrada da sillimanita (EVANS & GUIDOTTI, 1966 in: YARDLEY 1989). Ocorre porém que, em vários pontos da unidade PMem, a muscovita encontra-se em quantidades expressivas o que, a princípio, inviabiliza uma vinculação tão direta e simples do processo anatético as condições supostas acima. As poucas observações petrográficas, no entanto, permitiram indicar o caráter posterior da muscovita a foliação Sn. Este mineral desenvolve-se frequentemente como porfiroblastos poiquilíticos (inclusões de quartzo, fibrolita e biotita) desestruturados geometricamente em relação a Sn, como crescimento mimético a partir da biotita na matriz ou mesmo como simplectitos de mus-

covita + quartzo; existem muscovitas fora destas condições (contemporânea a formação da Sn) mas em número bastante subordinado.

5.1.1.2 - O Episódio Intercinemático M2

Na maior parte das amostras foi registrado um segundo evento metamórfico sob condições estáticas, representado especialmente pelo crescimento de muscovita MU2 e biotita muscovitizada BT2 (ILUSTRAÇÃO 5.1.3), além de cianita, estauroлита e sillimanita. Estes minerais desenvolvem-se sem controle estrutural sobre a foliação Sn, sendo afetados posteriormente pela imposição de outra superfície (Sm) relacionada a episódio metamórfico distinto; desta forma é possível estabelecer-se uma relação temporal entre tais episódios (episódio M2: pós-M1 e pré-M3 ou pós-Dn e pré-Dm).

MUSCOVITA (MU2) - ocorre principalmente como porfiroblastos idióblásticos com 1 a 10mm de comprimento com disposição planar (001) aleatória, crescidos discordantemente sobre a trama Sn, com desenvolvimento poiquiloblástico englobando raros cristais de

turmalina (TU) e pequenos (0.1mm) cristais de QZ1 os quais marcam a foliação Sn "fossilizada" (ILUSTRAÇÃO 5.1.4). Palhetas de BT1 podem também ser aprisionadas (ILUSTRAÇÃO 5.1.5). Ocorre também como palhetas alongadas, crescidas mimeticamente sobre Sn (ILUSTRAÇÃO 5.1.2). Outra forma relativamente comum de recristalização da MU2 é em agregados polionstalinós decussados, subcentimétricos a centimétricos, eventualmente com fantasmas dos aluminossilicatos preservados nas porções mais internas (ILUSTRAÇÃO 5.1.6). COUTINHO (1972) já apontava a ocorrência de porfiroblastos de muscovita nos metassedimentos de natureza pelítica a sul do granito Mauá, identificando duas gerações deste mineral, sendo que a segunda "cresceu em megacristais após ou durante os estágios finais de deformação" incluindo "quartzos e névoas de fibrolita".

ESTAUROLITA (ET2) - ocorre principalmente na forma de diminutos (0.1mm) prismas idioblásticos, crescidos aleatoriamente no interior das bandas e agregados fibrolíticos (ILUSTRAÇÃO 5.1.2), onde associa-se à CIANITA (CN2), igualmente crescida sem orientação preferencial. Ambas as fases (CN2

e ET2) são relativamente precoces em comparação ao desenvolvimento da MU2 podendo ser englobadas pelos poliquiloblastos (ILUSTRAÇÃO 5.1.6).

SILLIMANITA (FB2) - ocorre como feixes de prismas de fibrolita preservados sem arranjo estrutural no interior dos porfiroblastos de MUSCOVITA (MU2) (ILUSTRAÇÕES 5.1.6, 5.1.7); na matriz apresenta-se como inclusões em grãos de mica e quartzo, sendo que neste último passa de um cristal para outro sem deflexão das fibras nem dos contatos intergranulares (sendo, então, pelo menos posterior a recristalização deste mineral).

Esta mesma paragênese é já reconhecida por VIEIRA (1969) na região de Embu-Guaçu - Parelheiros, sendo interpretada como originada a partir da "ação de fluidos residuais da atividade magmática sobre xistos encaixantes" responsável pela geração de um corpo granítico presente naquela região (Granito de Colônia).

A paragênese representativa desse evento pós-cinematográfico pode ser representada por: ET2 + CN2 + MU2 + FB2 + BT2 + QZ2.

ILUSTRAÇÃO 5.1.5 - Porfiroblasto de MU2 crescido sobre BT1. A continuidade da foliação S_0 representada pelo alinhamento da BT1 sugere crescimento estático. Lâmina B64 c (nicóis X)

ILUSTRAÇÃO 5.1.6 - Agregado decussado de MU2, pós-cinmático relativamente a S_0 e pré-cinmático em relação ao desenvolvimento da foliação S_m . O clasto de CN1 a direita é uma relíquia do primeiro metamorfismo (M1). Os *ribbons* de QZ3 marcam L_x . Alguns blastos de MU2 apresentam relíquias de CN2 e FB2 mais precoces. Lâmina A 68 (nicóis X)

ILUSTRAÇÃO 5.1.7 - Porfiroblasto de MU2; a presença de FK em outras lâminas deste ponto, aliada à ocorrência de simplectito de MU+QG e QZ+PG aponta a reação retrógrada:

Lâmina B64c
(incóis x)

ILUSTRAÇÃO 5.1.8 - Destruição de clasto da MU2 no desenvolvimento da superfície Sm, com fraturamento e separação de novos clastos de menores dimensões. O quartzo recristaliza dinamicamente na superfície C sob a forma de *ribbons* de QZ3 ou estaticamente em agregados poligonizados na SP. Lâmina A17 (nicóis x), corte segundo plano XZ do elipsóide de deformação.

ILUSTRAÇÃO 5.1.9 - Porfiroclasto de GD2 pré Sm, causando forte deflexão dos planos S x C. As inclusões são de QZ1. Estágio avançado de transposição da superfície S, com paralelização total a superfície C, marcada pelo alinhamento das palhetas estiradas de BT3/ MU3 e pelos *ribbons* do tipo B4 de QZ2. Lâmina C25 (nicóis X), corte segundo plano XZ do elipsóide de deformação.

ILUSTRAÇÃO 5.1.10 - Porfiroclasto reliquiar de cianita do primeiro metamorfismo (CN1), parcialmente fragmentado pela imposição de Sm, com desenvolvimento de SP simétrica contornada pela foliação S x C dada por BT3/ MU3 e pelos *ribbons* de QZ3. Lâmina A68 (nicóis X).

ILUSTRAÇÃO 5.1.11 - Dobras de crenulação DN+1 desenvolvidas sobre a foliação principal (Sn) a muscovita e quartzo; notar a presença de dobra intrafolial re-dobrada na porção esquerda do desenho. Lâmina A78 (nicóis x).

ILUSTRAÇÃO 5.1.12 - Porfiroblasto de granada (GD1?) com maior dimensão paralelizada à foliação Sm; a muscovita (MU2) apresenta-se como *mica-fish* com clivagem paralela à Sm. Lâmina A27 (nicóis x), orientada segundo corte no plano XZ.

5.1.1.3 - O Episódio Sincinemático M3 (Sm)

Refletiu-se no desenvolvimento de uma foliação Sm, principalmente relacionada a Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC). Seu registro é o segundo incremento dinamotermal particularmente bem refletido nos pelitos através do anastomosamento das foliações S-C (ILUSTRAÇÕES 5.1.6, 5.1.8, 5.1.9, 5.1.10), pelo extensivo desenvolvimento de agregados policristalinos de quartzo (QZ3) principalmente na forma de *ribbons*, em sua maioria do tipo B4 de BOULLIER & BOUCHEZ (1978) (ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.8, 5.1.9, 5.1.10), bem como pelo fraturamento de outros porfiroblastos (ILUSTRAÇÕES 5.1.8 e 5.1.10). A presença de simplectitos de MU+QZ nas sombras de pressão penecontemporâneas a Sm (ILUSTRAÇÃO 5.1.7) é também feição relacionada a este episódio metamórfico. A granada (GD3) foi raramente observada em blastos alongados segundo Sm, indicando crescimento controlado nesse incremento deformacional (ILUSTRAÇÃO 5.1.12).

Desta forma, a paragénesis sincinemática representativa de episódio é dada por: BT3+QZ3+MU3GD3.

5.1.1.4 - O Episódio Sincinemático M4

O registro metamórfico/deformacional deste episódio acha-se refletido no desenvolvimento de olivagens de crenulação discreta a zonal (GRAY, 1977), chegando a recrystalizar muscovita (MU4) nas novas superfícies S_{n+1}/S_{n+2} (ILUSTRAÇÃO 5.1.11).

5.1.1.5 - O Episódio Pós-M4

A maior parte do desenvolvimento mineral desse episódio está ligado a um discreto retrometamorfismo, com degradação da mineralogia original e geração de finos agregados feltrosos de mica branca (MB) a partir das micas (ILUSTRAÇÃO 5.1.3) e aluminossilicatos originais, além de cloritização da BT. A paragénesis representativa é: MB + CL, do grau baixo.

VIEIRA (1989) cita este episódio como responsável, em sua área de estudo, pela "saussuritização dos plagioclásios e feldspatos nas rochas graníticas, pela sericitização da sillimanita e cloritização das biotitas nos xistos".

5.1.2 - CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES INTRUSIVOS NO COMPLEXO EMBU (titanita- allanita granitos gnaisses cálcio alcalino a : Rio Grande da Serra e Iupeba)

Os plutons aqui caracterizados representam um evento magmático de natureza cálcio-alcalina, sendo suas formas de exposição atuais, em corpos mais ou menos deformados e lenticularizados a alongados segundo a estruturação das metasupracrustais, sugestivos de sua colocação na forma de *sheets* controlados pelos cavalgamentos que balizam seus contatos. São sienos e monzogranitos, mais raramente granodioritos, de cores predominantemente cinzas. A biotita castanho-esverdeada é a principal varietal.

Caracterização mineralógica

QZ1- intersticial, anédrico, com discretas a moderadas evidências de deformações reticulares como extinção ondulatória, subgranulação e recuperação.

QZ2- em mosaicos poligonais em cristais de 0,02mm de diâmetro, eventualmente na forma de *ribbons* policristalinos.

FK1- é o microclínio, com geminação em *tartana* e *carlsbad*, provavelmente ortoclásio invertido. Os cristais são subédricos, raramente pertitzados, com frequentes inclusões de quartzo e plagioclásio. Em áreas localizadas há subgranulação periférica.

FK2- microclínio em agregados poligonais de granulação fina (0,02mm) mantendo os grãos originais do FK1. Comumente formando um mosaico com QZ2 e PG2 que ocorrem da mesma forma em mosaicos de subgrãos recuperados. Localmente com subgranulação de bordo.

PG1- oligoclásio, discretamente geminado, em áreas restritas com subgranulação de bordo.

PG2- albita-oligoclásio em agregados poligonizados (0,2mm) em associação com QZ2 e FK2.

BT1- castanho-esverdeada, em palhetas hipidiomórficas, milimétricas, eventualmente alterada para epidoto, titanita, com liberação de óxidos de ferro.

BT2- castanho, em prismas submilimétricos constituindo agregados isorientados, a partir da subgranulação da BT1.

A mineralogia acessória, como no caso dos demais granitos calcio-alcalinos da área, é cálcica, caracterizada por allanita e titanita (além da apatita, zircão e opacos).

As alterações mais frequentes incluem argilificação e sericitização dos feldspatos.

Caracterização microestrutural

As texturas originais são hipidiomórficas, predominantemente equigranulares a seriadas, grosseiras (entre 2 e 6 mm) e mais raramente porfíricas com discreta presença de fenocristais de FK1 de 10-15mm de comprimento.

No caso do Granito-gnaiss Rio Grande da Serra as deformações no estado sólido, apesar de registradas na maioria das seções, não são penetrativas e limitam-se à diminuição e recristalização de áreas restritas as quais, em geral, não atingem 10 % do volume total. Reflete, assim, o episódio ligado à deformação dúctil, não coaxial (cisalhamento simples) com geração de texturas protomiloníticas (SILVERSON, 1977), muito provavelmente relacionado

aos cavalgamentos entre os metassedimentos do Complexo Embu, a exemplo dos contatos mesmo do Granito-gnaiss Iupeba (cavalgamento tardi-Sn)

A discreta trama planar é caracterizada pela disposição orientada da biotita que constitui uma foliação moderada e descontínua. Nas fácies de bordo é possível constatar-se uma trama induzida por taxas muito elevadas de deformação caracterizando finos gnaisses bandados, com anastomosamento de foliações (milonitos SxC de BERTHÉ *et al.* 1979); a predominância de matriz fina, poligonal, imprime um aspecto gnáissico fino ou "xistoso" à rocha.

5.1.3 - OS INDICADORES METAMÓRFICOS

A ampla distribuição de fases aluminosas nos metapelitos permite, através do emprego das relações microscópicas, monitorar de forma preliminar as condições de P_{tot} , P_f , T durante os distintos episódios metamórficos. A interseção das curvas univariantes dos polimorfos aluminosos com as curvas de P , T , das principais reações que controlam a

reinstalação nos metapelitos, fornecem o principal parâmetro de avaliação das condições operantes. Essa peculiaridade permite obter uma estimativa geotermobarométrica, na ausência de tratamento mais sofisticado, apenas com emprego de microscopia.

5.1.3.1 - O metamorfismo aincinemático M1

I) sob condições moderadas de hidratação a água disponível pode servir de catalizador do processo da fusão parcial e a reação esquemática M1 poderia ser representada por: $BT1 + MU1 + QZ1 + H_2O \Rightarrow SL + \text{fundido}$ ou, na maioria das rochas com biotita $MU1 + BT1 + QZ1 + H_2O \Rightarrow SL + \text{fundido}$ (THOMPSON, 1982). Entretanto, em condições naturais, o rápido consumo da água disponível para possibilitar a geração dos fundidos, faz com que a reação prossiga através da quebra das micas, com liberação da água necessária e que pode ser assim expressa: $MU1 + QZ1 \Rightarrow FK + SL + \text{fundido}$. Esta sequência de reações pode originar migmatitos em condições pouco inferiores aquelas da 2ª isógrada (curvas 4 e 5, figura 5.1.1), estudos de TRACY

(1978) confirmaram que o a enriquecimento de SL + FK resulta desta sequência, ao invés da reação $MU + QZ \Rightarrow AL_2SiO_5 + FK + H_2O$ (curva 3). Como o aluminossilicato presente é a FB1, a $P_{\text{máx}}$ é 8.6 Kbar em $T_{\text{máx}}$ 730 C.

II) a ausência de ET e AND e a estabilidade da sillimanita (FB) em paragênese com a CN1 indicam, para o grau médio deste metamorfismo, equilíbrios a partir de $P_{\text{mín}}$ 7.2 Kbar e $T_{\text{mín}}$ 680 C.

III) a estabilidade da MU1 com a paragênese aluminosa no grau médio (p.ex. FB1 e CN1), indica $P_{\text{máx}}$ 8.6 Kbar e $T_{\text{máx}}$ 730 C; acima destas condições apenas a CN1 poderia coexistir em equilíbrio com a MU1.

5.1.3.2 - O metamorfismo intercinemático M2 : $ET2 + CN2 + MU2 + BT2 + FB2 + QZ2$

I) a estabilização do par ET2-CN2-FB2 implica em novo pico termal, sob condições gerais decrescentes de T ; como CN2-FB2 coexistem, as condições mínimas do metamorfismo podem ser inferidas em $P_{\text{mín}}$ 4.2 Kbar e $T_{\text{mín}}$ 630 C.

- ① Holdaway (1971)
- ② Chatterjee e Johannes (1974)
- ③ ④ ⑤ Thompson (1982)
- ⑥ Holdaway e Lee (1977)
- ⑦ Richardson (1968) ; Rao e Johannes (1979)

Possível campo de estabilidade da paragênese M1 no

- ▬▬▬ grau fraco
- ▨▨▨▨ grau médio
- ▧▧▧▧ grau alto
- ▩▩▩▩ Possível campo estabilidade da paragênese M2

FIGURA 5.1.1 – Gráfico das condições P x T envolvendo as principais paragêneses minerais associadas aos metamorfismos M1, M2 reconhecidos na área.
(gráfico extraído e modificado de Yardley, 1989)

b) o limite superior para esta associação mineral é marcado pela desestabilização da estauroлита em condições acima de P 7.2Kbar e T 680 C (curva 6, figura 5.1.1).

5.1.3.3 - O metamorfismo sincinemático

M3: MU3 + BT3 + QZ3 (GD)

i) a recristalização generalizada da biotita - BT3 (ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.6, 5.1.10) permite inferir T aproximadas entre 375 e 425 C (fig 5.1.1);

ii) a recristalização do QZ3 sob a forma de *ribbons* do tipo B4 permite igualmente estimar temperaturas mínimas de 350 C (BOULLIER & BOUCHER, 1978);

iii) a paragéneses estática, desenvolvida nas sombras de pressão (SP) por ser representada por MU3 e QZ3, não fornece informações adicionais;

iv) a presença de granadas deformadas (alongadas) segundo a foliação Sm indica uma etapa de recristalização das mesmas durante a geração desta superfície.

5.1.4 - OS INDICADORES CINEMÁTICOS

Os principais elementos microscópicos de aferição da trajetória metamórfica dos metasedimentos são dados pelo estabelecimento de relações temporais relativas entre as distintas paragéneses e as foliações microscopicamente registradas.

a) *Os porfiroclastos de mica (mica fishes, MF) e os milonitos S-C do tipo 2.*

Os porfiroclastos sigmoidais de MU2 E BT2 são os melhores referenciais microscópicos para o estabelecimento da sucessão metamórfico-deformacional. Não apenas em função da sua ubiquidade na presente área, como também pelo seu caráter intercinemático: fossilizam em seu interior a foliação Sn e são posteriormente deformados pelo episódio Sm. São produzidos por boudinamento e microfalhamento de blastos que permitem caracterizar - mesmo na ausência de outras evidências - o regime de deformação como não coaxial, em condições dúcteis (fluxo plástico).

São porfiroclastos assimétricos com a clivagem (001) inclinada contra o sentido de fluxo ou, mais frequentemente, paralelizada à

superfície principal de foliação. Neste tipo de milonito S-C, ao contrário dos milonitos S-C dos ortognaisses, a foliação S nem sempre é reconhecível, sendo a trama dominante uma foliação de cisalhamento C; a foliação S geralmente é reliquiar e representada pelo alinhamento das clivagem (001) dos MF. O caso mais comum é, no entanto, o porfiroclasto ocupar posições favoráveis relativamente ao fluxo, sendo sua direção forçada a ocupar uma posição no campo do achatamento, com o porfiroclasto ficando reorientado segundo C. Outra feição característica de milonitos S-C do tipo 2 também foi notada: geração de uma foliação oblíqua pela recristalização de quartzo e micas durante o processo de deformação progressiva (ILUSTRAÇÃO 5.1.3).

b) Outros porfiroclastos

Além dos MF, a presença de outros porfiroclastos reliquiais (ILUSTRAÇÕES 5.1.12 e 5.1.9), no âmbito da trama S-C, são também fundamentais para o entendimento do quadro geral. Não fosse a eventual preservação de reliquias de CN1 na forma de porfiroclastos com a foliação S-C sendo defletida

(ILUSTRAÇÃO 5.1.10) seria muito difícil estabelecer-se o caráter retrogressivo do novo incremento. A presença de porfiroclastos com sombras de pressão assimétricas (ILUSTRAÇÕES 5.1.9 e 5.1.12, p.ex.) também forneceram informações sobre o sentido de movimentação da ZCC a época da geração desta textura.

c) Ribbons de quartzo

A superfície milonítica (ILUSTRAÇÃO 5.1.3) pode ser considerada, a nível de uma seção delgada individual, como o plano de cisalhamento (XY), esse plano sendo marcado pela cristalização extensiva da paragénesse assinalada na mesma figura. O quartzo (QZ3), em especial, caracteriza essa fase. As ILUSTRAÇÕES 5.1.3, 5.1.8, 5.1.9, 5.1.10 mostram o desenvolvimento extensivo do plano C e lineações de estiramento (Lx). Ainda, segundo BOULLIER & BOUCHEZ (1978), os ribbons do tipo B4 como os assinalados, sugerem condições de cristalização sob temperaturas de rescentes (retrometamorfismo). Nunca, porém, sob temperaturas inferiores a 350°C.

*d) A assimetria das sombras de pressão (SP)
e o caráter não coaxial da deformação*

Não apenas as relações entre as foliações S-C nos MF fornecem referências importante sobre o caráter não coaxial do regime de fluxo plástico. A observação frequente de SP com recristalização assimétrica em relação ao plano de referência(C), tanto na MU (ILUSTRAÇÕES 5.1.3 e 5.1.8) quanto em outras fases como GD (ILUSTRAÇÃO 5.1.9) e, até, TU, foram de igual utilidade para a caracterização microscópica do regime deformacional.

CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1 - INTRODUÇÃO

A área aqui estudada insere-se totalmente na *Zona de Cisalhamento São Paulo* (HASUI e SADOWSKI, 1976), caracterizada por um feixe de falhas transcorrentes, com extensão de centenas de quilômetros e atitude subvertical, compondo uma série de descontinuidades subparalelas a oblíquas (anastomosantes), sendo frequentes a presença de espessas faixas de proto a ultramilonitos (HASUI & OLIVEIRA, 1984); a própria área de estudo aqui analisada encontra-se inserida em uma megafalha delimitada pelas "falhas" de Taxaquara e de Cubatão (ALMEIDA, 1953), responsáveis pela organização final dos terrenos pré-Cambrianos ai presentes.

Substitui-se aqui o termo "falha", associando há muito a estas feições, pelo termo *zona de cisalhamento*, por corresponder de modo mais correto as características encontradas em campo (amplas faixas de rochas proto a ultramiloníticas, anastomosantes e com frequentes taxas elevadas de strain).

Por afetar de modo mais direto os litótipos estudados, a Zona de Cisalhamento Transcorrente de Cubatão (ZCC) foi estudada com maior detalhe. Caracteriza-se tanto pela marcante foliação milonítica Sm e lineação de estiramento Lx, quanto pela presença de proto a ultramilonitos; a movimentação desta zona de transcorrência é complexa, tendo-se reconhecido padrões indicativos de movimentação dextral (aparentemente como movimentação predominante) bem como de movimentação sinistral (principalmente registrada em corpos graníticos bordejando esta estrutura).

A caracterização temporal destes padrões de movimentação (dextral e sinistral) é ainda incerta, visto que as únicas datações disponíveis caracterizam de modo razoável apenas a movimentação sinistral que atuou sobre o Granito-gnaiss Taiaçupeba, objeto destas datações e afetado pelo padrão citado. Por sua vez, a movimentação dextral reflete-se muito bem nos metassedimentos internos a ZCC e que, tanto pelas suas características de exposição quanto mineralógicas (p.ex,

quartzitos) não permitiram um estudo geocronológico do padrão dextral.

Há que se ter em conta, no entanto, que como o quartzo recristaliza-se muito facilmente, com rápida transformação de texturas pré-existent face a novas deformações, e como as principais feições discerníveis em campo apontam movimentação dextral, é lógico supor-se esta movimentação como constituindo o último incremento deformacional da transcorrência. Isto assumido, a relação temporal seria representada pela sobreposição de feições dextrais relativamente aquelas sinistras.

Apar da estruturação imposta pelas ZCC, que não se restringe apenas as faixas mais expressivas cartografadas (ver adiante), verificou-se a presença de uma proeminente foliação paralelizada a um bandamento composicional (S_n/S_n') muito bem marcada na sequência metassedimentar do Complexo Embu, bem como foliações S_{n+1} e S_{n+2} marcadas por clivagem de crenulação discreta a zonal (GRAY, 1977) e responsáveis por dobramentos reclinados e suaves, respectivamente. Grosso modo decompondo-se a estruturação imposta por esta duas últimas deformações, verificou-se uma tendência de baixos ângulos de mergul-

ho para a superfície S_n (dobramentos recumbentes). No quadro 6.1 está sintetizado o registro metamórfico-deformacional reconhecido na área.

Ocorrem ainda registros da tectônica mesozóica-cenozóica (HASUI *et al.*, 1978b), responsável pela configuração de falhas normais e juntas, registradas predominantemente como feições com direções NW, transversais a orientação NE dos litótipos e foliações.

6.2 - O REGISTRO DEFORMACIONAL

6.2.1 - FOLIAÇÕES S_n' e S_n

O principal registro metamórfico-deformacional reconhecido nas metasupracrustais do Complexo Embu caracteriza-se por uma foliação S_n penetrativa, paralelizada a um bandamento composicional bastante conspicuo. Suas atitudes variam segundo as direções N 45-60 E (direção média de N 50 E) com mergulhos superiores a 60 a sul do Granito Mauá e superiores a de 20 a N do mesmo. Estes mergulhos dão-se tanto para SE quanto NW, como reflexo de dobras

DEFORMAÇÃO	FOLIAÇÕES	METAMORFISMO	CARACTERÍSTICAS DEFORMACIONAIS
Dn'	Sn'	Sn (Sn') → Metamorfismo M ₁ - graus baixo e médio alto	<ul style="list-style-type: none"> Sistema de cavalgamento de baixo-médio ângulo de mergulho com desenvolvimento de bandamento composicional (Sn'), gerando-se posteriormente dobras isoclinais e recumbentes com foliação plano-axial Sn. Associam-se intenso estiramento, budinagem e lenticularização.
Dn	Sn	<ul style="list-style-type: none"> Paragênese: grau baixo QZ+MU; QZ+MU+GD+BT grau médio QZ+BT+MU+CI+FB⁺(GD+PG) 	
Dm	Sm	Metamorfismo M ₂ (estático) Pós-cinemático a M ₁ <ul style="list-style-type: none"> Paragênese: ET+CN₂+MU₂+BT₂+TU+QZ₂+⁺(GD) 	<ul style="list-style-type: none"> Sistema de transcorrência de alto ângulo, com desenvolvimento de ZCTs, intensa lenticularização, estiramento, budinagem, pares S-C ou em paralelismo, foliações miloníticas, e rotação dos litotipos.
		Sm → Metamorfismo M ₃ - grau baixo <ul style="list-style-type: none"> Paragênese: MU₃+BT₃+QZ₃+⁺GD 	
Dn+1	Sn + 1	Sn + 1 → Metamorfismo M ₄ - grau baixo	<ul style="list-style-type: none"> Dobramentos cilíndricos, suaves a abertos, com desenvolvimento de clivagens de crenulação Sn+1 e Sn+2 discreta a zonal.
Dn+2	Sn + 2	<ul style="list-style-type: none"> Paragênese: QZ+ MU. 	

Quadro 6.1 - Registro Deformacional-Metamórfico.

D_{n+1}/D_{n+2} que reorientam as estruturas anteriores.

Esta foliação S_n desenvolveu-se a partir de uma superfície anterior com características idênticas tanto do ponto de vista estrutural quanto metamórfico. Estruturalmente, a superfície anterior (designada como S_n') corresponde a uma foliação paralela a um bandamento metamórfico marcado pela alternância de níveis mais e menos quartzosos, de espessura na maior parte das vezes decimétrica; em termos metamórficos tal superfície possui registros desenvolvidos tanto no grau fraco quanto no grau médio (ver capítulo precedente). A foliação S_n apresenta estas mesmas características, sendo que THEODOROVICKZ *et al* (1990) descrevem afloramento nos arredores de Ferraz de Vasconcelos onde uma grande dobra intrafolial (FIGURA 5.0) apresenta de modo bastante claro a transposição de S_n' por S_n ; esta transposição está relacionada a geração de dobramentos recumbentes e cavalgamentos, com sentido de transporte indefinido nos primeiros devido a falta de estruturas que servissem como marcadoras da movimentação

(p.ex. estruturas indicativas de topo-base, assimetria de dobramento,...).

De acordo com o quadro metamórfico apresentado para os episódios M1-M2 (figura 5.1.1), torna-se bastante sugestivo que a evolução destas foliações deveu-se a processos que conduziram a um soerguimento relativamente rápido das sequências metassedimentares (o que explicaria uma curva fechada como a proposta), hipótese esta que encontra evidências de campo que a corroboram. Superfícies de cavalgamento com sentido de movimentação sul-norte (figura 6.1; contato PMesx x Granito-gnaiss lupeba) e dobramentos reclinados são estruturas relativamente frequentes na história evolutiva da S_n .

Outra feição intimamente associada é a extensiva boudinagem de níveis mais competentes, que no caso dos metassedimentos se reflete principalmente em níveis cálcio-silicatados que, ao sofrerem intenso estiramento, preservam-se como budins isolados, com tamanhos médios da ordem de 20-50 cm.

6.2.2 - A FOLIAÇÃO Sm DO CISA- LHAMENTO TRANSCORRENTE

A partir de trabalhos realizados por autores como SPRY (1969), HIGGINS (1971), SIBSON (1977), WHITE *et al.* (1980, 1982), WISE *et al.* (1984) e TAKAGI (1986), entre outros, foram elaboradas várias proposições para a classificação de rochas cataclásticas e miloníticas. As rochas que compõem a ZCC, com registros desde o campo rúptil até o dúctil, seguirão no presente trabalho a denominação proposta na classificação de SIBSON (1977).

A faixa individualizada no mapa geológico anexo corresponde a zona mais deformada e expressiva da transcorrência associada a Zona de Cisalhamento de Cubatão; procurou-se representar uma diminuição lateral da ocorrência dos milonitos a ela diretamente associados, sem se traduzir com isto a diminuição da influência da sua imposição sobre o conjunto de rochas pré-Cambrianas da área. A superfície milonítica Sm é melhor evidenciada nas faixas de deformação mais intensa, sendo caracterizada em campo pelas atitudes quase sempre verticais, pela lenticularização, boudinamento e estiramento bastante pronun-

ciados dos litótipos e pela presença de uma lineação de estiramento Lx bem assinalada. Tais feições são também bastante representativas em lâmina, com a presença comum de *ribbons* de quartzo, *mica-fishes* e pares de foliação do tipo SxC.

Apesar de se haver reconhecido, a nível microscópico, a transposição de Sn / Sn' pela foliação Sm em pontos relativamente distantes da zona de maior deformação, não foi possível traçarem-se os componentes menores (zonas de cisalhamento de menor ordem) desta estruturação; isto se deveu em maior grau a falta de exposições, tanto contínuas quanto preservadas, o que não se explica apenas pelo tipo litológico afetado (metassedimentos) mas, oremos, pela própria ordem menor destas zonas, o que implica em menor expressão superficial das mesmas.

Utiliza-se aqui o símbolo Sm (foliação milonítica) em detrimento ao símbolo So (superfície de cisalhamento; par SxC) por entendermos que aquele reflete de modo mais preciso a principal feição associada a geração desta foliação, já que o processo de cisalhamento encontra-se associado tanto ao surgimento das foliações Sn' e Sn quanto a Sm.

Figura 6.0. - Afloramento (ponto D-167) onde predomina um bandamento composicional $Sn // Sn'$ gerando localmente dobras intrafoliais, com foliação plano-axial (Sn), e ulteriormente, clivagem de crenulação discreta ($Sn+2$) (extraído e modificado de Theodorovicz *et al.*, 1990)

FIGURA 6.1 - Dobra Dn sin-cavalgamento, com sentido sul → norte marcado por pares SxC; notar a relação sub-ortogonal entre Bn e a lineação de estiramento Lx, ponto E97, unidade PMesx.

A foliação Sm apresenta-se com características bastante homogêneas ao longo da faixa, com direções médias da ordem de N45-50E e mergulhos verticais, associando-se a esta superfície uma conspícua lineação de estiramento horizontal a subhorizontal Lx (figura 6.2 e 6.3). As relações existentes entre a foliação, lineação de estiramento e marcadores do sentido de movimentação (ver adiante) permitem classificar a transcorrência como predominante do tipo rampa lateral dextral, ocorrendo no entanto, locais onde estas relações indicam movimentação compatível com rampas do tipo oblíquo a frontal, denotando assim empurrões localizados. Tais casos são responsáveis pela dispersão de algumas das lineações de estiramento presentes na figura 6.1.

6.2.2.1 - A Zona De Cisalhamento Transcorrente de Cubatão (ZCC) : generalidades

Esta importante zona de cisalhamento expõe-se na porção sudeste da área, segundo uma faixa com largura média da ordem de 2 km;

devido a sua importância no contexto estrutural da mesma foram realizados trabalhos ao longo desta estrutura na Folha Mogi das Cruzes (imediatamente a leste da Folha Mauá), onde se apresenta melhor exposta. THEODOROVICKZ *et al* (1990) apresentam mapa geológico da Folha Mogi onde cartografaram esta faixa, sendo aqui utilizada esta cartografia. Contudo, estudos mais específicos sobre seus padrões de movimentação, deformações presentes e feições associadas, encontram-se ainda em estágio muito preliminar e mesmo estimativas da sua continuidade longitudinal envolvem hipóteses diversas, que implicam tanto em ligação com o Lineamento Além-Paraíba quanto com o falhamento da Lencinha, no Paraná, compondo uma extensão provável superior a 900 Km.

SADOWSKI (1983), por exemplo, com base nestas estimativas, apresenta um valor médio de cerca de 120 Km de rejeito direcional para a ZCC, mas dada a falta de maior detalhamento das características da mesma, não descarta a hipótese de se tratar da somatória de pequenos deslocamentos individuais de um complexo de fraturas que compõem a estruturação regional desta zona de cisalhamento transcorrente. Cor-

roborando esta suspeita, verifica-se no mapa geológico da Folha Mogi (THEODOROVICKZ *et al*, *op. cit*) que a ZCC não é feição limitante às exposições do Complexo Embu, que aí ocorre tanto a norte quanto a sul desta faixa.

Internamente a ZCC observam-se, não raro, dobras intrafoliais com charneiras espessadas (dobras Dm-1, classe 2 de RAMSAY, 1967), bem como uma ondulação suave desta foliação (dobras Dm), tendo ambos os casos eixos paralelizados à lineação de estiramento (figuras 63 e 64).

A hierarquização dos dobramentos intrafoliais a ZCC no esquema estrutural reconhecido (foliações Sn', Sn, Sm) é incerto visto a impraticabilidade em se obter amostras para laminação, não sendo possível então verificar-se a relação foliação x metamorfismo das mesmas, assim, estes dobramentos tanto podem ser pré-transcorrência, com rotação dos mesmos pela movimentação da zona de cisalhamento, quanto dobras sin-transcorrência. Já os dobramentos suaves Dm parecem relacionar-se a uma evolução tardia da movimentação principal da ZCC, sendo a última forma de dobramento aí reconhecida.

6.2.2.2 - Os marcadores macro e microscópicos do sentido da transcorrência

O caráter predominantemente dextral associado a movimentação transcorrente da ZCC já é de longa data reportado na literatura (SADOWSKY 1974a,b; 1984; 1991; RIDEG, 1974; SILVA, 1981, entre outros). Na área foi possível a caracterização desta movimentação através de feições macro e microscópicas tais como pares SxC de cisalhamento e assimetria de sombras de pressão em porfiroclastos; resalta-se que as observações microscópicas foram sempre efetuadas em amostras orientadas e laminadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação. O mapa de elementos estruturais da faixa (anexo) procura esquematizar todas as informações obtidas ao longo da mesma.

A par do caráter dextral da ZCC ocorrem registros de movimentação sinistral preservados principalmente nos granitóides de idade brasileira afetados pela transcorrência. O Granito gnaiss Taiaçupeba é o que mais afetado se encontra, com ampla reoristalização de feldspato e frequentes *mica-fish* com notável caráter sinistral. O Granito Santa Catarina

- Lx Lineação de estiramento
 o Bm' Eixo de dobras suaves Dm'

FIGURA 6.2 - Estereograma para a foliação Sm ao longo da ZCC; preferencialmente ocorre maior concentração de polos segundo a direção N50E/90; a lineação de estiramento Lx ocorre mais concentrada em atitude S50W/20, sendo as suas dispersões resultado de variações locais (ver texto).

FIGURA 6.3 - Quartzitos da unidade PMeq dobrados segundo ondulação suave da foliação Sm; o eixo deste dobramento é paralelo a lineação de estiramento.

FIGURA 6.4 - Comportamento estrutural dos dobramentos suaves Dm nos quartzitos da unidade PMeq; o alto ângulo de mergulho da lineação de estiramento Lx é reflexo desta ondulação. Ponto CBI, folha Mogi das Cruzes.

(Folha Mogi da Cruzes) apresenta sugestão de movimentação sinistral devido a relação existente entre o vetor de deformação σ (obtido através da orientação do elipsóide XZ, segundo o método de FRY) e o traçado tanto da foliação quanto da zona de cisalhamento. Tal relação σ x orientação da ZCC volta a ocorrer no Granito gnaiss Taiaçupeba, confirmando a existência de um período de movimentação sinistral, com caráter aparentemente subordinado, ao longo da evolução da faixa.

O elipsóide de deformação (método de FRY)

Apesar da onipresente ocorrência de metasedimentos ao longo da ZCC, são inexistentes litótipos com seixos ou óólitos, por exemplo, que sirvam como marcadores para uma estimativa setorial tanto de deslocamento quanto da orientação do elipsóide de deformação para a ZCC. Deste modo, utilizou-se o método de FRY (explicado em detalhe por RAMSAY & HUBBERT, 1969) em amostras de quartzito e nos dois corpos granitóides citados anteriormente, por ser este o método de aplicação mais direta e rápida a disposição.

Esta análise foi realizada em cinco localidades distintas tanto em amostras de mão quanto em lâminas petrográficas. O desenvolvimento desta análise seguiu duas etapas: I) confecção manual e II) utilização de software específico (programa STRAIN) visando comparar-se possíveis discrepâncias. Estes dados assim obtidos acham-se representados no mapa estrutural em anexo.

Sendo esta análise realizada na maioria dos casos a partir de texturas observadas em lâminas petrográficas, procedeu-se inicialmente ao desenho de cada uma destas lâminas, utilizando-se para tal um microscópio Zeiss equipado com um sistema de lentes denominado de câmara clara, que permite um traçado preciso da textura; após tal procedimento marcaram-se os centros dos grãos e a partir daí procedeu-se a análise citada anteriormente.

As figuras 5.5 a 5.10 representam os dados gerados segundo o método supra-citado, sendo estes elipsóides, por sua vez, transportados para o mapa de elementos estruturais da ZCC, de modo a se ter uma visão espacial mais clara do que será discutida a seguir.

é facilmente observável que ao se analisar os elipsóides XZ obtidos no tratamento dos quartzitos (figuras 6.5, 6.6) o vetor α , paralelo a orientação do eixo Z destes elipsóides, orienta-se de modo subperpendicular a ZCC. Para os locais analisados, isto aponta uma importante atuação de mecanismos de cisalhamento puro no desenvolvimento das estruturas miloníticas aí presentes. SADOWSKY (1983, 1991) ressalta a presença de locais na ZCC onde "o eixo de encurtamento definido é subperpendicular ao plano de falha, nada impedindo que tenha tido outros regimes de movimentação" que não apenas a dextral (ver adiante).

A figura 6.7, quando analisada no mapa estrutural, permite de modo claro atribuir aí uma movimentação dextral ao longo do plano de cisalhamento, sendo este o único elipsóide de deformação com uma relação de tal clareza.

Já para os corpos graníticos (figuras 6.8 a 6.10) a situação presente é algo mais complexa. No caso do Granito gnáiss Taiapuêba (figura 6.8) o vetor α é subperpendicular com ligeira tendência a marcação de vetor de movimentação sinistral; esta movimentação encontra respaldo ao se analisar lâmina deste

corpo afetada pela ZCC, sendo frequentes *mica-fishes* sinistrais em muscovita (ver mapa). Sendo este corpo datado por VANDOROS & OLIVEIRA (1969) nas proximidades de Taiapuêba (internamente a ZCC), considera-se aqui que as idades obtidas (Rb-Sr 635 ± 45) refletem o período em que esta tectônica aí atuou.

O outro corpo analisado corresponde ao Granito Santa Catarina, cuja área de expressão localiza-se na porção extremo NE folha Mogi das Cruzes, sendo que somente seus limites a sul são afetados de modo mais direto pela ZCC. Para este corpo foram analisados os dois planos de deformação (XZ e YZ) pois como este apresenta fenocristais centimétricos de FK não houve a necessidade de uma análise a nível microscópico, o que por si só, faz com que esta torne-se mais trabalhosa e demorada. Deste modo o elipsóide XYZ observado permite verificar que novamente é sugerida uma movimentação sinistral para esta zona de cisalhamento, tendo em vista a relação vetor α x foliação/orientação da ZCC no ponto. Ao se compararem as razões entre os eixos dos elipsóides em cada uma das seções XZ analisadas, verifica-se que nos corpos

FIGURA 6.5 - Quartzito da unidade PMeq, ponto F26; notar a semelhança dos dados obtidos através do emprego de software (A) e por método "manual" (B). A atitude refere-se a orientação do plano da folha (plano XZ).

0 1mm

A

NTSE
65 SE

B

$X/Z = 1.78$

FIGURA 6.6 - Quartzito da unidade PMeq, ponto F14; notar o grau de variação da orientação do elipsóide obtido em A (computador) e B (manual); notar também a variação granulométrica entre este quartzito e o anterior. A atitude assinala a orientação do plano da folha (plano X/Z).

0 1mm

A

NBSW
31 NE

B

$X/Z = 2.12$

FIGURA 6.7 - Quartzito da unidade PMeq, ponto C 81, corte XZ. notar a similaridade dos elipsóides em (A) e (B); a orientação assinalada refere-se a posição do plano do papel (corte XZ) no espaço.

FIGURA 6.8 - Unidade PS 71 (Granito Taiacupeba), ponto D 71. Notar a variação da orientação dos elipsóides em (A) e (B); a atitude assinalada refere-se a posição espacial do plano da folha (plano XZ).

granitoides os elipsóides obtidos são algo mais alongados que aqueles dos quartzitos. Há diferentes possibilidades que explicariam tal comportamento: deformação em estágio sin-magmático (notadamente no Granito Santa Catarina), presença de micas nestes corpos; caráter extremamente dúctil do quartzo, que chega a apresentar mudanças bastante significativas em tramas preexistentes, quando submetido a mais de 40% de encurtamento (HOBBS, 1985).

As discrepâncias existentes entre as figuras elaboradas manualmente e através do software foram muito poucas, ficando em vantagem esta última não só pelo menor volume de trabalho a ser realizado mas também pela velocidade de obtenção do elipsóide e pela melhor definição do mesmo.

A orientação cristalográfica do quartzo

A análise do padrão da trama de eixos C do quartzo pode conter importantes informações sobre a simetria da deformação, da orientação dos campos de extensão e contração, bem como informações acerca dos sistemas de deslizamento operantes, do mesmo modo, a

relação angular entre o padrão da trama e as folgações da deformação finita (foliação e lineação) podem trazer informações sobre o sentido do cisalhamento. Este padrão de orientação pode, onde nenhum ou poucos e inconclusivos marcadores de deformação estão presentes, ser usado de modo amplo para estimar a simetria do strain associado a deformação plástica (LAW, 1990).

Neste aspecto destacam-se os trabalhos de LISTER (1981), LISTER & PATERSON (1979), LISTER & HOBBS (1980), LISTER *et. al.* (1978) entre outros, em que são analisados o comportamento de quartzitos experimentalmente deformados segundo incrementos conhecidos de deformação coaxial ou não, favorecendo-se ativações de diferentes combinações de sistemas de deslizamento intracristalino.

Os dados aqui apresentados são tentativamente comparados a resultados destes trabalhos, tendo-se em mente que apesar de não ter sido possível reconhecerem-se os principais sistemas de deslizamento atuantes (o que implica na utilização de goniômetro de textura e microscópio eletrônico), *“muitos dos principais tipos de fabric observados em rochas experimentalmente deformadas também ocor-*

rem naquelas presentes na natureza" (LAW, op.cit.).

O fabric cristalográfico dos quartzitos da unidade PMeq

Dispondo-se de vários afloramentos de quartzito ao longo da ZCC, associados frequentemente a frentes de lavras de grande porte, pode-se proceder a coleta de amostras orientadas e representativas de domínios tidos como homogêneos, já que as feições deformacionais são sempre relacionadas a cisalhamentos de caráter dúctil transcorrente com alta taxa de strain e orientações similares ao longo dos trechos observados. Estas amostragens não foram efetuadas em porções do afloramento onde se verificassem dobramentos intrafoliais, dobras estas com eixos e planos axiais paralelizados a lineação de estiramento e foliação milonítica, respectivamente; tais dobramentos podem ter sido gerados tanto pela imposição da própria transcorrência (causados, por exemplo, por heterogeneidades geométricas e/ou de resistência interna a zona de cisalhamento) quanto por deformações anteriores (dobras

Dn?), tendo sido rotacionadas até o paralelo com as estruturas da transcorrência.

Resalta-se que as lâminas utilizadas para a análise da orientação do eixo C também foram utilizadas para a obtenção do elipsóide de deformação no ponto.

A figura 6.6 (setor SW da ZCC), apesar de indicar vetor σ_1 subperpendicular a orientação da faixa, possui uma guirlanda correspondente (figura 6.11) com clara assimetria, indicativa de movimentação sinistral.

A figura 6.5 também apresenta vetor σ_1 com orientação subperpendicular a ZCC, sendo isto refletido na guirlanda obtida (figura 6.12). Verifica-se uma notável simetria da trama interna, com respeito aos eixos da deformação finita (foliação e lineação de estiramento). Guirlandas deste tipo são, na literatura, relacionadas a sistemas com importante atuação de mecanismos de cisalhamento puro, podendo também ser interpretados como indicando padrões de strain axial (LAW, 1990), sendo que o plano de simetria contém o vetor de deformação σ_1 . Em comparação com dados de PRICE (1985) pode-se correlacioná-las a guirlandas obtidas pelo mesmo ao estudar quartzitos naturalmente deformados dentro de

FIGURA 6.11 - Estereograma de polos de eixo C para quartzitos do ponto F14, plano XZ; a assimetria da trama indica clara movimentação sinistral.

FIGURA 6.12 - Estereograma para os quartzitos do ponto F26; a simetria da trama em relação a Sm e Lx indica padrão de strain axial atuando neste ponto (ver texto).

condições de deformação plana (*plane strain*); já em LISTER & HOBBS (1980) esta guirlanda pode ser comparada aquela obtida em quartzitos do tipo B, também deformados segundo deformação plana.

O elipsóide de deformação obtido para o ponto C81 (figura 6.7) aponta uma orientação N75W/0 para o vetor σ_1 , o que em relação a orientação tanto da foliação quanto da própria ZCC no local indica uma movimentação francamente dextral para a zona de cisalhamento neste ponto; o estereograma obtido com os polos de eixo C sugere uma guirlanda intermediária entre aquela do tipo I (LISTER, 1977) e guirlandas de grande círculo simétricas ao eixo Z do elipsóide. A primeira corresponde a uma distribuição de pólos tal que estes acham-se com duas maiores concentrações dispostas segundo pequenos círculos simétricos ao centro do estereograma, podendo inclusive ligarem-se através deste mesmo centro (figura 6.13). Dada a orientação do plano XZ do elipsóide de deformação, ao diâmetro NS do estereograma corresponde a atitude N75W/90, sendo que o norte do mesmo aponta então para NW; levando-se em conta a orientação obtida para o vetor σ_1 pelo método

de FRY, verifica-se que este vetor localizar-se-ia na posição zero (0° N) do estereograma, que corresponde a um dos planos de simetria possíveis de serem traçados para a figura obtida. Deste modo, confirma-se aquela orientação do vetor obtido, reforçando-se a interpretação de uma movimentação dextral para a ZCC. Comparando-se este resultado com dados obtidos por PRICE (op. cit.), verifica-se a perfeita correlação com guirlandas obtidas pelo mesmo em quartzitos submetidos a condições de strain do campo do achatamento geral (*general flattening field*).

Na figura 6.14 (Granito-gnaiss Taiaçupeba) o plano S'm marcado é aquele visível no corte XZ da amostra, sendo a disposição da trama interna simétrica em relação a esta superfície. Segundo o elipsóide de deformação obtido pelo método de FRY, o vetor σ_1 localizar-se-ia a N50W; transportando-se esta orientação para a guirlanda, verifica-se que este vetor localizar-se-ia na posição N (0°), sendo o plano de simetria a foliação Sm. Ocorre porém que o melhor plano de simetria é a superfície Sm que admite o vetor σ_1 na posição N 20 E da mesma; este valor, corrigido para as orientações do mapa e transportado para o

mesmo, localizaria este vetor na posição N 30 W indicando, assim, movimentação sinistral. cremos que este último valor reflete melhor o que ocorre nesta porção, haja visto tanto os *mica-fishes* sinistrais quanto a própria sugestão desta movimentação pelo método de FRY.

Método de FRY e eixo C de quartzo: comparação de resultados

A tabela 6.1 esquematiza os dados obtidos pela análise das guirlandas e pelo método de FRY.

A análise das orientações do eixo C em quartzitos, pela tabela, apresenta respostas mais acuradas, em termos de possíveis mecanismos de deformação, que o método de FRY. Isto é mais ou menos lógico uma vez que a orientação cristalográfica do quartzo é influenciada por fatores como padrão de deformação ou quadro cinemático presente, magnitude e simetria da deformação finita e a combinação de determinados sistemas de deslizamento cristalográfico atuantes durante a deformação, estes fatores conduzindo a uma variedade de tipos de trama para as guirlandas.

A orientação do tensor α a partir das guirlandas é, em muitos casos, bastante incerta e aí o método de FRY é de grande auxílio, desde que tenha sido realizado a nível da própria lâmina examinada, para evitar ainda mais imprecisões.

Os marcadores microscópicos do sentido da transcorrência

Variações no sentido das guirlandas de eixo C de quartzo tem sido, em vários casos, registradas no interior de zonas de cisalhamento subordinadas, lançando assim dúvidas sobre a aplicação universal da assimetria da trama como indicador do sentido de cisalhamento (LAW, 1990); deste modo todo e qualquer estudo de assimetria de trama deve ser usado em conjunto com indicadores microestruturais do sentido do cisalhamento.

O mapa estrutural em anexo procura assinalar as estruturas microscópicas que mais esclarecem o que se discute no texto, sendo que no capítulo 5 podem ser encontradas vários outros exemplos de marcadores assimétricos para o sentido da movimentação principal da ZCC.

FIGURA 6.13 - Estereograma de polos de eixo C para quartzitos do ponto C81, plano XZ.

FIGURA 6.14 - Estereograma de eixos C de quartzo para o Granito Taiapuaba. Novamente aqui, verifica-se a simetria proeminente em relação ao plano Sm' .

6.2.3 - FOLIAÇÕES S_{n+1} e S_{n+2}

Estas superfícies acham-se bem caracterizadas nos metassedimentos micáceos do Complexo Embu, principalmente na unidade PMesx.

Tratam-se de estruturas desenvolvidas em variados estágios, ocorrendo ora como clivagem de crenulação discreta a zonal (GRAY, 1977) ou mesmo como superfície principal no afloramento (zonas de charneira dos dobramentos D_{n+1}). Como clivagem de crenulação discreta possui limites bem marcados que truncam a trama pré-crenulada, envolvendo recristalização de minerais concordantemente com sua orientação; quando ocorre como clivagem de crenulação zonal corresponde a uma zona mais ou menos difusa coincidente com flancos de minidobras, por vezes de limites arbitrários.

De modo geral seu metamorfismo se dá em condições de grau fraco, na zona da muscovita, provocando retrometamorfismo M4 em todas as litologias mapeadas. O dobramento D_{n+1} ocorre como dobras fechadas, classe 1C (RAMSAY, 1967, ver perfil geológico) com caimento do eixo tanto para NE quanto SW,

segundo valores médios da ordem de 30-35° e planos axiais inclinados para SE (mergulho médio de 70°), caracterizando dobras reclinadas. Relacionam-se a este dobramento, por exemplo, aqueles desenhados em mapa pelos litótipos presentes entre os Granitogneisses Iupeba e Rio Grande da Serra; a nível regional correlacionam-se estes dobramentos aqueles da fase F3 de FERNANDES (1991). O estereograma apresentando na figura 6.15 procura representar este dobramento, bem como a reorganização dos seus elementos pela superposição do dobramento tardio D_{n+2} .

O dobramento D_{n+2} é responsável pelo desenvolvimento de dobras suaves, classe 1A-1B (RAMSAY, op.cit) e com eixos horizontalizados, tendo uma foliação S_{n+2} dada por superfície de clivagem de crenulação em mesmas condições metamórficas que aquela S_{n+1} . Apresenta-se via de regra com mergulhos variáveis (distribuição em leque) e direção paralela a estruturação regional (N50-60E); por vezes só se faz notar pela virgação do plano axial das dobras D_{n+1} (fig. 6.16). Sua reorganização das estruturas anteriores pode ser verificada no estereogramas das figuras 6.15 a 6.17.

Interessante observar que os dobramentos D_{n+1} e D_{n+2} orientam-se subperpendicularmente ao tensor σ_1 descrito anteriormente (ver mapa anexo da ZCC), refletindo dobramentos gerados por mecanismo de flambagem, influenciado pelo tensor citado; sendo as características estruturais (foliações dadas por clivagem de crenulação) e metamórficas (grau baixo) destes dobramentos bastante similares e sendo os mesmos ligados ao mesmo tensor, uma origem provavelmente progressiva entre D_{n+1} - D_{n+2} é aventada.

FIGURA 6.15 - Interferência Dn+2 sobre Dn+1 em biotita-quartzitos da unidade PMegx.

FIGURA 6.16 - Dobramento Dn+2 impresso em diferentes unidades do Complexo Embu.

FIGURA 6.17 – Distribuição dos eixos B_{n+1} e B_{n+2} na área estudada ;
notar a dispersão provocada pelo dobramento D_{n+2} .

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES

- O Complexo Embu, aqui considerado como correlacionável ao Complexo Paraíba do Sul (EBERT, 1968), possui na área registros de uma complexa evolução tectono-metamórfica iniciada provavelmente no Proterozóico Médio, estendendo-se até o Proterozóico Superior.

- A correlação traçada entre estes dois Complexos baseia-se principalmente na continuidade física entre suas exposições, na semelhança de seus litótipos, bem como na similaridade tectono-metamórfica reconhecida por diversos pesquisadores em suas mais diversas porções. Ressalta-se que esta correlação é proposição lançada no 2.º Simpósio de Geologia do Sudeste (1991), após discussões realizadas em sessão específica sobre o tema.

- Atribui-se a provável idade proterozóica média para o Complexo Embu tendo-se em conta dados publicados por BABINSKI (1988) e FERNANDES (1991), referentes a datações em litótipos considerados como seu provável embasamento (Complexo Rio

Capivari, FERNANDES, op.cit). Dada a falta, no Complexo Embu, de litótipos mais suscetíveis a uma melhor caracterização geocronológica, bem como levando-se em conta o caráter alóctone do contato entre os seus metassedimentos e os litótipos do Complexo Rio Capivari, esta idade é aqui considerada provável, podendo corresponder a uma idade mínima para o Complexo Embu.

- As exposições de metasupracrustais reconhecidas como Complexo Embu correspondem a uma sequência metamorfizada nos graus baixo e médio (predominante), não raro atingindo fusão parcial *in situ*, e com onipresente bandamento decimétrico em suas exposições. A associação frequente de metapelitos, metapelito-psamitos e meta-psamitos segundo o bandamento citado (que pela sua ordem de espessura corresponderia a provável bandamento sedimentar original), a ausência de termos metassedimentares de granulometria maior (p.ex., metaconglomerados) e a presença de rochas cálcio-silicatadas, permitem con-

siderar estes metassedimentos como correspondendo a uma sequência de turbiditos distais (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978) em que as feições primárias outras que não o bandamento foram mascaradas pelos diferentes eventos metamórficos e estruturais atuantes na área.

- Por serem a principal sequência reconhecida, os turbiditos foram discernidos em relação a predominância de determinados litótipos sobre outros (p.ex.: unidade PMesx, dos sillimanita-muscovita-biotita-xistos), pelo maior grau metamórfico (unidade PMem, dos sillimanita-muscovita-biotita gnaisses quartzosos finos, localmente migmatizados) ou mesmo pela brusca variação de fácies metamórfica, em relação as demais unidades (unidade PMexa, essencialmente composta por filitos).

- Uma intensa granitogênese de idade proterozóica superior foi responsável pelo surgimento de vários corpos graníticos na região, intrusivos nos metassedimentos; correspondem sempre a corpos alongados, paralelamente a estruturação nordeste das metasupracrustais, preservando em maior ou menor grau uma foliação metamórfica ou de fluxo primário. Através do estudo preliminar

da tipologia do zircão foram reconhecidas uma linhagem cálcio-alcálica e outra crustal. Na primeira incluem-se os Granito-gnaisses Iupeba e Rio Grande da Serra (mais antigos) e o Granito Mauá, o principal corpo granítico reconhecido; classificam-se, respectivamente, como cálcio-alcálicos de média, baixa e alta profundidade. Como granito da série crustal (intrusivo não no Complexo Embu, mas sim no Complexo Costeiro) reconheceu-se o Granito-gnaiss Taiaçupeba, também enfeixado como mais antigo, junto aos corpos gnaissificados citados anteriormente. Em caráter preliminar, dada a falta de exposições, identificou-se um pequeno corpo granítico localizado entre o Granito Mauá e o Granito-gnaiss Iupeba, designado informalmente como Granitóide Jardim Itacolomi.

- A evolução metamórfica dos metassedimentos aluminosos é complexa, com o registro de 4 eventos distintos: o episódio M1 foi responsável pelo surgimento das foliações S_n' e S_n (esta sendo a principal foliação presente na área), evoluída descontinuamente desde o grau fraco até o grau médio (zona da sillimanita), com geração de fusões parciais in situ; a este episódio seguiu-se o evento M2, puramente termal,

representando uma atenuação das condições operantes durante o episódio anterior, ressalta-se este metamorfismo M2 pela geração de conspícuos porfiroblastos de muscovita, bem como pelo crescimento de sillimanita, cianita e estauroлита; o episódio M3 reflete-se de modo bastante claro pela geração da foliação Sm (relacionada a Zona de Cisalhamento de Cubatão, ZCC), com desenvolvimento retrometamórfico no grau baixo, zona da muscovita (granada); finalmente, o episódio M4 foi responsável pelo surgimento das últimas foliações reconhecidas (S_{n+1} e S_{n+2}), ainda com caráter retrometamórfico, no grau baixo, zona da muscovita.

- A estruturação ora presente na área é reflexo de uma evolução marcada por dois pulsos distintos: o primeiro destes foi responsável pelo surgimento das foliações $S_{n'}$ e S_n , ambas paralelas a bandamento composicional decimétrico, com intenso estiramento dos litótipos e evolução metamórfica dentro das condições desde o grau baixo até o grau médio a alto. São reconhecidos cavalgamentos sub-horizontais de sentido sul-norte e dobras intrafoliais recumbentes geradas neste pulso, tendo estas dobras vergência não esclarecida; a

idade deste pulso é desconhecida face a inexistência de marcadores confiáveis para tal caracterização. O segundo pulso é responsável pelo aparecimento das foliações S_m , S_{n+1} e S_{n+2} , a primeira ligada a faixas de cisalhamento e a Zona de Cisalhamento de Cubatão e as últimas a planos-axiais de crenulações ligadas a dobras reversas (D_{n+1}), ou, subordinadamente, a dobras normais (D_{n+2}), correspondendo estas ao último rearranjo das estruturas frente ao tensor σ , presente a época (ver Ítens seguintes). A idade deste pulso é certamente ligada ao Ciclo Brasileiro, face as datações de corpos graníticos afetados pela ZCC, que apontam idades compatíveis a tal ciclo.

- A caracterização estrutural da Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC) apontou regimes tanto de movimentação dextral quanto sinistral, ao se cruzarem informações de campo e de análises estruturais específicas (guirlandas de eixo C de quartzo e método de FRY, realizadas em amostras orientadas). Predominam, em campo, evidências de movimentação tipicamente dextrais (pares S_xC , por exemplo), enquanto que os métodos de análise indireta, bem como evidências petrográficas, apontam os

dois tipos de movimentação. A orientação obtida para o vetor σ_1 é predominantemente subperpendicular a orientação da ZCC, sugerindo influência de mecanismos de cisalhamento puro, mas os métodos de análise microestrutural do eixo C do quartzo, mais sensíveis, indicam que os mecanismos de cisalhamento simples são predominantes.

-Ao se considerar uma possível cronologia para o arranjo das movimentações da ZCC, verifica-se que enquanto faltam meios - até o momento - para se estabelecer uma idade para a movimentação dextral, a movimentação sinistral é razoavelmente delimitada pelas datações existentes para o Granito-gnaiss Taiaçupeba, haja visto: I) estas datações foram realizadas em pontos internos a ZCC; II) foram utilizadas datações minerais (em micas) e; III) ser este corpo o representante mais conspícuo desta

movimentação. Assim, pode-se fixar uma idade em torno de 635 m.a para a atuação do binário sinistral e uma idade mais jovem para aquele dextral, uma vez que se encontra melhor registrada em campo e mesmo em guirlandas de quartzo (mineral de características altamente dúcteis, resguardando, então, os registros da última deformação a que foi submetido).

- O tensor σ_1 reconhecido foi responsável também pelo desenvolvimento dos dobramentos D_{n+1} e D_{n+2} . Tal relação é sugerida pelos seguintes fatos: i) as orientações das charneiras destes dobramentos são subparalelas a orientação da ZCC, posição esta subperpendicular ao eixo de encurtamento; ii) as foliações S_{n+1} e S_{n+2} desenvolveram-se em metamorfismo de grau baixo (zona da muscovita), pouco abaixo daquele da foliação S_m (grau baixo, zona da muscovita (granada))

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADDAS, W.; BATOLLA JÚNIOR, F. Projeto Grande São Paulo, DNPM/CPRM, 1971. 1v. 49p, il., mapas.

ALGARTE, J.P.; DAITX, E.C.; CUNHA, H.C. S.; YAMAMOTO, K.; CAVALCANTE, J.C.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (Relatório Final). São Paulo, DNPM/CPRM, 1974, mapas esc. 1:250.000

ALMEIDA, F.F.M. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. Bol. Paulista de Geografia. São Paulo, 15: 3-17. 1953

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The Upper Precambrian of South America. Boletim IG, São Paulo, IGUSP, 7(1), p. 5-80, 1976.

ALVES, F.R. Contribuição à geologia da região de Salesópolis-Guararema, S.P. (Dissertação de Mestrado). São Paulo, IGUSP, 136p., 1975.

BABINSKI, M. Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, SP. São Paulo, IPEN (Tese de Mestrado), 101 pg., 1988.

BATOLLA JR., F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. O pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Oeste-Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, nov. 1981. Atas...Curitiba, SBG, 1981 v.1, p. 94-108, il.

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. geol.* v.1, n.1, p.31-42, 1979.

BETTENCOURT, J.S.; FULFARO, V.J.; GIRARDI, V.A.V.; PETRI, S. Geologia da folha de Capão Bonito, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971: Anais...São Paulo, SBG, v.1., p.97, 1971.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui (VII. Algumas

estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capirú). *Arq. Biol. Tecnol.*, Curitiba, 11(10).197-205, 1956, il.

BIGARELLA, J.J. & SALAMMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui (VIII-A Formação Votuverava). *Bol. Inst. Hist. Nat.*, Curitiba, Geologia-2, p.1-6, 1958a

BIGARELLA, J.J. & SALAMMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, 29, p.3-19, 1958b, il.

BLUMFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, v.10, n.4, p.361-372, 1988.

BOULLIER, A.M & BOUCHEZ, S.L. Le quartz en ruban dans les mylonites. *Bull. Soc. Geol. France*, v.20, n.3, p. 253-262, 1978.

BRANDALISE, L.A. et al. Projeto Vale do Paraíba do Sul-Rel. final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 441 p., 1976.

BRANNER, J.C. *Geologia elementar*. Coleção Mossoroense, Escola Superior de Agricultura

de Mossoró, 1906, v.LI; 3.^a edição comemorativa do ano X da ESAM, reedição 1977.

BRANNER, J.C. Geologic map of Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (29). 1918.

BRASIL/IBGE. *Geografia do Brasil - Região Sudeste*. Rio de Janeiro, 1977. 5 v., v.3, il.

BRASIL/RADAM Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória; geologia, Rio de Janeiro, p. 27-294, 1983.

BROGNIART, A. Rapport sur une memoire de M. Alcide d' Orbigny intitulé : Considerations generales sur la geologie de l' Amerique Meridionale. In: D' ORBIGNY, A. D. Voyage dans l' Amerique Meridionale executé pendant les années 1826, 1827... et 1833. Paris, Chez pitois-Levrault; Strasbourg, Chez V. Levrault, 1842/1847. 9t. em 3 v., 1842.

CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. 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, v.1, p.61-78.

CAMPOSNETO, M.C.; BERGMANN, M.; SIGA JR., O. FIGUEIREDO, M.C.H. *Geologia da folha Pilar do Sul*, 1:25.000. Relatório Final, v.1, Convênio IGUSP-PRÓMINÉRIO, 96 p., 1990

CARNEIRO, C.D.R. *Geologia da quadricula de São José dos Campos, SP*. (Dissertação de Mestrado) São Paulo, IGUSP, 106p.1977.

CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: Relatório Geológico Final, Folha de Santos-Parcial; SF-23-Y-D*, v-II, DNPM/CPRM, 234p. 1974, mapa escala 1:250.000

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário Paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG, 1983. 1v., p.253-266, il.

CORDANI, U.G.; GIRARDI, V.A.V.; GOMES, C.B.; LELLIS, H.S.; MELCHER, G.C.; MELFI, A.J. Geologia da folha de Eldorado. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1., p. 103-104, 1971.

COUTINHO, J.M.V. *Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores*. Bol. IG, São Paulo, 1972. IGUSP, 3(1): 5-99.

DERBY, O.A. The Age of Brazilian Gneiss Series: Discovery of Eozoon. *Am. Journ. Sc.*, v.CXIX, n.324-325, 1880.

EBERT, H. Relatório de atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Divisão de Geologia e Minas, ano 1954, p. 79-89, DNPM, Rio de Janeiro, 1955.

EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40, p.215-229, 1968.

ELLERT, R. Contribuição à geologia do pré-Cambriano na região de São Bernardo do Campo, SP. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v.10, p.49-56, 1961.

EMPLASA Programa de Cartas Geológicas da Região Metropolitana de São Paulo; Folha Mauá, 1:50.000, 1986.

ESCHWEGE, W.L. Idées générales sur la constitution géologique du Brésil. *Ann. des mines*, Paris, 2: 238-240, 1817.

FERNANDES, A. J. *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. (Dissertação de Mestrado), São Paulo, IGUSP, 120 p., 1991.

FLORENCE, G. & PACHECO, J. *Carta Geológica do Estado de São Paulo, Brazil*. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica, 1929; mapa esc. 1:2.000.000.

FOETTERLE, F. Die Geologie von Süd-Amerika. *Mitteilungen aus Justus Perthes Geographischer Anstalt*, Gotha (5): 187-192, 1855.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A., TOSSATO, P. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). Brasília, DNPM, 240p. 1979.

FREITAS, R.O. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas

antigas do Litoral norte do Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geol.*, 1, 176p, 1976.

GOMES, C. de B.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U.G.; FULFARO, V.J.; MELFI, A.J.; PETRI, S. Geologia da folha de Itararé, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p.93, 1975.

GRAY, D.R. Morphologic classification of crenulation cleavages. *Journ. Geol.*, 85:229-235, 1977.

HASUI, Y. *Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul*. Tese de livre Docência. Geologia Geral, IGUSP, 190p, 1973.

HASUI, Y. Geologia da folha São Roque. *Boletim IGUSP*, (6):157-183, 1975a.

HASUI, Y. *Evolução polifásica do Precambriano a oeste de São Paulo*. *Boletim IGUSP*, (6):95-108, 1975b.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. Evolução geológica do Precambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6, p. 182-200, 1976.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira, Setor Central. In: *O Pré-Cambriano do Brasil*. HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (eds), São Paulo, 1984. Edgard Blucher, p. 308-344.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C. F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G. As grandes Falhas do Leste Paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG, v.1, 1977, p. 367-380.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C. F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S.; SANTOS, M.C.S.R. *Geologia da Região Administrativa 3 (vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (litoral), do Estado de São Paulo*. IPT, 1978a. Relatório nº 1106, 78p., mapa esc. 1:200.000.

HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. Sobre as Bacias Tefrogênicas do Sudeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978b. *Anais...* Recife, SBG, 1978b, v.1, p. 382-392.

HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. O embasamento pré-

Cambriano e Eo-paleozóico de São Paulo. In: São Paulo. SICCT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Esc. 1:500.000, São Paulo, 1981, 2v.

HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. *A parte central da região de Dobramentos Sudeste e o Maciço de Guaxupé*. In: texto explicativo do mapa geológico do Brasil, esc. 1:2.500.000 (SCHOBENHAUS *et al.*, coords). DNPM, Brasília, 1984, p.307-330.

HIGGINS, M.W. *Cataclastic rocks*. Geological Survey Professional Paper 667, Washington, 97p. 1971.

HOBBS, B.E. - The geological significance of micro fabric analysis In: WENK, H.R. (ed). *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an Introduction to modern texture analysis* Academic Press, p. 463-484.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. *An outline of structural geology*. Wiley, New York, 671p., illus., 1976.

KNECHT, T. & LIMA, P. *Carta geológica do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000*. Instituto Geográfico e Geológico, 1947.

KNIFE, R.J. & RUTTER, E.H. *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. Geological Society Special Publication n. 54, 535 p, illus., 1990.

LAMEGO, A.R. Theoria do protogneis: uma interpretação petrogenética do Archeano. Bol. Serv. Geol. Mineral. n. 86, 73p, 1937.

LAW, R.D. Crystallographic fabrics; a selective review of their applications to research in structural geology. In: *Deformation mechanisms, rheology and tectonics* (KNIFE, R.J. & RUTHER, E.H., eds.) Geological Society Special Publications n. 54, 335-352, 1990.

LISTER, G.S. Discussion: Crossed-girdle C-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain in progressive simple shear. *Tectonophysics* 39, 51-54, 1977.

LISTER, G.S. The effect of the basal-prism mechanism switch on the fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journ. Struct. Geol.*, 3 (1), 67-75, 1981.

LISTER, G.S. & PATERSON, M.S. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *Journ. Struct. Geol.* 1, 99-115, 1979.

LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journ. Struct. Geol.* 2 (3), 355-370, 1980.

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, v.6, n.6, p. 617-638, 1984.

LISTER, G.S.; PATERSON, M.S.; HOBBS, B.E. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics* 45, 107-158, 1978.

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. (eds.) - *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Bol. Paran. Geoci., Curitiba, n. 23-24, p.43-103, 1967.

MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Rev. Bras. Geoci.*, São Paulo, 3(2), 97-123, 1973.

MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U.
Reconhecimento fotogeológico de parte do
Grupo Açungui. *Bragantia*, Campinas 24(34):
447-474, 1965.

MORAES RÊGO, L.F. *As formações
cenozóicas de São Paulo*. Anuário da Esc.
Politécnica de São Paulo. 1933.

MORAES RÊGO, L.F. *A geologia do Estado
de São Paulo*. São Paulo, DER, 1937, 1938,
1941. 3(2): 351-381; 3(1): 538-556; 4(1): 66-77;
(2): 197-215; 6(18): 25-47; (19): 155-174; 7(1).

MORGENTHAU, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO,
G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMMOND, J.B.V. *Projeto
Sudelpa. Relatório final de geologia*. São
Paulo, SEPLAN/SUDELPA/CPRM, v.1, 1975.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. Turbidites of the
northern Apennines: introduction to facies
analysis. *Intern. Geol. Rev.* 20, 2: 125-167, 1978.

OLIVEIRA, E.P. *Geologia do Estado do
Paraná*. Bol. Mn. Agric. Ind. Com., Rio de
Janeiro, 5(1): 77-143, 1916.

OLIVEIRA, E.P. *Geologia e recursos minerais
do Estado do Paraná*. Serv. Geol. Mineral.
Brasil, Rio de Janeiro, Monogr. VI, 172p. 1927.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H.
Geologia do Brasil, 2ª ed.; Serv. Inform. Agric.;
Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro,
capítulos III, IV e V, p.52-108. 1943.

PETRI, S. & SUGUIO, K. *Sobre os metas-
sedimentos do Grupo Açungui do extremo sul
do Estado de São Paulo*. Secret. Serv. Obras
Públ.-Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. São Paulo. São
Paulo, Convênio USP/DAEE, 98 p., 1969.

PISSIS, A. Considerations générales sur les
terrains du Brésil. *B. Soc. Géol. France*, Paris,
13: 282-290, 1842.

PRICE, G.P. Preferred orientations in
quartzites In: *Preferred orientation in deformed
metals and rocks: an introduction to modern
texture analysis* (WENK, H. R. ed.) Academic
Press, 385-405, 1985.

PUPIN, J.P. Zircon and granite petrology.
Contrib. Mineral. Petrol. 73: 207-220, 1980.

RAMSAY, J.P. & HUBBERT, M.I. *The techni-
ques of modern structural geology*, v.1: strain

analysis. Academic Press, London, 307 p., illus., 1983.

RIDEG, P. *Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil*. These PhD, State University of New York, Binghamton, 145 pg., 1974.

ROSSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, nº 222, 40 p. 1965.

SADOWSKI, G. R. Tectônica do Complexo Migmatítico da Serra de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre; *Resumo das Comunicações*, Bol. nº 1, p. 557-561. 1974a.

SADOWSKI, G. R. *Tectônica da Serra de Cubatão, São Paulo*, São Paulo, IGUSP, 150 p. (Tese de Doutorado). 1974b.

SADOWSKI, G. R. *Sobre a geologia estrutural de Cinturões de Cisalhamento Transcorrente*. Tese livre Docência IGUSP, São Paulo 108 p. 1983.

SADOWSKI, G. R. Estado da arte do tema: Geologia estrutural de grandes falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1767-1793, 1984.

SADOWSKI, G. R. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro, Bol. IGUSP, Sér. Cient., 22, p. 15-28, 1991.

SADOWSKI, G. R. & MOTIDOME, M. J. O Complexo Piaçaguerano no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. 1985. *Atas...* São Paulo, SBG, v.1, p. 147-158. 1985.

SÃO PAULO, SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Esc. 1:1.000.000, São Paulo, 1981. 2v.

SÃO PAULO, INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO. Geologia do Estado de São Paulo - Mapa Geológico - Esc. 1:1.000.000. Bol. Inst. Geog. Geol. 41, 263p., 1963. (Mapa Geológico editado em 1963).

SÃO PAULO, INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO. Geologia do Estado de São

Paulo - Mapa Geológico - Esc. 1:1.000.000.
1974.

SCHOBENHAUS, C. (coord). Carta
Geológica do Brasil, 1:2.500.000. Brasília.
DNPM. 1981.

SIBSON, H.R. Fault rocks and fault
mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, v.133 (1-3),
p 191-213, 1977.

SILVA, M.E *Análise estrutural das faixas
ectiniticas associadas ao falhamento de
Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro
Barros - Estado de São Paulo* (Dissertação de
Mestrado) São Paulo, IGUSP, 118p, 1981.

SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI,
D.K., PINHO FILHO, W.D. *Projeto Santos-
Iguape, Relatório Final - Geologia*; Convênio
DNPM/CPRM, v.1, 640p. mapa esc. 1:250.000.
1977.

SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY,
A.M., BATOLLA JR., F. *Projeto Integração e
Detalhe Geológico no Vale do Ribeira.
Relatório Final*. São Paulo, DNPM/CPRM, 1981,
v.1/5.

SPRY, A. *Metamorphic textures*. Oxford: Per-
gamon, 1969, 350p.

STRAIN - a coleção of strain-analysis pro-
gram, version 06.06.1990 - copyright W.
UNZOG, Austria

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its
proper name. *Earth Sci. Review*, v.12, p.1-33,
1976.

TAKAGI, H. Implications of mylonitic
microstructures for the geotectonic evolution
on the Median Tectonic Line, Central Japan. *J.
Struct. Geol.*, v.8, n.1, p.3-14, 1986.

TASSINARI, C.C.G. *As idades das rochas e
eventos metamórficos da porção sudeste do
Estado de São Paulo e sua evolução crustal*.
São Paulo, IGUSP, 1988, 236p. (Tese
Dotouramento).

TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C.;
VIDAL, P. Idades e Natureza da crosta continen-
tal primitiva da região leste do estado de São
Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd,
Sr e Pb. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO
SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de
Resumos, SBG - RJ/SP, P.103-104.

THEODOROVICZ, A., YAMATO, A.A., TAKAHASHI, A.T., VASCONCELOS, C.S., SANTAREM, P.C., SILVA, V.A. *Projeto Santa-Isabel/Mogi das Cruzes / Mauá (Relatório Final)* São Paulo, CPRM-SCTDE, 1990, mapas esc. 1:50.000.

THOMPSON, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O - undersaturated granitic liquids. *Am. Jour. Sci.* 262 1567-1595 350p. 1982.

TRACY, R.J. High grade metamorphism reaction and partial melting in pelitic schists, west-central Massachusetts. *American Journal of Science* 278 p 150-510, 1978.

TRACY, R.J. & ROBSON, P. A cordierite migmatite type in pelitic rocks of Central Massachusetts. In: M.P. ATHERTON & C.D. GRIBBLE (eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Nantwich, p. 163-173 1983.

VANDOROS, P., OLIVEIRA, M.A.F. Geologia e Petrologia da Região de Talaçupeba e Arredores, São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro, 41(2):181-194, jun. 1969, II.

VEIRA, S.R.S.S. *Estudo litto-estrutural da região de Embu-guaçu - Parelheiros, São Paulo* (Dissertação de Mestrado), São Paulo, IGUSP, 122 p., 1989.

WASHBURNE, C.W. *Petroleum Geology of the State São Paulo - Brasil* (with a geological map of the State of São Paulo, 1:2.000.000). *B. Comm. Geogr. Geol.*, 22, 282p. 1930.

WENK, H.R. *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Academic Press, 610 p; ilu.; 1985.

WHITE, S.H.; BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2:175-187, 1980.

WHITE, S.H.; EVANS, D.J.; ZHONG, D.L. Fault rocks of the Moine Thrust Zone: microstructures and textures of selected mylonites. *Tex. and Microst.*, 5:33-61, 1982.

WINKLER, H.G.F. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer Verlag, New York, 237p, 1976.

WISE, D.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.,
GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.;
ADOM, A.L.; SCHAMEL, S. Fault-related rocks:
suggestions for terminology. *Geology*, v.12,
p.391-394, 1984.

YARDLEY, B.W.D. *An Introduction to
metamorphic Petrology* Longman Scientific &
Technical. London, 248 p., 1989.

X = N10W/60
Y = N80E/10
Z = S10E/30
X:Y:Z
3,4:1,55:1,0

- Coberturas terció-quaternárias
- Quartzitos (PMeq)
- Granito Taiaçupeba
- Granito Santa Catarina
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- foliação milonítica com mergulho indicado
- lineação de estiramento mineral

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1990
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
NO CENTRO DA FOLHA MOJÍ
DAS CRUZES

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER - 7 ANUALMENTE

SITUAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA ZONA CISCALHAMENTO DE CUBATÃO FOLHAS MOGI DAS CRUZES E MAUÁ (PARCIAL)

MAPA DE AFLORAMENTOS DESCRITOS
FOLHA MAUÁ, SF 23-Y-D-IV-I,
PORÇÃO SUDESTE

- afloramento descrito,
- com lâmina petrográfica
- com análise dos minerais pesados
- com lâmina e análise da tipologia do zircão

ESCALA 1:50.000

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

MESOZOICO	Qha	Coberturas colúvio aluvionares e baixos terraços
	Tsp	Depósitos fluviais de águas rasas predominantemente pelíticos
TERCIÁRIO QUATERNÁRIO		
Diques básicos relacionados ao evento Sul Atlântico		

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1990
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA MAUÁ

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER -7° ANUALMENTE

	DOMÍNIO EMBU	ZONA DE TRANSIÇÃO	DOMÍNIO COSTEIRO
PROTEROZOICO SUPERIOR	PSYi - Granitoide Jardim Itacolomi PSYm - Granito Mauá PSp - Pegmatitos hololeucocráticos a muscovita e turmalina PSYrs PSYi - Granitos-gnaisses Rio Grande da Serra (rs) e Ipuê (i)		PSYi - Granito gnaiss Taiaçupeba PSCc - Complexo Costeiro
	PMexo - sericita-filitas, quartz-filitas PMexg - granada-biotita-muscovita xistos PMexa - sillimanita-biotita quartzitos, sillimanita-biotita xistos PMexb - sillimanita-muscovita-biotita xistos predominantes PMem - sillimanita-muscovita-biotita gnaisses localmente migmatizados	PMexa PMeq - ortogranitos miloníticos predominantes sillimanita-biotita xistos predominantes (Complexo Embu) e biotita-gnaisses (Complexo Costeiro?), ambos milonizados	

CONVENÇÕES ESTRUTURAIS

- Contato definido
- Contato transicional ou gradacional
- Contato aproximado
- Falha definida
- Falha ou fratura provável
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Diabásio
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral, os limites da zona de cisalhamento são aproximados
- Contato por empurrão
- Isógrada da muscovita
- Antiforma Dn+1 com mergulho de eixo
- Sinforma Dn+1 com mergulho de eixo

- Foliação principal S_n, em metassedimentos, com direção e mergulho indicados (a) e direção indicada com mergulho vertical (b)
- Foliação S_{n+1}, em metassedimentos, com direção e mergulho indicados (a) e direção indicada com mergulho vertical (b)
- Foliação S₁, predominantemente em gnaisses, com direção e mergulho indicados (a) e mergulho vertical (b)
- Foliação S_m com direção e mergulho indicados (a) e direção indicada e mergulho vertical (b)
- Eixo Bn+1 com mergulho indicado
- Lineação mineral
- Lineação de estiramento mineral
- Eixo Bn+2 com mergulho indicado

MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA MAUÁ (SF.23-Y-D-IV-1), PORÇÃO SE
1992

Geologia: Paulo Santorem