UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL

Claudio Riccomini

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005477

O RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL

Claudio Riccomini

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. S. Petri	
Examinadores:	Dr. B. B. de B. Neves	
	Dr. A. M. Coimbra	
	Dr. Y. Hattori	
	Dr. C. Amaral	

São Paulo
1989

A Helena
e
Bruninho

E R R A T A

<u>página</u>	<u>parágrafo</u>	<u>linha</u>	<u>onde se lê:</u>	<u>leia-se:</u>
RESUMO	3	8	tremembé	Tremembé
11	5.4.7.2	-	Pindaminhangaba	Pindamonhangaba
iv	ANEXO C	-	dos seixos	dos seixos e matacões
4	4	2	argilo-minerais	argilominerais
6	5	4	geogronológicas	geocronológicas
7	1	7	propociaram	propiciaram
12	5	1	em 5 amostras	em 15 amostras
14	2	1	anexo A	anexo F
23	1	5	avandonadas	abandonadas
24	4	2	Bacia de Guanabara	Baía da Guanabara
40	2	1	estratos cruzados tabulares	estratos tabulares
48	5	3	São Paulo defronte à	São Paulo (defronte à
54	3	5	bem arredondado	bem arredondados
82	4	1	Grupo de clorita	Grupo da clorita
84	3	3	diocckita	dickita
89	Fig. 53	1	caulinita hexagonal	caulinita pseudohexa gonal
100	2	2	c, g e h	c, g e k
100	2	8	local h	local k
102	2	3	dificulda	dificulta
102	5	3	paleogênicos	paleocênicos
105	4	3	anexo A	anexo F
115	5	3	São Paulo e Tremem bé	São Paulo e Taubaté
119	5.2	1	ESTRUTURAS EM DIFE RENTES	ESTRUTURAS DE DIFEREN TES
126	6	1	ENE	NNE
126	8	3	deztral	sinistral
144	Fig. 83	5	local RE-08	local RE-18
150	1	3	seixos e matacões	seixos e matacões
167	2	6	concorância	concordância
174	1	3	superfície. contan do-se	superfície, contando- -se
182	2	2	depositados	depositado
193	3	9	inrercalações	intercalações
204	1	2	evidencou-se	evidenciou-se
223	3	3	da porção	na porção
225	2	3	ilustrado	ilustrados
<u>ANEXOS</u>				
B	B20	-	<u>trocar pela página anexa a esta errata</u>	
F	LEGENDA	12	(locais TB-20 e TB- 24)	(locais TB-19, 20 e 21)

.B20
 .RE-16
 .13
 .normalis
 .A
 .TD

.B21
 .RE-17 (Morro da
 Inocência)
 .18
 .componente reversa
 .A
 .TS

Alguns fatos podem ser explicados de várias maneiras, mesmo quando, na verdade, existe apenas uma explicação correta.

*Lucretius**

**Sunt aliquot quoque res quarum unam dicere causam/non satis est, verum plura, unde una tamen sit (Lucretius, de rerum natura, 6: 703-704).*

RESUMO

O Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), de idade cenozóica, é uma feição alongada e deprimida, desenvolvida entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ), numa extensão de pelo menos 800 km. Segue grosseiramente a linha de costa atual, da qual dista em média cerca de 70 km, alcançando o Atlântico na sua terminação nordeste.

O segmento mais contínuo desse *rift*, entre as cidades de São Paulo (SP) e Volta Redonda (RJ), com cerca de 350 km de comprimento, foi objeto de estudo no presente trabalho, no tocante aos seus aspectos de tectônica e sedimentação. Com base principalmente na análise microestrutural e na análise de fácies sedimentares, amparadas em dados mineralógicos, palinológicos, geocronológicos e geomorfológicos, entre outros, pôde ser estabelecida, de forma tentativa, a seguinte seqüência de eventos para a área estudada:

a) Paleógeno (Eoceno-Oligoceno): formação da depressão original (*hemi-graben*), contínua na porção analisada, como resultado do campo de esforços extensionais de direção NNW-SSE imposto pelo basculamento termomecânico na Bacia de Santos; preenchimento vulcano-sedimentar sintectônico (Grupo Taubaté), compreendendo um sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados (Formação Resende), basal e lateral na bacia, um sistema *playa-lake* (Formação Tremembé), e um sistema fluvial meandrante (Formação São Paulo); eclosão de derrames de basanita a sudeste de Volta Redonda (Basanita Casa de Pedra), associados ao sistema fanglomerático; condições climáticas inicialmente semi-áridas, durante a sedimentação das formações Resende e Tremembé, passando para úmidas durante a deposição da Formação São Paulo;

b) Neógeno (Mioceno ?): transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e localmente compressão NE-SW; geração de soleiras (Arujá, Queluz, entre outras) relacionadas à transpressão, ou bacias tipo *pull-apart* (sistema fluvial entrelaçado da Formação Itaguaquecetuba), associadas à transtrução ou relaxamento final dos esforços dessa fase; separação das drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul pela Soleira de Arujá, com mudança

do nível de base e erosão na porção central da Bacia de Taubaté;

c) Plioceno (?) a Pleistoceno Inferior: implantação de novo sistema fluvial meandrante (Formação Pindamonhangaba), na área da Bacia de Taubaté, em condições provavelmente quentes e úmidas;

d) Pleistoceno Superior: inicialmente fase de estabilidade tectônica com a deposição de sedimentos colúvio-aluviais, frutos do remodelamento do relevo em função das variações climáticas; ao final, nova fase transcorrente E-W, agora dextral, com compressão NW-SE e geração de novas soleiras; definição da distribuição atual dos sedimentos nas bacias, ou embaciamentos, num arranjo *lany-Z*;

e) Holoceno: nova extensão NW(WNW)-SE(ESE), afetando depósitos de baixos terraços ligados à evolução da rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul;

f) Atual: campo de tensões indicando compressão, sugestivo de nova mudança no regime de esforços.

A alternância entre transcorrência sinistral e dextral e, conseqüentemente, de esforços trativos para compreensivos, respectivamente, estaria relacionada provavelmente ao balanço entre as taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana. A deriva desta última para oeste, em relação às estruturas antigas do RCSB, proporcionaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excedesse a de subducção e transcorrência sinistral no caso oposto.

O quadro tectono-sedimentar estabelecido apresenta implicações para a geologia econômica e de engenharia da área de estudo, sendo apresentadas breves considerações a esse respeito ao final do trabalho.

ABSTRACT

The Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB), of Cenozoic age, is an elongate, narrow trough more than 800 km long, between the cities of Curitiba (Paraná State) and Niterói (Rio de Janeiro State). It roughly parallels the present-day coastline, reaching the Atlantic Ocean in the northeast.

The segment of the rift located between the cities of São Paulo (S. Paulo State) and Volta Redonda (Rio de Janeiro State) was the object of tectonic and sedimentary analysis. As a result of microstructural analysis, and the study of sedimentary facies, supported by mineralogical, palynological, geochronological, geomorphological and other data, it was possible to reconstruct the Tertiary-Quaternary tectonic and sedimentary history of the study area as follows:

a) Palaeogene (Eocene-Oligocene): formation of the original depression (half-graben), continuous over the entire study area, as a result of NNW-SSE extension related to thermomechanical tilting of the adjoining offshore Santos Basin; syntectonic volcanism and sedimentation (Taubaté Group) with a basal and marginal alluvial fan/fluvial braided system (Resende Formation), a playa-lake system (Tremembé Formation), and an upper fluvial meandering system (São Paulo Formation); basanite lava flows, southeast of Volta Redonda (Casa de Pedra Basanite), associated with the Resende Formation; paleoclimatic conditions initially semi-arid during the deposition of the Resende and Tremembé Formations, gradually becoming humid during the sedimentation of the São Paulo Formation;

b) Neogene (Miocene ?): left-lateral E-W transcurrence, with NW-SE extension and local NE-SW compression; generation of structural highs (Arujá, Queluz and others) related to transpression, and pull-apart basins (fluvial braided system of the Itaguaquecetuba Formation) associated with transtension or final relaxation of the stress of this phase; separation of Tietê and Paraíba do Sul drainage systems by the Arujá Structural High, with changes in base level and consequent erosion in the west-central part of the Taubaté Basin;

c) Pliocene (7) - Early Pleistocene: installation of a new fluvial meandering system (Pindamonhangaba Formation) in the Taubaté Basin, probably under warm and humid paleoclimatic conditions;

d) Late Pleistocene: initially tectonic stability with the deposition of colluvium and alluvium related to morphogenetic evolution as a function of climatic changes; at the end of epoch renewed E-W transcurrent phase, now right-lateral, with NW-SE compression; generation of new structural highs; surface distribution of sedimentary deposits in a lazy-Z pattern;

e) Holocene: extensional NW(WNW)-SE(ESE) regime affecting low terrace deposits related to the evolution of the Paraíba do Sul drainage system;

f) Present-day: compressive stress-field, suggestive of a new change in the stress regime.

The alternation from sinistral to dextral transcurrence is probably related to the interplay between the rates of opening along the Middle Atlantic Ridge and subduction of the Nazca Plate beneath the South American Plate. The effect of westward drift of the South American Plate on the NE-trending basement structures of the CRSB has generated dextral transcurrence when the expansion rate in the east has exceeded the subduction rate in the west and sinistral transcurrence in the opposite case.

This tectono-sedimentary picture has significant implications for the economic and engineering geology of the study area, especially with respect to neotectonics and mineral exploration.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO -----	1
1.1 GENERALIDADES -----	1
1.2 A DENOMINAÇÃO "RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL"----	1
1.3 OBJETIVOS -----	2
1.4 JUSTIFICATIVAS -----	4
1.5 AGRADECIMENTOS -----	5

CAPÍTULO 2

AS FONTES DE INFORMAÇÃO E OS MÉTODOS EMPREGADOS -----	8
2.1 ANÁLISE BIBLIOGRÁFICO-CARTOGRÁFICA -----	8
2.2 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS--	8
2.3 LEVANTAMENTOS DE CAMPO -----	10
2.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DE DETALHE -----	11
2.5 TRABALHOS DE LABORATÓRIO -----	12
2.6 TRABALHOS DE CABINETE -----	13

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL -----	15
3.1 O QUADRO GEOLÓGICO-TECTÔNICO -----	15
3.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A LITOESTRATIGRAFIA -----	17
3.2.1 Bacia de Curitiba -----	18
3.2.2 Formação Alexandra -----	18
3.2.3 Formação Pariquera-Açu -----	19
3.2.4 Bacia de São Paulo -----	19
3.2.5 Bacia de Taubaté -----	21
3.2.6 Bacias de Resende e Volta Redonda -----	22
3.2.7 Graben da Guanabara e Bacia de Itaboraí -----	23

CAPÍTULO 4

O EMBASAMENTO E O PREENCHIMENTO VULCANO-SEDIMENTAR DAS BACIAS	24
4.1 O SUBSTRATO DAS BACIAS -----	24
4.2 O PREENCHIMENTO VULCANO-SEDIMENTAR -----	25
4.2.1 Constituintes sedimentares -----	25
4.2.1.1 Fácies -----	25
4.2.1.2 Argilominerais -----	76

4.2.1.3 Palinologia -----	91
4.2.2 Manifestações vulcânicas e hidrotermais -----	102
4.2.2.1 Rochas vulcânicas -----	102
4.2.2.2 Hidrotermalismo -----	111

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA ESTRUTURAL -----	117
5.1 GENERALIDADES -----	117
5.2 SEPARAÇÃO DE ESTRUTURAS DE DIFERENTES GERAÇÕES -----	119
5.3 DETERMINAÇÃO DOS EIXOS DE ENCURTAMENTO E EXTENSÃO EM MACIÇOS FALHADOS -----	120
5.4 RESULTADOS OBTIDOS -----	123
5.4.1 Falhas do sistema ENE a E-W -----	125
5.4.2 Falhas do sistema NNE -----	126
5.4.3 Falhas do sistema NNW -----	126
5.4.4 Falhas do sistema WNW -----	135
5.4.5 Falhas de empurrão -----	138
5.4.6 Seqüência dos falhamentos -----	138
5.4.6.1 Cronologia relativa local -----	138
5.4.7 Dobras -----	143
5.4.7.1 Bacia de São Paulo - região de Guarulhos -----	143
5.4.7.2 Bacia de Taubaté - região de Caçapava-Pindamonhangaba -----	151
5.4.7.3 Bacia de Resende - arredores de Penedo -----	164
5.4.8 Juntas -----	164
5.4.9 Cronologia regional e modelo estrutural -----	168
5.4.9.1 Cronologia regional -----	168
5.4.9.2 Modelo estrutural -----	170

CAPÍTULO 6

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR -----	174
6.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS -----	175
6.1.1 Sistema de leques aluviais associados a planície aluvial de rios entrelaçados (<i>braided</i>) -----	175
6.1.2 Sistema lacustre -----	180
6.1.3 Sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e extremo sudoeste da Bacia de Taubaté -----	193
6.1.4 Sistema fluvial entrelaçado (<i>braided</i>) de Itaquaquecetuba -----	195

6.1.5 Sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté -----	200
6.2 TECTÔNICA -----	203
6.2.1 O modelo tectônico -----	204
6.2.1.1 Fase extensional NNW-SSE inicial -----	205
6.2.1.2 Transcorrência sinistral -----	206
6.2.1.3 Transcorrência dextral -----	209
6.2.1.4 Fase extensional NW(WNW)-SE(ESE) final -----	212
6.2.2. O modelo geodinâmico -----	213
 CAPÍTULO 7	
REVISÃO DA LITOESTRATIGRAFIA -----	221
7.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS E UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS--	221
7.1.1 Sistema de loques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados -----	222
7.1.2 Efusiva de Casa de Pedra -----	224
7.1.3 Sistema lacustre -----	224
7.1.4 Sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, <u>Re</u> sende e porção sudoeste da Bacia de Taubaté -----	224
7.1.5 Sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba -----	227
7.1.6 Sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté -----	227
7.1.7 O Grupo Taubaté -----	229
 CAPÍTULO 8	
CONCLUSÕES -----	232
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	237

ANEXOS

- ANEXO A - Caracterização da Zona-de-Apogeu *Podocarpidites* spp.
- ANEXO B - Diagramas estruturais
- ANEXO C - Orientações e dimensões dos seixos do local SP-08
- ANEXO D - Contorno estrutural da primeira camada de folhelho papiiráceo - semivariograma .
- ANEXO E - Semivariogramas: espessura e teor em querogênio da primeira camada de folhelho papiiráceo
- ANEXO F - Mapa geológico

Este texto contém 121 figuras numeradas seqüencialmente, além de 2 tabelas.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 GENERALIDADES

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, anteriormente denominado Sistema de *Rifts* da Serra do Mar por ALMEIDA (1976), compreende, segundo a concepção ora vigente (MELO *et al.*, 1985b), cinco bacias principais de idade cenozóica - Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda - dispostas em uma depressão a longada segundo ENE, paralela à linha de costa atual, entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ) (Figura 1). Outras depressões de dimensões mais reduzidas, como o recentemente descoberto *Graben* de Sete Barras (MELO *et al.*, 1989) e as bacias de Itaboraí e Bonfim, também são incluídas nesse contexto, embora esta última pareça representar um resto tectonicamente isolado da Bacia de Taubaté, como veremos adiante.

Alguns autores admitem que os sedimentos terciários da região da Baía da Guanabara representariam testemunhos da deposição em uma depressão referida informalmente como *graben*, delimitada por falhamentos de direção ENE, e que este bloco estaria baculado para NNW (RUELLAN, 1944; ALMEIDA, 1976). FREITAS (1956) de nominou esta depressão de "vale de afundimento Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito". Faltam, entretanto, confirmações de campo para essas hipóteses (HASUI *et al.*, 1978a).

A própria inclusão da Bacia de Curitiba à feição ainda vem sendo feita de forma preliminar, dado o pequeno volume de estudos realizados a esse respeito.

Dessa forma, ater-se-á aqui, principalmente, à análise das bacias cujas relações com o *rift* é mais evidente.

1.2 A DENOMINAÇÃO "RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL" - RCSB

Antes de tudo necessário se faz justificar a introdução da denominação "*Rift* Continental do Sudeste do Brasil". O termo *rift*, no seu aspecto geomórfico, é aqui empregado segundo a concepção original de GREGORY (1894, p.295) - *arqueamentos onde a zona central abateu-se, formando um daqueles vales de subvidência com paredes paralelas, alongadas e íngremes, os quais o Professor Suess vem chamando de "Graben". O famoso Vale do Yosemite pode ser tomado como um tipo bem conhecido destes "rift valleys", como eles podem ser convenientemente chamados.*

O emprego do termo *rift* no singular, ao contrário do que vinha sendo anteriormente efetuado, deve-se ao fato de que, na sua origem, a feição parece ter sido muito mais contínua do que hoje aparenta ser, talvez beirando a casa do milhar de quilômetros de comprimento. A sua expressão atual corresponde a porções de ocorrência de sedimentos (embaciamentos) que poderiam ser designadas mais propriamente por *grabens*, como por exemplo São Paulo, Baquirivu Guaçu, Penedo, Floriano, Casa de Pedra, entre outros. Retomar-se-á adiante esta discussão.

O adjetivo continental, a exemplo de como já havia sido empregado por ALMEIDA (1976), explicita tratar-se o *rift* da entidade tectônica da área emersa, com desenvolvimento continental, diferenciando-o da Bacia de Santos situada na porção oceânica adjacente, com a qual guarda relações em parte da sua evolução durante o Cenozóico.

Optou-se pelo termo "Sudeste do Brasil", denominação geográfica mais abrangente, em lugar de "Serra do Mar", por tratar-se esta de apenas uma das feições do relevo relacionadas ao *rift*. O escarpamento da Serra da Mantiqueira, por exemplo, teve origem homóloga.

1.3 OBJETIVOS

Constitui-se no objetivo principal deste trabalho, a caracterização dos processos de tectônica e sedimentação vigentes durante a evolução das bacias de São Paulo, Taubaté, Rosende

Figura 1 - Contexto geológico regional do Sudeste do Brasil. 1-embasamento pré-cambriano; 2-sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3-rochas relacionadas ao vulcanismo da Formação Serra Geral, em parte recobertas por sedimentos e, nesses últimos, algumas intercalações de lavas alcalinas; 4-rochas relacionadas ao magmatismo Mesozóico-Cenozóico (ver quadro no interior da figura: idades em Ma entre parênteses); 5-sedimentos terciários; 6-zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, em parte reativadas pelo menos durante o Mesozóico e Cenozóico; 7-zonas de flexura; 8-isôpacas, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9-epicentros de terremotos; 10-bacias do rift (1-Bacia de Curitiba; 2-Formação Alexandra; 3-Formação Pariguera-Açu; 4-Graben de Sete Barras; 5-Bacia de São Paulo; 6-Bacia de Taubaté; 7-Bacia de Resende; 8-Bacia de Volta Redonda; 9-Bacia de Itaboraí). Parcialmente modificado de MELO *et al.* (1985b) com base nos dados de CONTINHO *et al.* (1982), RICCOMINI *et al.* (1986), MELO *et al.* (1989), e novas observações. Idades segundo ULBRICH & GOMES (1981), RICCOMINI *et al.* (1983), KOTO-KI (1986), FERREIRA *et al.* (1987), LAUAR (1988) e KINOSHITA (inédito, apud LAUAR, 1988).

e Volta Redonda, no contexto do RCSB. Como será visto nas discussões que se seguirão, o quadro geológico evolutivo disponível para a região apresenta ainda uma série de questões por serem resolvidas, sendo ainda muito generalizado e tentativo. Alguns problemas mais gerais podem ser destacados, entre eles: a idade das bacias e a correlação entre elas, visto que as indicações disponíveis não são conclusivas para o estabelecimento de um sincronismo, representando apenas determinações em momentos específicos da sedimentação; as diferentes fases de magmatismo e suas relações com a sedimentação; o padrão de falhamentos e a superposição de estruturas, geradas em diferentes eventos ou fruto de deformação progressiva durante o Cenozóico; a questão da idade e posição estratigráfica da Formação Itaguaqueoctuba; a ligação pretérita entre as bacias do *ríft*; a correlação dos fenômenos ocorridos na área continental emersa e porção oceânica adjacente, entre outros.

1.4 JUSTIFICATIVAS

A escolha de um segmento do *ríft* deve-se basicamente ao fato de que a porção em questão é representativa o bastante em termos dos processos da tectônica e sedimentação havidos na região, dispondo já de considerável acervo bibliográfico a esse respeito.

Por outro lado, a área em análise está localizada entre os dois maiores centros urbanos do país, para onde vem convergindo a ocupação, necessitando, portanto, de estudos visando, entre outros aspectos, o estabelecimento das relações entre a tectônica e a sismicidade, na definição da estabilidade geológica regional, com implicações na implantação de grandes obras de engenharia, como barragens, usinas hidroelétricas e centrais nucleares.

Em termos econômicos, a área é importante, sobretudo no tocante aos materiais de construção e argilo-minerais de uso industrial. Secundariamente, mineralizações hidrotermais e sedimentares, vinculadas à evolução do *ríft*, têm também sua importância.

No aspecto acadêmico, os modelos estabelecidos na área continental emersa vizinha à Bacia de Santos poderão fornecer subsídios para a interpretação da porção costa afora. Desnecessário se faz ressaltar, nesse caso, a implicação direta na prospecção de hidrocarbonetos.

1.5 AGRADECIMENTOS

A viabilização deste estudo não teria sido possível sem a colaboração de diferentes pessoas e entidades. Listá-las sem o risco de omitir uma delas é tarefa, sem dúvida, quase que impossível. Entretanto, desculpando-se de antemão por possíveis esquecimentos, o autor deseja manifestar seu reconhecimento às pessoas e entidades listadas abaixo.

Inicialmente minha gratidão ao Professor Setembrino Petri, pela orientação e acompanhamento durante todo o desenvolvimento do trabalho.

Ao Professor Armando Márcio Coimbra, pelo acompanhamento, discussões e sugestões apresentadas, manifesto também meus agradecimentos.

As análises por difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura foram executadas pelo colega Max Brandt Neto, atualmente no Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas de São José do Rio Preto, à época no Instituto de Química da UNESP - Campus de Araraquara. O colega Mitsuru Arai da Petrobrás/CENPES executou as análises palinológicas. Harumi Takiya ofereceu o seu valioso auxílio na análise geoestatística para o tratamento dos dados de sondagens. A eles o autor consigna seus mais sinceros agradecimentos.

Estagiários e alunos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo auxiliaram na execução de diferentes etapas desta pesquisa. Em especial, o autor deseja expressar sua gratidão a Sérgio Luís Fabris de Matos, Reiner Neumann, Paola

Mihály, Alex U. G. Peloggia e Ronaldo Malheiros Figueira.

Daniel Atencio e José Moacyr Vianna Coutinho, professores do Instituto de Geociências, muito auxiliaram nas análises petrográficas e mineralógicas. A eles sou muito grato.

O autor teve a oportunidade de ser acompanhado por vários pesquisadores em trabalhos e visitas de campo. Das discussões e sugestões por eles apresentadas, em muito o trabalho foi enriquecido. Em particular, desejaria agradecer a Mário Sérgio de Melo (IPT), a Ciro J. Appi, Eduardo L. de Freitas, Eugênio Vaz Netto, H.K. Chang, Joel Carneiro de Castro, Paulo Cesar Colletti, Pedro Victor Zalán, Peter Szatmari (PETROBRÁS), Antonio R. S. Fragoso Cesar, Cactano Juliani, Georg R. Sadowski, Fernando C. Fittipaldi, José R. Canuto, Kenitiro Suguio, Marcello G. Simões, Oscar Rösler e Thomas R. Fairchild (IGUSP), John G. Ramsay (ETH, Zurich, Suíça), H. Faure (Laboratoire de Géologie du Quaternaire, Marseille, França) e Bruno Jean Turcq (ORSTOM, França/IGUSP).

Aos colegas Cláudio A. Guaranã, Jorge Hachiro e Wilson S. Iyomasa, pelo auxílio na obtenção, tratamento e análise dos dados de sondagens do Parque D. Pedro, S. Paulo, deixo registrado os meus agradecimentos.

Aos pesquisadores do Centro de Pesquisas Geogronológicas do IGUSP, Colombo C. G. Tassinari, Koji Kawashita, Oswaldo Siga Jr. e Wilson Teixeira, minha gratidão pela execução das determinações geogronológicas e sugestões apresentadas.

Registro também os meus agradecimentos aos colegas Alcides Frangipani, Anderson Moraes, Arnaldo Alcover Neto, Fernando Alves Pires, Jorge Kazuo Yamamoto, Julio Sinkus, Juvenal C. Palencia, Luiz Alberto Fernandes, Mario da Costa Campos Neto, Moisés Gonzalez Tessler, Murilo Rodolfo de Lima e Rubens Luiz Monteiro, pela colaboração em diferentes etapas deste trabalho.

Ao Professor Fernando Flávio Marques de Almeida, pelo incentivo inicial para a execução deste estudo, manifesto minha admiração e gratidão.

A Mineração Aligra (Taubaté, SP), Consórcio Nacional de Engenheiros Construtores (São Paulo, SP), Estado Maior das Forças Armadas (Aguilhas Negras, RJ), ETESCO Engenharia (São Paulo, SP), Furnas Centrais Elétricas (Rio de Janeiro, RJ), Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal (Rio de Janeiro, RJ), Itaquareia (Itaquaquecetuba, SP) e a Sociedade Extrativa Santa Fé (Tremembé, SP), propiciaram o acesso a obras, instalações, minerações e outras áreas de sua propriedade ou sob sua responsabilidade. Sem esse apoio certamente o trabalho teria sido incompleto. A essas entidades registro meu mais sincero reconhecimento.

O apoio financeiro para a execução do presente estudo adveio em parte do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e da PETROBRÁS/CENPES. A essas instituições expresso meus agradecimentos.

CAPÍTULO 2

AS FONTES DE INFORMAÇÃO E OS MÉTODOS EMPREGADOS

O desenvolvimento deste trabalho seguiu basicamente as etapas descritas a seguir. A conclusão de uma delas não significou que ela ou as anteriores não tenham sido retomadas no transcurso do estudo. Ao contrário, frequentemente os dados e interpretações advindos da execução de uma determinada etapa consubstanciaram ou exigiram a reavaliação das anteriores.

2.1 ANÁLISE BIBLIOGRÁFICO-CARTOGRÁFICA

Esta etapa compreendeu o levantamento e a análise da documentação cartográfica e bibliográfica disponível sobre o assunto do trabalho, ocasionalmente acompanhada da elaboração de mapas de compilação. As principais fontes de informação cartográfica estão representadas na figura 2.

2.2 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

Para esta análise foram empregados os mosaicos semicontrolados de radar de visada lateral com abertura sintética do Projeto RADAMBRASIL, bem como imagens dos sensores *Multispectral Scanner* (MSS) e o *Thematic Mapper* (TM) dos satélites da série LANDSAT, todos em cópias em papel em preto e branco na escala 1:250.000. Para uma pequena área na região da Serra da Bocaina (SP-RJ) foram empregadas imagens MSS e TM sob a forma de fitas magnéticas compatíveis com o analisador Image-100 (GE, 1975) do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) de São José dos Campos (SP), na qual foram aplicadas técnicas de realce (PARADELLA & VITORELLO, 1981).

Recentemente - a partir de meados de 1988 - passou-se a contar com os mapas de lineamentos elaborados por FRANCHITTO (1987), para parte da área em estudo.

Figura 2 - Documentação cartográfica básica utilizada e/ou consultada. 1-bacias estudadas; 2-principais maciços de rochas alcalinas. Mapas geológicos: 3 - SUGUIO (1969), escala 1:238.000; 4 - HASUI et al. (1978b), 1:200.000; 5 - COUTINHO (1980b), 1:100.000; 6 - IPT (1983), 1:50.000; 7 - ALMEIDA et al. (1984), 1:50.000; 8 - IPT (1986), 1:100.000; 9 - áreas levantadas no presente estudo. Cidades: SA - Santos; SP - São Paulo; TB - Taubaté; RE - Resende; VR - Volta Redonda; RJ - Rio de Janeiro.

Na análise visual de imagens foram adotadas as rotinas e procedimentos já estabelecidos em trabalhos anteriores, particularmente os de RICCOMINI (1983) e LIU (1984).

Os resultados aqui obtidos foram empregados, à nível orientativo, nas investigações de campo que se sucederam.

2.3 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em diferentes escalas, sobretudo em função da disponibilidade de afloramentos. Eles foram amparados nos mapas topográficos disponíveis correspondentes aos levantamentos em 1:10.000 do Projeto Macro-eixo, depositados no Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo (região de Itaquaquecetuba, Guarulhos, Arujá, Santa Izabel, região de Caçapava, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba, região de Guaratinguetã e Aparecida do Norte, e região de Cruzeiro e Pinheiros), bem como nas reduções dessas cartas para a escala 1:25.000, depositadas nesse mesmo órgão. Folhas topográficas em 1:50.000, elaboradas pelo antigo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística foram empregadas para a área total das bacias em estudo.

Os levantamentos de campo foram acompanhados pela análise de fotografias aéreas em preto e branco em escala 1:25.000, obtidas em diferentes levantamentos (CRUZEIRO DO SUL, *s.d.*), entre meados das décadas de sessenta e oitenta. Este material refere-se basicamente à área das bacias de Resende e Volta Redonda, bem como ao extremo leste da de Taubaté. Fotografias em 1:25.000 obtidas pela VASP Aerofotogrametria S.A., em 1973, foram utilizadas para a área da Bacia de Taubaté. Para a porção fluminense da área de estudo foram ainda empregadas as fotografias aéreas obtidas pela *United States Air Force*/Força Aérea Brasileira, entre 1964 e 1965, na escala 1:60.000.

As escalas de trabalho foram 1:100.000 na porção nordeste da Bacia de São Paulo, 1:10.000 na área de Itaquaquecetuba (SP), 1:100.000 na porção central da Bacia de Taubaté (Caçapava

- Taubaté) a 1:200.000 no restante dessa bacia, e 1:50.000 nas bacias de Resende e Volta Redonda.

As atividades de campo compreenderam:

a) descrição litológica e caracterização das fácies sedimentares, seguindo principalmente os critérios estabelecidos por MIDDLETON (1978), MIALL (1981) e READING (1986);

b) observação e cadastramento dos dados estruturais na área sedimentar e embasamento pré-Cenozóico adjacente;

c) coleta de amostras para análises palinológicas em sedimentos selecionados com base em critérios estratigráficos, seguindo também os critérios de cor estabelecidos por ARAI (1982);

d) coleta de amostras para análises sedimentológicas, de minerais de argila, petrográficas em seções delgadas, e colorimetria;

e) coleta de amostras de rochas vulcânicas, com relações com a sedimentação, para análises petrográficas, químicas e determinações geocronológicas.

Essas atividades compreenderam aproximadamente oito meses de campo (incluindo a etapa de coleta de dados estruturais em afloramentos selecionados, descrita mais adiante), realizadas em diferentes etapas, permitindo a descrição de cerca de 2.300 afloramentos - 100 na porção nordeste da Bacia de São Paulo, 250 na área de Itaquaquecetuba, 600 na Bacia de Taubaté, 1.200 na Bacia de Resende, 80 na Bacia de Volta Redonda, além de cerca de uma centena em áreas localizadas entre as bacias e no Maciço de Itatiaia, bem como o cadastramento de pouco menos de 6.000 dados estruturais, em sua maioria planos de falhas, estrias de atrito e juntas, incluindo ainda diferentes tipos de foliação.

2.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DE DETALHE

O estudo estrutural de detalhe foi executado em localidades restritas, correspondendo a domínios de análise de pequenas dimensões em área, na sua maioria pontuais em relação às escalas de trabalho. Ele foi conduzido em afloramentos selecionados em fase anterior, bem como nas obras do túnel sob o Rio Pinheiros na Bacia de São Paulo, locais esses onde podem ser estabelecidas, com relativo grau de segurança, as idades relativas entre diferentes gerações de estruturas, especialmente falhamentos, seguindo critérios estabelecidos em trabalhos anteriores (v.g. BERGERAT, 1987). Estudo da deformação de conglomerados da Bacia de São Paulo, na região de Cumbica (borda norte do Graben do Baquirivu Guaçu), também foi executado.

2.5 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

As atividades de laboratório compreenderam basicamente:

a) análises sedimentológicas de 60 amostras para caracterização granulométrica e separação de argilo-minerais, realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e na Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. - IPT;

b) análises petrográficas de 10 amostras em seções delgadas, confeccionadas pela Seção de Laminação do IGUSP, no DPE/IGUSP;

c) análises colorimétricas em 5 amostras com alizarina, para verificação da composição aproximada de carbonatos, no DPE/IGUSP;

d) cerca de 40 análises palinológicas realizadas na PETROBRÁS/CENPES;

e) 40 análises de minerais de argila por difração de raios X (identificação) combinada com microscopia eletrônica de varredura (caracterização morfológica e disposição no sedimento),

realizadas no Microscópio Jeol, modelo J.S.M.- p 15, do Instituto de Química de Araraquara (UNESP), conforme os procedimentos descritos por BRANDT NETO *et al.* (1987);

f) 2 determinações geocronológicas K/Ar em diques de rochas ultramáficas, uma em biotita e outra em rocha total, executadas pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGUSP;

g) 4 análises químicas em rochas vulcânicas, realizadas pela Divisão de Química e Engenharia Química do IPT.

2.6 TRABALHOS DE CABINETE

Os trabalhos de gabinete compreenderam:

a) análise das informações disponíveis em 81 sondagens, algumas com até pouco mais de 200 m de profundidade, executadas no período compreendido entre 1949 e 1951, pelo então Conselho Nacional de Petróleo, para avaliação das reservas de folhelho pirobetuminoso na porção central da Bacia de Taubaté (região de Capapava - Pindamonhangaba); descrição da sondagem 42 do CNP, executada na Olaria Couto, município de Tremembé (SP), em 1951, cujos testemunhos encontram-se depositados no DPE/IGUSP; aplicação de técnicas geoestatísticas nesses dados, compreendendo a elaboração de semivariogramas e krigagem pontual (TAKIYA *et al.*, 1984), para a confecção de mapas de contorno estrutural, de variação de espessuras de camadas e de teores em óleo;

b) análise dos dados estruturais obtidos na fase de detalhe, valendo-se dos métodos gráficos de ANGELIER (1979) e ANGELIER & MECHLER (1977), já empregados em estudos anteriores na região (*v.g.* CAMPANHA *et al.*, 1985);

c) análise dos dados das fácies sedimentares e definição dos sistemas deposicionais;

d) integração dos dados, confecção de mapas geológicos,

palcogeográficos e estruturais e elaboração da tese.

O mapa geológico apresentado no anexo A corresponde essencialmente à distribuição em superfície das fácies. Apenas para a porção central da Bacia de Taubaté, dado o volume de dados de sondagens disponíveis, foi possível a elaboração de mapas paleogeográficos, em diferentes níveis de detalhe, os quais grosseiramente representam fatias horizontais em diferentes profundidades, para a parte superior do preenchimento sedimentar dessa área.

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 O QUADRO GEOLÓGICO-TECTÔNICO

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil está desenvolvendo sobre terrenos policíclicos referíveis ao Cinturão de Dobramentos Ribeira (HASUI *et al.*, 1975) constituído, nessa porção, por rochas metamórficas, migmatitos e granitóides relacionados ao Ciclo Brasileiro. Parte dessas rochas é também resultante do retrabalhamento de outras de ciclos mais antigos. Este conjunto litológico está recortado por denso sistema de falhamentos transcorrentes (zonas de cisalhamento), de caráter dextral (SADOWSKI, 1984), orientados segundo ENE a EW, ativo até o final do Ciclo Brasileiro, no Cambro-Ordoviciano (HASUI & SADOWSKI, 1976; SADOWSKI & MOTIDOME, 1987).

A partir do Jurássico Superior a região esteve sujeita aos fenômenos relacionados inicialmente à Reativação Wealdoniana (ALMEIDA, 1967), que evoluíram sucessivamente para a ruptura continental e abertura do Atlântico Sul (ESTRELLA, 1972; ASMUS & FERRARI, 1978; HASUI *et al.*, 1978a; ASMUS & PORTO, 1980; ASMUS, 1982). A origem do *rift*, como admitido até agora (MELO *et al.*, 1985b), estaria ligada à ruptura da porção crustal adjacente à Bacia de Santos, como consequência da pressão imposta pelos movimentos verticais opostos - subsidência na bacia e soerguimento (por compensação isostática) da região costeira adjacente (ASMUS & FERRARI, 1978).

Embora alguns autores tenham aventado que o início da sedimentação ocorreu apenas no Oligoceno (ALMEIDA, 1976; ASMUS & FERRARI, 1978; HASUI *et al.*, 1978a, entre outros), vem crescendo o número de indicações de idades mais antigas.

Na Bacia de Itaboraí, seu rico conteúdo em fósseis de

vertebrados (mamíferos, aves, répteis e anfíbios) vem apontando idade paleocênica (*e.g.* COUTO, 1953b, CUNHA, 1982), enquanto a associação de palinomorfos presentes em nível linhítico indica o intervalo Paleoceno Superior a Eoceno (LIMA & CUNHA, 1986).

Determinações K/Ar em derrames de ankaramito intercalados nos sedimentos da Bacia de Volta Redonda forneceram idades de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma, correspondentes ao Eoceno Superior (RICCOMINI *et al.*, 1983), chegando ao Oligoceno, se incluídos os erros analíticos. A mesma situação foi indicada por palinomorfos presentes nos sedimentos da Bacia de Resende (LIMA & AMADOR, 1985).

Fósseis de mamíferos e aves da porção superior do Folhelho Tremembé permitiram chegar-se a idades respectivamente oligocênica-miocênica (COUTO & MEZZALANA, 1971) e oligocênica (ALVARENGA, 1982; COUTO, 1983), ao passo que, para porções mais profundas da mesma unidade, os palinomorfos apontaram idade eocênica superior e oligocênica (FERREIRA & SANTOS, 1972). Outras determinações palinomórficas nesse folhelho têm indicado idade possívelmente oligocênica para a parte superior (LIMA *et al.*, 1985a) e eocênica para os linhitos da Bacia de Bonfim, tidos como correlatos das camadas inferiores do Folhelho Tremembé (LIMA & DINO, 1985). Linhito da Formação Caçapava foi datado do Oligoceno (LIMA *et al.*, 1985b).

Análises palinológicas de sedimentos da Formação Itaquaquecetuba forneceram idade eocênica (MELO, 1984; MELO *et al.*, 1985a). Posteriormente MELO *et al.* (1986), também com base em palinologia, obtiveram idades compreendidas entre o Eoceno Médio e o Oligoceno Inferior para diferentes fácies sedimentares presentes na Bacia de São Paulo e no extremo sudoeste da Bacia do Taubaté.

Idade paleomagnética correspondente ao Pleistoceno Superior foi obtida por SUGUIO *et al.* (1986) para o afloramento da Prefeitura da Cidade Universitária - USP, referido pelos autores como sendo da porção superior da Formação São Paulo, na bacia homônima. Embora considerem essa idade como correspondente ao fecho

da sedimentação, os autores não afastam a possibilidade da existência de sedimentos mais antigos, tendo-se em vista a grande espessura da formação. Tal dado, entretanto, deve ser encarado com cautela, devido sobretudo ao fato de que o afloramento estudado está muito perturbado sob o ponto de vista tectônico, além do avançado grau de intemperismo dos sedimentos ali presentes.

Dados palinológicos preliminares apontaram idade miocênica antiga para a Formação Alexandra, no Paraná (M.R. de Lima & R. Angulo, informação verbal).

Em suma, com exceção dos fósseis da Bacia de Itaboraí e dos resultados paleomagnéticos da Formação São Paulo, acima referidos, os dados paleontológicos e geocronológicos convergem para o intervalo Eoceno-Oligoceno.

Intensa atividade tectônica manifestou-se na região durante o Terciário, atenuando-se para os tempos mais modernos, originando deformações e variações de fácies nos sedimentos que preenchem as bacias.

Para o Quaternário, os registros no terreno, de movimentos tectônicos (sismicidade regional natural, capturas de drenagem, deformações do relevo, etc.) indicam apenas atividade atenuada, provavelmente residual, relativamente fraca (JPT, 1983; KLEIN *et al.*, 1986; SUGUIO & VESPUCCI, 1986), embora não desprezível (RICCOMINI *et al.*, 1986).

3.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A LITOESTRATIGRAFIA

Tendo em vista a dificuldade do emprego da litoestratigrafia formal no estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias, optou-se por uma abordagem partindo da caracterização das diferentes fácies e posterior agrupamento destas em sistemas deposicionais. A nível de referência e, considerando-se a proposta de reformulação da litoestratigrafia do *ríft*, apresentada no item 7, faz-se necessária uma revisão, em linhas gerais, do quadro litoe

tratigráfico ora vigente para os sedimentos da região.

As designações estratigráficas formais atualmente empregadas para as diferentes bacias do RCSB vêm, em certos casos, sofrendo modificações ao longo do tempo. Tais modificações foram efetuadas tendo como base a presença ou não de discordâncias no preenchimento sedimentar, a existência de presumíveis superfícies de erosão correlativas de flutuações climáticas, a suposição de que a sedimentação em cada uma das áreas processou-se de forma isolada e, em parte, diacronicamente, entre outras.

3.2.1 Bacia de Curitiba

A Bacia de Curitiba está instalada sobre terrenos pré-cambrianos constituintes do Primeiro Planalto Paranaense ou Planalto de Curitiba (MAACK, 1968). Seus sedimentos estão nivelados a cerca de 980 m de altitude pela Superfície do Alto Iguaçu (ALMEIDA, 1952).

O preenchimento sedimentar dessa bacia foi referido por BIGARELLA *et al.* (1961) e BIGARELLA & SALAMUNI (1962) como Formação Guabirotuba. Essa formação compreende até 80 m de argilas, arcias, conglomerados e margas, predominantemente associados à deposição em locais aluviais. Depósitos fluviais de menor expressão estão também presentes.

3.2.2 Formação Alexandra

Os depósitos continentais da Formação Alexandra (BIGARELLA *et al.*, 1959) ocorrem na região emersa adjacente às baías de Paranaguá e Antonina. Essa formação é constituída principalmente por "areias arcoseanas de granulação grossa e alguns sedimentos rudáceos na base e predominância de depósitos siltico-argilosos para o topo", depositados em ambientes de "bajada, em larga extensão *playa lakes*" (BIGARELLA *et al.*, 1959).

A Formação Guabirotuba foi correlacionada à Formação A-

lexandra (v.g. SILVA *et al.*, 1981). Dados palinológicos preliminares apontaram idade miocênica antiga para a Formação Alexandra (M.R. de Lima & R. Angulo, comunicação pessoal).

3.2.3 Formação Pariquera-Açu

A Formação Pariquera-Açu, no sentido de BIGARELLA & MOUSINHO (1965), compreende os depósitos aluviais terraceados existentes no baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, no sul do Estado de São Paulo. Segundo esses autores a formação é predominantemente composta por sedimentos finos, com alternâncias irregulares de siltitos arenosos e arenitos arcoseanos, associados a camadas conglomeráticas pouco espessas, sendo o movimento de massa o principal mecanismo de deposição.

Deformações tectônicas foram descritas nos sedimentos da formação por RICCOMINI *et al.* (1986, 1987a) e IPT (1987). Elas levaram os primeiros autores a postular possível relação dessa formação com o RCSB, nesse caso o elo entre as bacias de São Paulo e Curitiba.

A Formação Pariquera-Açu parece manter continuidade com a Formação Alexandra, através de ocorrências em topo de colinas e meia-encostas, sob a forma de manchas isoladas. Assim, estas unidades seriam possivelmente correlacionáveis, como já havia sido admitido por BIGARELLA *et al.* (1959).

Em recente artigo, MELO *et al.* (1989) relatam a descoberta de sedimentos embutidos em uma pequena depressão, tipo *graben*, nos arredores de Sete Barras (SP). Atribuíram a denominação de Formação Sete Barras para esses depósitos, ao mesmo tempo que os separam da Formação Pariquera-Açu, onde vinham até então sendo incluídos, uma vez que admitiram tratar-se de sedimentos mais antigos do que esta última unidade.

3.2.4 Bacia de São Paulo

A Bacia de São Paulo está localizada no denominado Planalto Paulistano (ALMEIDA, 1958a) feição geomorfológica mais recente do que a Superfície do Japi (ALMEIDA, 1964), esta de provável idade terciária inferior.

Os sedimentos dessa bacia foram identificados e mencionados inicialmente por MAWE (1812). PISSIS (1842a) descreveu-os preliminarmente em um artigo e, no mesmo ano, num outro, apresentou, como ilustração, um corte nesses depósitos na região do Anhangabaú-Mosteiro de São Bento-Pátio do Colégio (1842b). Neste último trabalho, ao descrever os sedimentos do que então denominava "Bassin de la Parahyba" (Bacia de Taubaté), escreveu: "Les couches que l'on y rencontre présentent la plus grande analogie avec celles de San-Paulo" (p.400). Esta frase e o corte podem ser considerados como a primeira referência litoestratigráfica para os sedimentos da bacia.

Vários estudos se sucederam até que a denominação "Camadas de São Paulo" fosse introduzida por MORAES REGO (1933).

Os estudos geológico-tectônicos nessa bacia têm sido intensificados nos últimos anos e demonstrado maior complexidade geológica do que antes suposta. Além da atualmente denominada Formação São Paulo (MEZZALANA, 1962), em estudos mais recentes foi definida a Formação Itaquaquecetuba (COIMBRA *et al.*, 1983).

As relações entre as formações São Paulo e Itaquaquecetuba não foram verificadas de forma conclusiva até o presente momento. O principal obstáculo a isto é a existência de um importante nível de base regional, a cerca de 710-720 m, correspondente à cota de entrada do Rio Tietê, na Soleira de Barueri. O fato desse nível estar na possível interface entre as duas formações, bem como a ocorrência da Formação Itaquaquecetuba assentada diretamente sobre o embasamento pré-cambriano e topograficamente abaixo dos sedimentos da Formação São Paulo, não permitiu, até o momento, o estabelecimento da relação entre elas.

COIMBRA *et al.* (1983), ao definirem a Formação Itaquaquecetuba, consideraram-na quaternária (Pleistoceno Superior), em

função das determinações radiométricas efetuadas por SUGUIO (1971) e BIGARELLA (1971), em troncos fósseis nela presentes. Entretanto, MELO (1984) e MELO *et al.* (1985a), através de análises palinológicas e determinações paleomagnéticas, sugeriram idades mais antigas. Enquanto o paleomagnetismo apontou idade superior a 730.000 anos, os palinomorfos indicaram idade eocênica superior.

Em artigo recente MELO *et al.* (1986) afirmaram: "Os depósitos anteriormente denominados Formação Itaquaquecetuba apresentam comprovadamente idade eocênica-oligocênica, descartando-se a idade quaternária admitida em trabalhos anteriores." (p.329). Ao que parece, esses autores apontam no sentido do abandono da designação litoestratigráfica formal. Incluem esses depósitos dentro da fácies de planície do sistema fluvial *braidé*, contemporânea e de passagem lateral para outras fácies. Entretanto, não são apresentadas justificativas mais concretas para essa interrelação de fácies, de vez que os autores não fazem referência à situações de campo, onde realmente os sedimentos correspondentes à Formação Itaquaquecetuba apresentassem contatos ou passagens para outras fácies, bem como faltam maiores esclarecimentos sobre os dados palinológicos empregados. Some-se a isto o fato, sem dúvida o mais relevante a nível litoestratigráfico, de que a unidade é perfeitamente reconhecível pelas suas características sedimentares e mapeável em escalas de semi-detulhe e detalhe, justificando plenamente a designação litoestratigráfica formal.

3.2.5 Bacia de Taubaté

Os sedimentos da Bacia de Taubaté, a exemplo da Bacia de São Paulo, são conhecidos desde o século passado (v.g. PISSIS, 1842 a,b). Seu quadro litoestratigráfico atualmente em uso compreende as formações Tremembé (ALMEIDA, 1958b), tida como basal e constituída caracteristicamente por folhelhos, e Caçapava (CARNEIRO *et al.*, 1976), superior, interdigitada com a anterior na base. A discordância referida por ALMEIDA (1955, 1958b), no km 333 da Estrada de Ferro Central do Brasil (EFCB), entre as formações Tremembé e a unidade naquela época denominada Camadas

de São Paulo, e que hoje, na área, corresponderia à Formação Caçapava, se faz, na verdade, entre a Formação Tremembé e sedimentos de idade supostamente mais jovens (SUGUIO & VESPUCCI, 1985, *in* COIMBRA & RICCOMINI, 1985b; SUGUIO *et al.*, 1985). Esses últimos já estariam desvinculados da evolução terciária mais antiga, apresentando provável idade neoceno-zoica.

As formações Tremembé e Caçapava foram reunidas por HASUI & PONÇANO (1978) no que denominaram Grupo Taubaté.

Recentemente, VESPUCCI (1984) sugeriu a designação Formação Jacaré para os depósitos de leques aluviais da bacia, até então não enquadrados em nenhuma unidade litoestratigráfica formal.

3.2.6 Bacias de Resende e Volta Redonda

Os sedimentos da Bacia de Resende são também referidos no trabalho de PISSIS (1842a). BRANNER (1919) apresentou o primeiro esboço geológico dos sedimentos presentes nos arredores de Barra Mansa (Bacia de Volta Redonda) e da Bacia de Resende, esta posteriormente cartografada por LAMEGO (1938).

Até onde foi possível de se detectar, a designação Formação Resende aparece pela primeira vez em WOHLERS (1964), tendo sido posteriormente empregada por AMADOR (1975) na designação estratigráfica formal da unidade na bacia homônima.

Os estudos mais recentes (IPT, 1983 ; RICCOMINI *et al.*, 1985; MELO *et al.*, 1985b, c) propõem uma revisão e sistematização da estratigrafia para os sedimentos cenozóicos das bacias de Volta Redonda e Resende, baseados em estudos de ordem estratigráfica, geomorfológica, de geologia estrutural e tectônica, e amparados em análises sedimentológicas, mineralógicas, paleontológicas e geocronológicas. A estratigrafia anteriormente proposta por AMADOR (1975), AMADOR & CASTRO (1976) e AMADOR *et al.* (1978) foi revisada tendo em vista que foi estabelecida em bases essencialmente geomorfológicas, relegando parcialmente o papel da tectônica

que, para os autores referidos no início do parágrafo, foi preponderante na história evolutiva das bacias. Dessa forma, a denominação Formação Resende (AMADOR, 1975) foi mantida para os sedimentos que preenchem a bacia homônima e estendida à Bacia de Volta Redonda, tendo sido abandonadas as demais designações formais.

3.2.7 *Graben* da Guanabara e Bacia de Itaboraí

O denominado *Graben* da Guanabara apresenta preenchimento sedimentar de expressão relativamente pequena, sendo constituído pela Formação Macacu e "Camadas Prê-Macacu" (MEIS & AMADOR, 1977).

Na Bacia de Itaboraí são reconhecidos, da base para o topo, os pacotes carbonático, rudácco e clástico fino (RODRIGUES-FRANCISCO & CUNHA, 1978), os quais restam sem designação estratigráfica formal.

CAPÍTULO 4

O EMBASAMENTO E O PREENCHIMENTO VULCANO-SEDIMENTAR DAS BACIAS

4.1 O SUBSTRATO DAS BACIAS

O embasamento cristalino pré-cambriano da região do RCSB compreende rochas metamórficas (milonito-gnaisses, blastomilonitos, milonitos, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, xistos, quartzitos e anfibolitos), rochas ígneas (granitos, pegmatitos e aplitos) e migmatitos com estruturas variadas.

Intrusões de diabásio, sob a forma de diques e soleiras são comuns, sobretudo no embasamento da Bacia de Resende. Marcam a primeira fase de magmatismo relacionada à Reativação Wealdeniana, tendo sido datados em um intervalo de tempo situado entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.*, 1966).

Rochas alcalinas, sob a forma de grandes maciços (Passa Quatro, Itatiaia e Morro Redondo), situam-se nos arredores da Bacia de Taubaté e Resende. Diques e soleiras de igual composição também estão presentes e são mais freqüentes nas vizinhanças dos grandes maciços. AMARAL *et al.* (1967) dataram essas rochas, encontrando idades entre o final do Cretáceo e o início do Terciário. Recentemente, LAUAR (1988) e KINOSHITA (inédito, *apud* LAUAR, 1988) realizaram determinações respectivamente nos maciços de Passa Quatro e Itatiaia, as quais, em conjunto com os dados recalculados de AMARAL *et al.* (1967), forneceram idades Rb/Sr de $70,3 \pm 0,5$ Ma e K/Ar de $66,7 \pm 3,3$ Ma para o Maciço de Passa Quatro, e idade média K/Ar de 73 Ma para o Itatiaia.

Faixas de rochas silicificadas, semelhantes àsquelas descritas por VALENÇA (1975) na área da Bacia de Guanabara, acompanham falhamentos normais escalonados na borda norte das bacias de Resende, Volta Redonda e no extremo leste de Taubaté. Nessas faixas são encontrados diques de rochas alcalinas silicificadas e brechas com fragmentos de rochas do embasamento em matriz sílica

sa. Essas faixas apresentam ainda processos de caulínização e posterior limonitização (IPT, 1983). A presença delas - mais presentes quanto mais próximas dos maciços de rochas alcalinas - permite supor que essa silicificação e caulínização são provenientes da percolação de soluções hidrotermais ligadas aos estágios finais do magmatismo alcalino (IPT, 1983, RICCOMINI *et al.*, 1985; MELO *et al.*, 1985 b,c). Nos arredores de Penedo (RJ) foram encontradas ocorrências de sulfetos disseminados nessas rochas. A análise química preliminar efetuada pelo IPT, revelou teores anômalos de Zn e Mo.

Fragmentos de rochas silicificadas ocorrem nos sedimentos rudáceos junto à borda norte das bacias, indicando que durante a sedimentação já existiam as faixas de rochas silicificadas, o que seria atestado pelo fato desta silicificação não afetar os outros sedimentos.

4.2 O PREENCHIMENTO VULCANO-SEDIMENTAR

4.2.1 Constituintes sedimentares

4.2.1.1 Fácies

Nos últimos seis anos vem se tornando mais freqüente a aplicação dos conceitos de fácies e sistemas deposicionais ao estudo das bacias do RCSB. Tais estudos propiciaram o estabelecimento de um quadro inicial da distribuição das diferentes fácies nas bacias de Volta Redonda (IPT, 1983; RICCOMINI *et al.*, 1985, 1987b), Resende (IPT, 1983; MELO *et al.*, 1985c), Taubaté (VESPUCCI, 1984; SUGUIO & VESPUCCI, 1985; SUGUIO *et al.*, 1985; RICCOMINI *et al.*, 1987b). Para a Bacia de São Paulo e extremidade sudoeste da de Taubaté, o IPT (1986) e MELO *et al.* (1986) apresentaram um mapa de fácies em escala de semi-detálhe, o primeiro do gênero para a área.

A análise dos documentos cartográficos e bibliográficos

disponíveis, bem como a observação no campo das características dos corpos rochosos ou associações litológicas, sua geometria e disposição no espaço, texturas, estruturas sedimentares, fósseis e outras propriedades sedimentológicas, permitiu a subdivisão do preenchimento sedimentar das bacias do RCSB em vinte fácies principais, as quais, com base em suas associações e interpretação de suas possíveis origens, foram agrupadas em sistemas deposicionais, caracterizados mais adiante.

Essas fácies foram provisoriamente designadas por letras. Seus limites aproximados, em superfície, estão representados no mapa do anexo F. Os locais de descrição mencionados no texto estão assinalados nesse mapa. A delimitação das unidades sedimentares das bacias, em porções situadas fora das áreas levantadas para o presente estudo, foi baseada em perfis regionais e na documentação cartográfica da figura 2.

Fácies A: A Fácies A é caracterizada pela presença de diamictitos e conglomerados, com seixos, matacões e blocos angulosos a subarredondados, raramente arredondados a bem arredondados, polimíticos em geral, ocasionalmente monomíticos, seixos a matacões de rochas alcalinas, com matriz lamítica e arenosa esverdeada, arcoseana, gradação normal e inversa, com acunhamento em direção aos eixos deposicionais das bacias.

A Fácies A é de ocorrência generalizada, predominante ao longo da borda norte das bacias, podendo constituir pacotes com espessuras decamétricas, estando presente, também, ao longo de parte da borda sul da Bacia de Taubaté, região de Caçapava.

As figuras 3 a 5 ilustram algumas das melhores exposições de sedimentos dessa fácies.

Fácies B: A Fácies B constitui-se de lamitos predominantemente arenosos e arenitos de coloração esverdeada, estes localmente com estratificação cruzada acañalada de médio porte e níveis conglomeráticos com seixos predominantemente de quartzo, quart

Figura 3 - Conglomerados polimíticos da Fácies A, com seixos a matacões de rochas gnáissicas, miloníticas e alcalinas, entre outras. Corte na Rodovia Presidente Dutra, arredores de Nhangapi (RJ), local RE-01.

Figura 4 - Conglomerados monomíticos estratificados da Fácies A, constituído por seixos a matacões de rochas alcalinas. Entrada do Parque Nacional de Itatiaia, a noroeste da localidade homônima (RJ), local RE-02.

Figura 5 - Paraconglomerado polimítico da Fácies A, ligeiramente estratificado, intercalado com lamitos. Corte na Rodovia SP-123, após o trevo para Tremembé (SP), no início da subida da Serra da Mantiqueira, local TB-01.

zito, feldspatos e seixos de rochas do embasamento. Nas vizinhanças dos maciços alcalinos, seixos dessas rochas se fazem presentes. Apresentam gradação normal e inversa.

Esses sedimentos ocorrem interdigitados com conglomerados e diamictitos da *Fácies A*, apresentando ainda raras estruturas de fluidificação. A geometria dos corpos é tabular e sua dimensão métrica. Esse tipo de depósito está ilustrado nas figuras 5 e 6.

Localmente podem ser observados corpos de extensão métrica e espessura decimétrica (até pouco mais de 1 m) constituídos essencialmente por arenitos e granulação média a grossa, mal selecionados, em meio a sedimentos essencialmente siltico-argiloso (Figura 7).

Em outros casos, os arenitos de características semelhantes aos acima descritos, apresentam-se sob a forma de extensos lençóis, com espessura não inferior a 1 m, e estratificação cruzada acanalada (Figura 8), no topo de depósitos de lamitos. Na interface são observados localmente diques clásticos de espessura centimétrica a decimétrica, dos arenitos nos lamitos (Figura 9).

Os depósitos da *Fácies B* estão bem desenvolvidos em associação - variação lateral e interdigitação - com os da *Fácies A*.

Fácies C: Argilas verdes, maciças, caracterizam a *Fácies C*. Elas são freqüentemente fossilíferas (ostracodes e restos de aves). Localmente são encontradas concreções calcíferas de dimensões até decimétricas. Gretas de sinérese apresentam ocorrência ocasional.

A espessura desses pacotes argilosos é métrica.

A *Fácies C* está restrita à porção central da Bacia de Taubaté, região de Caçapava-Tremembé-Pindamonhangaba (Figuras 10 e 11), e na Bacia de São Paulo, onde uma única ocorrência foi detectada nas escavações da Estação Barra Funda do Metrô (Figura

12), onde ocorrem alternadas com níveis de argila rica em matéria orgânica.

Fácies D: A *Fácies D* é caracterizada pelas intercalações tabulares e contínuas, de espessura decimétrica, de calcários dolomíticos com textura microesparítica (dolomicroesparito, granulação 5 a 30 μ), e coloração verde-acinzentada clara a branca. Ocorrem intercalados nas argilas da *Fácies C* (Figura 10), estando restritas à região de Taubaté-Tremembé-Pindamonhangaba, onde foram verificadas nas extrações de argila ALIGRA e Santa Fê, e nas sondagens do CNP.

Fácies E: A *Fácies E* é constituída por ritmitos formados pela alternância da lâminas, ou camadas centimétricas, de folhelhos castanho-escuros e margas (Figura 13).

Os folhelhos são laminados, localmente papiráceos (Figura 14), fossilíferos (restos de peixes e plantas), pirobetuminosos, contendo por vezes marcassita e sulfatos secundários derivados de sua alteração.

As margas, ricas em ostracodes, gradam localmente para calcários.

A área de ocorrência da *Fácies E* está restrita à porção central da Bacia de Taubaté, onde se associa às argilas da *Fácies C*. Nessa área, testemunhos de sondagem do CNP permitiram detectar cinco níveis bem definidos, com espessura decimétrica, de ampla correlação lateral.

Fácies F: Caracterizam a *Fácies F*, arenitos com estratificações cruzadas de baixo a médio ângulo (até 20°), tangenciais na base, com outras camadas de menor ângulo de mergulho, e truncados no topo por camadas de espessura decimétrica, em arranjo planar horizontal (Figuras 15 e 16).

Os estratos cruzados mergulham rumo ao eixo da bacia e

Figura 6 - Lamitos (porção inferior do corte) e arenitos com estratificação cruzada acanalada, Fácies B. Seção-tipo da Formação Resende, conforme definida por AMADOR (1975), em corte da Rodovia Presidente Dutra, nos arredores de Resende (RJ), local RE-03.

Figura 7 - Corpo de arenito sobreposto a lamito (porção inferior do corte), capeado por lamito argilo-siltoso (topo, abaixo do nível avermelhado de alteração), Fácies B. Corte na Rodovia dos Trabalhadores (SP-70), km 60, local TB-02.

Figura 8 - Lençol de arenitos com estratificação cruzada no topo de depósitos de lamitos da Fácies B (camada saliente abaixo da porção gramada). Afloramento no Bairro do Rio Pequeno, São Paulo (SP). Local SP-01.

Figura 9 - Diques clásticos de arenito nos lamitos. Fácies B ,mesmo local da figura anterior.

Figura 10 - Argilas verdes maciças da Fácies *C* , abaixo de camada de calcário dolomítico (Fácies *D* , camada de coloração esbranquiçada na porção média da foto) subjacente a folhelhos da Fácies *E* . Extração ALIGRA, Município de Taubaté, local TB-03.

Figura 11 - Concreção calcífera em argilas verdes da Fácies C. Extração ALIGRA, local TB-04, a pouco mais de uma centena de metros a oeste da localidade da figura anterior.

Figura 12 - Argilas verdes maciças da Fácies *C* das escavações da Estação Barra Funda do Metrô da Cidade de São Paulo. Notar a presença de camadas ricas em matéria orgânica (porções da base e do topo, de cor cinza-escuro). Local SP-02.

Figura 13 - Folhelhos e margas da Fácies *E*, da extração Santa Fé, Município de Tremembé (SP), local TB-05.

são constituídos por camadas de espessura centimétrica, com gradescência ascendente, de areia média, ocasionalmente areia grossa ou até grânulos, a silte, com matriz argilosa, no geral mal selecionados.

Os estratos cruzados tabulares de topo também apresentam granodecrescência ascendente, de areia grossa, por vezes grânulos, até silte, com argila abundante na matriz.

Na base, onde os estratos cruzados apresentam menores ângulos de mergulho, normalmente menores do que 5° , ocorrem, comumente, sedimentos de granulação média a fina.

Ocasionalmente, nas camadas basais, podem ocorrer conglomerados polimíticos (seixos de gnaisses, milonitos, granitóides, quartzo, quartzito, entre outros) (Figura 17), gradando a arenitos grossos a médios, que passam a areias de granulação fina com *climbing ripples*, estas indicando transporte para o eixo da bacia.

Feições de bioturbação são comuns, sobretudo nas porções de granulação areia fina a silte.

A Fácies *F* foi detectada unicamente na borda norte da Bacia de Taubaté, em corte da SP-123, no início da subida da Serra da Mantiqueira.

Fácies G: Esta fácies é composta por arenitos grossos, arcoseanos, conglomeráticos, localmente conglomerados, polimíticos, em camadas decimétricas, com seixos de argila na base. Apresentam gradação normal até arenitos finos quartzosos com estratificações cruzadas (*climbing ripples*) (Figura 18) e, para o topo, siltitos bioturbados (Figura 19) e siltitos e argilitos com gretas de contração (Figura 20).

Apresentam camadas de geometria tabular com grande persistência lateral (extensão decamétrica nos cortes), espessuras decimétricas a métricas e base erosiva.

Figura 14 - Detalhe dos folhelhos da Fácies E , com intercalações "papiiráceas" (logo acima do martelo). Local TB-05.

Figura 15 - Arenitos estratificados da Fácies F. Corte da Rodovia SP-123, cerca de 1,1 - 1,2 km após o trevo para Tremembé, rumo a Campos de Jordão, do lado direito da estrada. Local TB-06.

Figura 16 - Arenitos com estratificação cruzada, truncados, no topo, por arenitos com estratificação plano-paralela horizontal. Fácies *F*, local TB-06.

Figura 17 - Nível de conglomerado com estrutura gradacional. Fácies *F*, local TB-06.

Figura 18 - Sedimentos da Fácies *G* , notando-se nível com estratos cruzados. Estrada Caçapava-Monteiro Lobato, local TB-07

Figura 19 - Siltitos e arenitos bioturbados (manchas escuras) da
Fácies G . Rodovia SP-123, local TB-08.

Figura 20 - Gretas de contração de exposição subaérea em siltitos argilosos da Fácies G . Corte da Rodovia SP-123, km 12,9, lado direito, sentido Quiririm-Campos de Jordão. Local TB-09.

Ocorrem intercaladas com as argilas verdes maciças da *Fácies C*, na porção central da Bacia de Taubaté (Figura 21).

Fácies H: Esta fácies compõe-se de arenitos grossos, conglomeráticos, localmente conglomerados, com granodecrescência ascendente, até siltitos e argilitos. Apresentam estes sedimentos estratificações cruzadas de portes variados, geometria plano-côncava e base erosiva.

Clastos argilosos de dimensões centimétricas são frequentemente observados na base dos arenitos grossos (Figura 22).

Freqüentemente as camadas siltosas e os argilitos do topo são laminados, ocasionalmente fossilíferos, chegando a constituir depósitos com concentrações de restos vegetais, informalmente referidos como linhito (Figura 23), na verdade, comumente constituídos por folhelhos marrom-escuro, ricos em matéria orgânica.

A porção nordeste da Bacia de Resende (região de Quatis), sudoeste da de Taubaté (região de Guararema) e oeste da Bacia de São Paulo defronte à Prefeitura da Cidade Universitária, são áreas de bom desenvolvimento dessa fácies.

Fácies I: Megaestratificações sigmoidais (Figuras 24 e 25), constituídas por camadas de espessura até métrica, granodecrescentes, de arenitos conglomeráticos com abundante matriz argilosa na base, até siltitos e argilitos no topo.

Na porção distal das sigmoides podem ocorrer estruturas tipo *climbing ripples*.

Esta fácies está bem representada na porção central da Bacia de Taubaté.

Fácies J: A *Fácies J* é constituída por arenitos de granulação média a grossa, que gradam, para o topo, a sedimentos arenosos progressivamente mais finos, até siltitos e argilitos,

Figura 21 - Vista geral das intercalações de arenitos da Fácies *G* (porção inferior do corte e camada amarelada da porção média-superior da foto) em argilas verdes da Fácies *C* . Mesma localização da figura anterior.

Figura 22 - Camada de linhito de topo de banco gradacional da Fácies H. Extração ITAQUAREMA S.A., Guararema (SP). Local TB-10.

Figura 23 - Estrutura de reativação de canal, com blocos de argila retrabalhados. Fácies H, Cidade Universitária (USP), local SP-03.

Figura 24 - Megaestratificações sigmoidais (Fácies I), assentadas sobre camada planar. Rodovia Presidente Dutra, km 120, próximo ao entroncamento com a SP-123, local TB-11.

Figura 25 - Megaestratificações sigmoidais em sedimentos areno-argilosos. Fácies I, Sítio Santa Cruz, acesso pela estrada municipal Cataguã, cerca de 4 km a sudeste de Taubaté, local TB-12.

com estruturas gradacionais normais, rítmicas, estratificações plano-paralelas horizontais, de espessura centimétrica a decimétrica, com grande persistência lateral (Figuras 26 e 27), contendo ainda nas porções arenosas de granulação fina, estruturas tipo *climbing ripples* (Figura 28).

A porção central da Bacia de Taubaté (região de Caçapava) e a porção oeste da Bacia de São Paulo (Parque Continental, Rio Pequeno e Cidade Universitária - Instituto de Química da USP) oferecem uma boa representação desta fácies.

Fácies K: Constituem a Fácies K arenitos médios a grossos, mal selecionados, arcoseanos, com estratificação cruzada acanalada e tabular de grande porte, com níveis de espessura decimétrica de conglomerados com seixos de quartzo e quartzito, bem arredondado, na base.

Estruturas tipo fluxo de grãos e abundantes troncos vegetais fósseis alojados nas camadas frontais dos estratos cruzados estão presentes nos arenitos, os quais contêm ainda, localmente, fragmentos tablóides (megaclastos) de espessura decimétrica, eventualmente métrica, irregularmente distribuídos, de siltitos, ocasionalmente arenitos, a folhelhos cinza e marrom-escuro, ricos em restos vegetais (pequenos caules, folhas e sementes). Esses fragmentos, por vezes muito cominuídos, até a fração areia / grânulo, estão alojados de maneira ilusoriamente contínua, sob a forma de lâminas e/ou delgados estratos nas camadas frontais de estratos cruzados. A evidência de seu transporte é dada pela profunda cominuição de folhas e pequenos caules fósseis, presentes nesses "níveis" com os fragmentos.

Outro aspecto interessante é a presença de marcassita como cimento nesses arenitos, a qual, quando alterada, fornece grande variedade de sulfatos secundários (v.g. ATENCIO, 1986).

A Fácies K é típica da região de Itaquaquecetuba. As figuras 29 e 31 ilustram esses depósitos.

Figura 26 - Sedimentos rítmicos da Fácies *J* . Bairro do Rio Pequeno, São Paulo, local SP-04.

Figura 27 - Arenitos em camadas esbranquiçadas, gradando para argilitos arroxeados. A colocação amarelada é secundária. Fácies J, Jacareí, SP, local TB-13.

Figura 28 - Camadas com estrutura gradacional, de areia fina a silte e argila, esta nas porções mais salientes. Notar na parte central da foto, na camada levemente arroxçada, logo acima da escala, a presença de tênues *climbing ripples*. Fácies J, local SP-04.

Figura 29 - Arenitos com estratificação cruzada da Fácies K, na área-tipo da Formação Itaquaquecetuba (COIMBRA *et al.*, 1983). Notar as estruturas de reativação de canal e a presença de troncos vegetais fósseis (manchas arredondadas na parte central da foto) . Para escala ver o martelo colocado na parte direita inferior da foto. Local AR-01.

Figura 30 - Estratificação cruzada acanalada em arenitos grossos de Fácies K. Porto de areia ITAQUAREIA, Itaquaquecetuba (SP). Local AR-02.

Figura 31 - Arenitos com estratificação cruzada (lado direito da foto) com camadas e lâminas de concentração de fragmentos de siltitos e folhelhos ricos em matéria orgânica (faixas escuras). O alto ângulo de inclinação das camadas é devido ao falhamento que corta diagonalmente a foto. Porto de areia ITAQUAREIA, local AR-03. Fácies K.

Fácies L: Conglomerados suportados por clastos, com seixos bem arredondados e polidos de quartzo e quartzito com pouca matriz, caracterizam a *Fácies L*. Eles apresentam-se sob a forma de camadas decimétricas com persistência lateral da ordem de uma ou duas dezenas de metros (Figura 32). São exclusivos da área de Itaquaquecetuba (SP).

Fácies M: Esta *Fácies* é integrada exclusivamente por arenitos de granulação média a fina, mal selecionados, maciços, localmente com estruturas tipo almofada (*pillow*) decimétricas, constituindo bancos de espessura métrica (Figuras 33 e 34). Foram encontrados apenas na área de Itaquaquecetuba.

Fácies N: A *Fácies N*, outra detectada na área de Itaquaquecetuba, é caracterizada pela presença de lamitos síltico-arenosos, de coloração esverdeada pálida, estrutura maciça, ocasionalmente contendo seixos bem arredondados de quartzo e quartzito dispersos na matriz. Ocorrem associados com os arenitos da *Fácies M*.

Fácies O: A *Fácies O* é mais uma das restritas à área de Itaquaquecetuba. São depósitos sempre observados nas vizinhanças de bordas-de-falha limitando rochas do embasamento pré-cambriano e os sedimentos. Estes são constituídos de blocos subangulosos, usualmente até métricos, de rochas do embasamento, notadamente diferentes tipos de cataclásticas, raros granitoides foliados, megaclastos tabulares - até 2 a 3 metros de espessura por 6 metros em uma das outras dimensões - de folhelhos siltosos a arenitos marrom-escuros, com matéria orgânica, iguais aos presentes na *Fácies K*, bem como troncos vegetais fósseis carbonificados (Figuras 35 e 36). Os clastos menores, de dimensões centimétricas a eventualmente decimétricas, são predominantemente de quartzo e quartzito bem arredondados, além dos constituintes anteriormente descritos.

Há, localmente, certa predominância ora dos constituintes de maiores dimensões, ora dos menores, sob a forma de camadas métricas, conferindo incipiente estratificação ao conjunto.

Figura 32 - Conglomerado suportado por clastos da Fácies L. Extração ITAQUAREIA, local AR-04.

Figura 33 - Arenitos com estrutura almofadada, Fácies *M* . Extração ITAQUAREIA, local AR-04.

Figura 34 - Arenitos da Fácies M , com estrutura "pillow" (quarto superior esquerdo da foto). Local AR-04.

Figura 35 - Conglomerados e brechas da Fácies 0, nas vizinhanças de borda-de-falha com o embasamento, este no lado inferior esquerdo da foto. Extração ITAQUAREIA, local AR-05.

Figura 36 - Conglomerado da Fácies 0 com seixos a matacões de rochas do embasamento (acima do martelo), tronco fôssil (na altura do martelo, lado direito da foto) e megaclasto areno-argiloso rico em matéria orgânica (porção amarronzada no canto esquerdo inferior da foto). Extração ITAQUAREIA, local AR-06.

Figura 37 - Conglomerado com seixos de quartzo e quartzito com cimentamento de marcassita (porção esverdeada) e sulfatos secundários de sua alteração (porções amareladas). Fácies 0. Extração ITAQUA - REIA. local AR-06.

Um tênue arranjo (imbricação) dos seixos e fragmentos maiores é localmente observável.

As camadas contendo seixos de quartzo e quartzito estão usualmente cimentadas por abundante marcassita, mineral este presente também nas outras fácies arenosas grossas de Itaquaquecetuba (IPT, 1984).

A geometria dos depósitos da Fácies O é acunhada, com rápido decréscimo da espessura dos estratos e do tamanho dos seus constituintes rumo às porções centrais das bacias de acumulação.

Fácies P : A Fácies P é restrita à Bacia de Itaboraí (RJ). Constitui-se de calcários fitados descritos por LEINZ (1938), aos quais associam-se, localmente, pisólitos (TIBANA *et al.*, 1984).

Fácies Q: Integram a Fácies Q as crostas calcíticas, associadas aos lamitos da Fácies B, que ocorrem sob a forma nodular (Figura 38), localmente concentrada em níveis de espessura decimétrica a métrica (Figura 39), ou preenchendo rachaduras de ressecção de espessura centimétrica (Figura 40).

A Fácies Q tem sua ocorrência restrita à porção central da Bacia de Resende e extremo sudoeste da de Taubaté (Santa Isabel). Foi também descrita por COIMBRA & RICCOMINI (1985a) na Bacia de Curitiba.

Fácies R: A Fácies R é caracterizada pela presença de um nível basal de espessura decimétrica de conglomerado, com seixos (ocasionalmente matacoões) bem arredondados de quartzito e quartzo, em matriz essencialmente arenosa grossa mal selecionada. Este depósito apresenta granodecrescência ascendente (Figura 41).

Passa acima para arenitos argilosos grossos, mal selecionados, localmente contendo níveis conglomeráticos com seixos de quartzo e quartzito, agora de dimensões até centimétricas, bem arredondados, apresentando, todo o conjunto, estratificação cruzada tabular, de médio porte. A espessura é métrica.

Figura 38 - Calcário calcítico nodular da Fácies *Q* associado a lamito da Fácies *B*. Corte na EFCB, cerca de 2 km a leste de Resende (RJ). Local RE-04.

Figura 39 - Vista geral do corte da figura anterior, mostrando camada de calcário calcítico nodular.

Figura 40 - Calcário calcítico em rachaduras de ressecção da Fácies *Q* em lamitos da Fácies *B*. Corte do lado direito da Rodovia Presidente Dutra, km 187, sentido São Paulo-Rio de Janeiro, nos arredores de Santa Isabel (SP). Local TB-14.

Figura 41 - Conglomerados com seixos de quartzito da Fácies *R*, assentados discordantemente sobre argilas verdes da Fácies *C*. Corte do lado esquerdo da estrada Pindamonhangaba-Tremembé, a cerca de 500 m do entroncamento com a SP-66 (Local TB-15).

Esses arenitos passam, por granodecrescência ascendente inicialmente para areias médias a finas, argilosas, mal selecionadas, com estratificação cruzada, aqui acanalada de médio a pequeno porte e, para o topo, a siltitos, ora de aspecto maciço, ora estratificado ou laminado. A espessura desse conjunto é métrica (Figura 42).

O melhor desenvolvimento da *Fácies R* ocorre na região de Caçapava, Quiririm, Taubaté e Pindamonhangaba, bem como nos arredores de São José dos Campos. Dada a geometria tabular planar desses depósitos, eles condicionam relevo tabuliforme bastante conspícuo nessas regiões.

Nos arredores de São José dos Campos e Quiririm, em cortes da Rodovia Presidente Dutra e SP-123, nos siltitos laminados de topo, ocorrem restos vegetais (folhas e pequenos caules).

Fácies S: Nas porções sul e sudeste da denominada depressão circular ou astroblema de Colônia (KOLLERT *et al.*, 1961; CRÔSTA, 1986; RICCOMINI *et al.*, 1989), localizada 35 km ao sul da cidade de São Paulo, ocorrem lamitos argilosos acinzentados, contendo grãos e grânulos angulosos de quartzo e concreções botrioidais centimétricas, raramente decimétricas, esbranquiçadas, de gibbsita. Estes depósitos, de ocorrência descontínua, constituem a *Fácies S*.

Fácies T: Deixou-se a descrição da *Fácies T* para o final pois esta é sem dúvida a de ocorrência mais restrita na área estudada, tendo sido encontrada apenas em um local, intercalada nos conglomerados e depósitos de maior granulação, monomíticos, constituídos por seixos e matacões arredondados de rochas alcalinas (Figura 43) localizadas a sul do Maciço de Itatiaia (*Fácies A*). Trata-se de um corpo tabular, de espessura decimétrica, internamente estratificado, de constituição siltico-arenosa, rico em argila, com abundante matéria orgânica dispersa e ainda fragmentos centimétricos de pequenos caules carbonificados. Sua coloração é acinzentada, quase preta.

Figura 42 - Arenitos de granulação grossa a média com estratificação cruzada acanalada, passando rumo ao topo a arenitos finos e siltitos. Fácies *R*. local TB-15, corte do lado direito da estrada, defronte ao da figura 41, rumo a Tremembé.

Figura 43 - Camada tabular de sedimento siltico-arenoso, rico em argila e com abundante matéria orgânica, da Fácies *T* (porção central da foto, onde está o martelo), intercalada em conglomerados oligomíticos da Fácies *A*. Local RE-02.

4.2.1.2 Argilominerais

Os argilominerais presentes nas diferentes fácies sedimentares das bacias do RCSB ainda não foram objeto de estudos sistemáticos, embora alguns depósitos estejam sendo explorados economicamente, já há algumas décadas. Os estudos realizados são de caráter mais local e concentrados na Bacia de Taubaté (*v.g.* FURIA, 1940; COUTO, 1953a; PAIVA NETTO & NASCIMENTO, 1956; NICOT & VISCONTI, 1959; SUGUIO, 1969; IPT, 1975; SANTOS, 1975, entre outros), notadamente voltados às ocorrências das denominadas argilas "bentoníticas" da porção central dessa bacia. Trabalhos em outras áreas são mais restritos (*v.g.* SUGUIO & TAKAHASHI, 1970; SUGUIO *et al.*, 1971, 1985; IPT, 1983; MELO *et al.*, 1985c, entre os principais).

A análise de argilominerais no presente estudo compreendeu a caracterização mineralógica por difração de raios X, somada à análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV), esta possibilitando a visualização das formas, dimensões e, principalmente, a disposição e relações dos argilominerais com outras partículas dos sedimentos. Dessa forma pode-se obter indicações mais seguras quanto aos processos físico-químicos atuantes previamente e durante a sedimentação, e em termos paleoambientais (BRANDT NETTO *et al.*, 1987) e paleotectônicos.

Como já destacado por COIMBRA (1983, p.84) "embora se admita que a maioria dos argilominerais presentes nas rochas sedimentares seja de origem detrítica, refletindo as condições climáticas e tectônicas reinantes na área fonte, sabe-se que modificações importantes podem ser introduzidas, sejam elas por transformação ou neoformação, ligadas às condições físico-químicas do ambiente deposicional e à composição das águas intersticiais agindo sobre o material original durante os processos diagenéticos".

Foram coletadas amostras nas diferentes fácies já descritas. Procurou-se, preferencialmente, efetuar a amostragem em perfis, onde pôde ser estabelecida a relação entre as fácies, de modo a se verificar as influências dos processos ligados à dinâmica sedimentar na composição dos argilominerais.

Os argilominerais identificados correspondem aos grupos da esmectita, da clorita, illita, caulinita, além de outros minerais; suas morfologias e formas de ocorrência, são descritas em relação às diferentes fácies em que foram constatadas suas presenças.

Esmectitas: O termo esmectita é aqui empregado como grupo, dada a ausência de análises químicas mais específicas, ficando a denominação montmorillonita reservada a uma espécie mineral desse grupo. Entretanto, a denominação montmorillonita já foi por vezes empregada como grupo (COIMBRA, 1983), ou simultaneamente como grupo e espécie mineral (CARROL, 1970).

As esmectitas ocorrem fundamentalmente sob a forma de finas placas de bordos arqueados (Figuras 44 e 45) e, mais raramente, como flocos com arranjos lembrando "pê-de-alface", com cristais de calcita intersticiais (Figuras 46 e 47).

Esmectitas como finas placas estão presentes e constituem-se no argilomineral essencial na matriz lamítica não alterada da Fácies A, como já assinalado por MELO *et al.* (1985c), nos lamitos arenosos e arenitos da Fácies B, nas argilas esverdeadas maciças da Fácies C, nos folhelhos castanho-escuros da Fácies E, e nos lamitos da Fácies N.

As esmectitas da porção central da Bacia de Taubaté (Fácies C) foram analisadas quimicamente por PAIVA NETTO & NASCIMENTO (1956), que as denominaram bentonitas. A bentonita é produto de intemperismo de cinzas vulcânicas e contém principalmente a montmorillonita (KIRSCH, 1972). Sua composição, entretanto, é normalmente mais sódica que a montmorillonita. A composição química média destas argilas da Bacia de Taubaté mostra quantidades de cálcio de até pouco mais de 1%, e baixos teores de sódio - menores que 0,35% - muito semelhantes à composição da montmorillonita típica, da localidade de Montmorillon, França (ROSS & HENDRICKS, 1945). Da mesma forma, não existem elementos que indiquem origem vulcânica para essas argilas. Assim, acredita-se que essas ocor-

Figura 44 - Esmectita em placas, Fácies C . Extração Santa Fé, Tremembé (SP), local TB-05. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 45 - Esmectita em placas, Fácies C . Extração ALIGRA, Taubaté (SP), local TB-03. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 46 - Esmeclita e calcita (c). Fácies B associada aos calcretes da Fácies Q. Rodovia Presidente Dutra, sentido São Paulo-Rio de Janeiro, logo após o trevo para Santa Isabel (local TB-14). MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 47 - Esmeclita tipo "pé-de-alface" e calcita (c). Fácies B associada a calcretes da Fácies Q, em corte da EFCB, a leste de Resende (RJ), local RE-04. MEV, aumento de 4.000 X.

rências até hoje tidas como de bentonitas, são, na realidade, montmorillonitas. Fato adicional a essa idéia é a necessidade de adição de carbonato de sódio a essas argilas para aumentar seu poder de troca catiônica, adquirindo então propriedades tixotrópicas semelhantes à da bentonita.

As finas placas encurvadas das esmectitas, presentes essencialmente em fácies sedimentares argilosas, de difícil percolação por soluções intraestratais, devem ser oriundas do material detrítico mais fino, fornecido à bacia durante a sedimentação.

Ao contrário, as esmectitas associadas à calcita, ou seja, os calcretes da Fácies Q, são provavelmente diagenéticas, sobretudo pelas suas delicadas formas, não sugestivas de retrabalhamento mecânico. Sua gênese deve estar ligada à liberação da sílica de grãos de quartzo, submetidos a ataque superficial por águas ácidas, carbonatadas, ascendentes por capilaridade (evapotranspiração > precipitação), reagindo com a esmectita detrítica e formando arranjo autígeno envolvendo os grãos de quartzo. Com o equilíbrio, o meio torna-se menos ácido, conduzindo à cristalização de calcita intersticial.

Grupo de clorita: A clorita ocorre associada com a montmorillonita nas argilas esverdeadas da Fácies C da Bacia de Taubaté e, mais raramente, nos lamitos da Fácies B. Apresenta cristais individuais com formato de pequenos "repolhos" salpicados na massa esmectítica (Figura 48). Trata-se, sem dúvida, de clorita diagenética, pois eventual transporte teria destruído mecanicamente as delicadas formas observadas.

Todas as cloritas verdadeiras possuem o mesmo arcabouço estrutural, consistindo de camadas alternadas de brucita e minerais micáceos (talco) (GRIM, 1968). Como seria de se esperar, a presença de cloritas está relacionada à maior concentração em magnésio, ocorrendo associadas às argilas verdes maciças da Fácies C, as quais contêm também dolomita.

Figura 48 - Clorita (cl) sob a forma de pequenos repolhos salpicados em esmectita. Fácies C, Extração Sante Fê, Tremembé (SP), local TB-05. MEV, aumento de 6.000 X.

Grupo da illita: Emprega-se aqui a designação illita para o grupo de argilominerais micáceos, identificados por MEV, e que ao nível da análise por difração de raios X apresentam características de micas.

A ocorrência desses argilominerais micáceos pôde ser as sinalada com certo grau de segurança apenas nas argilas verdes ma ciças da Fácies C, onde constituem prismas hexagonais associados à clorita (Figura 49), ambos certamente diagenéticos.

Grupo da caulinita: O grupo da caulinita está representado nas amostras analisadas pela caulinita propriamente dita, a diocita e a halloisita.

A caulinita ocorre sob a forma de pequenos flocos pla - nos de bordos angulosos (Figura 50), como placas pseudo-hexagonais de tamanho reduzido, formando, no conjunto, massas irregulares (Fi gura 51), e ainda cristais de maiores dimensões, com contorno hexa gonal conspícuo, e justapostos de forma a constituírem agregados que se assemelham à sanfona (Figuras 52 e 53), hábito este tam - bém denominado de vermiforme (SCHOLLE, 1979). As duas primeiras formas, pelas suas dimensões reduzidas e baixo grau de cristalinidade, são interpretadas como alogênicas, ao passo que as "sanfo nadas", de maiores dimensões e maior grau de cristalinidade, se - riam diagenéticas.

A caulinita detrítica está presente em praticamente to - das as fácies sedimentares aqui descritas. Ela se apresenta fre - quentemente associada com a esmectita detrítica, ou até com a clorita.

Caulinitas diagenéticas são o argilomineral principal das fácies H, J, K, M, e R. Localmente, e um excelente exemplo são as argilas brancas situadas abaixo do linhito descrito por SUGUIO *et al.* (1985) em Guararema, as caulinitas diagenéticas apre - sentam acentuada plasticidade, forte poder de "liga", caracterís - tico das argilas denominadas tecnologicamente de *ball-clay*.

Figura 49 - Argilomineral micáceo (m) em prisma hexagonal, associado a clorita (cl). Fácies C, Rodovia SP-123, km 12,9, rumo Quiririm-Campos de Jordão, local TB-09. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 50 - Caulinita em pequenos flocos. Fácies *E*, Extração ALI
GRÁ, Taubaté (SP), local TB-03. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 51 - Caulinita em placas, Fácies C, estrada secundária Caçapava-SP-123, local TB-16. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 52 - Caulinita (k) sanfonada ou vermiforme, Fácies G, Rodo
via SP-123, km 12,9 rumo Quiririm-Campos de Jordão, local TB-09.
MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 53 - Caulinita hexagonal, Fácies *J*, Rodovia Presidente Dutra, km 107,5, rumo São Paulo-Rio de Janeiro, local TB-17. MEV, aumento de 10.000 X.

Atribui-se, para a caulinita diagenética, origem ligada à percolação de águas ligeiramente ácidas, propiciando a alteração de feldspatos e formação do argilomineral. As *ball-clay* seriam argilas originadas pela alteração de esmectitas e talvez feldspatos, pela ação de soluções ricas em ácidos húmicos provenientes dos níveis de linhito sobrejacentes às argilas.

Dickita foi constatada por difração de raios X (NEWNHAM & BRINDGLEY, 1956a, b; THOREZ, 1975), já que não é distinguível da caulinita em MEV (WILSON & PITTMAN, 1977). Ocorre nos diamictitos da Fácies A da região do Parque Dom Pedro, na região central de São Paulo. Trata-se de placas de dimensões centimétricas preenchendo cavidades (RICCOMINI *et al.*, 1988). Maiores considerações sobre essa ocorrência estão reservadas para o item 4.2.2.2.

Emprega-se o termo halloisita como espécie mineral do grupo da caulinita, pela identidade química desses minerais, embora alguns autores prefiram considerar a halloisita como grupo mineral (GRIM, 1968).

Halloisita tem, aparentemente, ocorrência restrita à Fácies G. Apresenta hábito prismático alongado, tendendo a acicular, com arranjo irregular entre os cristais, de provável origem diagenética (Figura 54). Tal diagênese é resultante, provavelmente, de produto de decomposição de feldspatos abundantes nessa fácies, ou ainda de recristalização de caulinita (Figura 55).

Outros minerais da fração argila: Calcita, dolomita, pirita e gibbsita foram identificados na fração argila, por difração de raios X e/ou MEV.

A calcita ocorre associada com a esmectita diagenética dos lamitos da Fácies B (Figuras 46 e 47).

Dolomita é de ocorrência mais restrita, associando-se à esmectita detrítica (Figura 56) e clorita da Fácies C.

Figura 54 - Halloisita prismática, Fácies G , local TB-16. MEV, aumento de 6.000 X.

Figura 55 - Halloisita prismática (h) formando-se às custas de caulinita (k), Fácies G, local TB-16. MEV, 10.000 X.

Figura 56 - Esmeclita detrítica (e) e dolomita (d), Fácies C ,Ex
tração ALIGRA , Taubaté (SP), local TB-03. MEV, 6.000 X.

Piritas framboidais associam-se aos níveis com predominância de cloritas da Fácies *C* (Figura 57), bem como aos folhelhos castanho-escuros da Fácies *E* (Figuras 58 e 59). Sulfatos secundários de sua alteração são freqüentes.

Gibbsita, $Al(OH)_3$, praticamente pura, contendo pequena porcentagem de sílica livre, é o constituinte dos nódulos argilosos botrioidais presentes nos lamitos da Fácies *S*. Este mineral foi determinado pela difração de raios X. Análises químicas preliminares apontaram composição semelhante às bauxitas "tipo Guiana", largamente empregadas na indústria de refratários.

4.2.1.3 Palinologia

A amostragem para as análises palinológicas foi conduzida com base no esquema de fácies aqui proposto. Praticamente todas as ocorrências de sedimentos com potencialidade de conter palinomorfos, segundo os critérios de cor de ARAI (1982), foram amostradas, processadas e analisadas, ainda que algumas delas a nível apenas de um exame preliminar.

Os locais de coleta foram os seguintes:

a) Seção-tipo da Formação Resende (Figura 6), conforme definida por AMADOR (1975), em corte da Rodovia Presidente Dutra, nas proximidades de Resende (RJ) (Local RE-03);

b) sedimentos da Fácies *B*, local RE-05, situados em corte da EFCB, nas proximidades do cruzamento com a Rodovia Presidente Dutra, cerca de 3,8 km após o acesso para Itatiaia, sentido Rio-São Paulo; corresponde ao mesmo afloramento estudado por LIMA & AMADOR (1985), mas com a coleta do material em posição distinta;

c) camada siltico-arenosa rica em argila e matéria orgânica, Fácies *T*, no local da Figura 43.

Figura 57 - Piritas framboidais (py) e cloritas (cl), Fácies C ,
Extração ALIGRA, Taubaté (SP), local TB-03. MEV, 6.000 X.

Figura 58 - Piritas framboidais com sulfato secundário (s), provavelmente halotriquita, Fácies E, Extração ALIGRA, Taubaté (SP), local TB-03. MEV, 6.000 X.

Figura 59 - Pirita framboidal (py), cristais desagregados de piritas framboidais (pyd), halotriquita (s) e agregados de cristais octaédricos (o) de pirita ou alúmen. Fácies E, Extração ALIGRA, Taubaté (SP), local TB-03. MEV, 6.000 X.

d) sedimentos da Fácies *C*, em corte da estrada Pinda - monhangaba-Tremembé (Figura 41), a cerca de 500 m do entroncamento com a SP-66;

e) testemunho de sondagem nº 42 do CNP, localizada na Olaria do Couto, Tremembé (SP) (Local TB-18);

f) extração ALIGRA S.A., situada à Avenida do Barranco nº 320, Taubaté (SP), com a amostragem executada em diferentes níveis nas fácies *C* e *E* (Figura 10);

g) camada de linhito da Fácies *H*, coletada na extração ITAQUAREMA S.A., local da figura 22, anteriormente estudada por LIMA *et al.* (1985b);

h) sedimentos argilo-arenosos turfáceos, situados em cortes do lado esquerdo da estrada de acesso para Santa Isabel (SP), a partir da Rodovia Presidente Dutra, a cerca de 2 km do entroncamento com esta (Local AR-07);

i) megaclasto da Fácies *K*, no porto de areia de ITA - QUAREIA S.A., situado na margem direita do Rio Tietê em Itaquaquecetuba (SP), no mesmo local de coleta de MELO *et al.* (1985a), a poucos metros da seção vertical apresentada por COIMBRA *et al.* (1983) (Local AR-05);

j) argilas verdes maciças com níveis de matéria orgânica da Fácies *C*, coletadas nas fundações da Estação Barra Funda do Metrô da Cidade de São Paulo, ao lado do Memorial da América Latina (Local SP-02);

k) amostra de camada de siltito com níveis de siltitos argilosos cinzas orgânicos, com restos vegetais, do antigo porto de areia da Cidade Universitária, hoje alagado e ocupado pela Raia Olímpica da USP; amostra coletada pelo Prof. Setembrino Petri a cerca de seis metros abaixo da superfície e depositada na coleção do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGUSP sob o número S-401 (Local SP-05);

Assembléias polínicas

A análise do material polínico permitiu o seu agrupamento em cinco assembléias correspondentes a microfloras, relativamente bem distintas entre si, informalmente denominadas em função dos locais de coleta.

Microflora de Resende (locais a e b): Esta microflora não pode ser plenamente caracterizada devido sobretudo à alta frequência de amostras estéreis. O material analisado está englobado no espectro polínico descrito por LIMA & AMADOR (1985), o qual parece ser bem representativo desta assembléia.

Microflora de Taubaté (locais d, e e f): Esta assembléia apresenta predominância de pólenes dissacados, representados principalmente pelos gêneros *Podocarpidites* e *Scyadopityspollenites*, ambos derivados de coníferas. Ocasionalmente o conteúdo desses palinomorfos encontra-se diluído em função da predominância de elementos derivados de algas unicelulares do grupo das clorofíceas (*Botryococcus*, *Pediastrum*) e filicíneas flutuantes da família Salvinaceae (*Azolla*), viventes no próprio ambiente deposicional.

Microflora de Santa Isabel (local h): A predominância de esporos monoletes derivados de pteridófitas, além da ocorrência notável de *Pseudoschizaea* (*Incertae sedis algae*), caracteriza a microflora de Santa Isabel.

Microflora de Itaquaquecetuba (local i): O material coletado em Itaquaquecetuba apresenta predomínio de pólenes colporados de dimensões reduzidas (20 a 50 μ), ocorrendo subordinadamente pólenes porados e sincolporados. Estes pólenes sugerem a predominância de plantas superiores (angiospermas).

Microflora da Cidade Universitária (local k): A assembléia palinológica da Cidade Universitária apresenta predomínio de esporos triletes e monoletes. Pólenes derivados de angiospermas são pouco frequentes (cerca de 2%), enquanto que os pólenes dissacados são raríssimos. Embora lembre a microflora de Santa Isabel, por apre-

sentar a predominância de esporos derivados de pteridófitas, a semelhança da microflora da Cidade Universitária não é total com aquela, pois aqui é rara a ocorrência de *Pseudoschizaea*, além do que triletes e monoletes são igualmente freqüentes, enquanto que em Santa Isabel estes últimos predominam. Esta microflora difere totalmente da de Taubaté, por não apresentar *Podocarpidites* e *Scyadopityspollenites*. Da microflora de Itaquaquecetuba difere também pela baixa diversidade e freqüência de pólenes de angiospermas. Há que se considerar, entretanto, que a diversidade e a freqüência dos pólenes de angiospermas são baixas, mas ainda relativamente altas se comparadas com a microflora de Santa Isabel. Tal pobreza em angiospermas poderia ser apenas aparente, resultante do efeito de diluição dada a alta freqüência de esporos de pteridófitas, que de resto poderia advir da vegetação local que teria sido rica nessas plantas. De qualquer forma, as características do material da Cidade Universitária justificam a sua separação em uma outra assembléia.

Amostras de Itatiaia, Guararema e São Paulo (Barra Funda) (locais **c**, **g** e **h**): O material coletado no local **c** revelou a presença quase que exclusiva de fungos (>99%), não se prestando, portanto, para maiores considerações em termos bioestratigráficos. As amostras de Guararema (local **g**) apresentam conteúdo polínico muito semelhante ao da microflora de Itaquaquecetuba, embora sejam menos férteis do que esta. Já o material proveniente da Barra Funda (local **h**) assemelha-se muito ao da microflora de Taubaté. LIMA *et al.* (1985b), estudando o conteúdo polínico de uma camada de linhito da Formação Caçapava, concluíram que o material pertence a mesma cronozona da Formação Tremembé (LIMA *et al.*, 1985a). Dessa forma os palinomorfos das amostras de Guararema e da Barra Funda podem ser considerados como variantes da microflora de Taubaté.

Idades

Em termos de idade, a microflora de Taubaté e as amostras de Guararema e da Barra Funda estão seguramente compreendidas na cronozona definida pela amplitude vertical do pólen

Scyadopityspollenites quintus, cuja ocorrência nas bacias costeiras brasileiras está registrada nos estratos do Eoceno Superior a Oligoceno (REGALI *et al.*, 1974). Nesta linha de raciocínio, FERREIRA & SANTOS (1982) dataram a Formação Tremembé como do Eoceno Superior-Oligoceno. Na prática, a ocorrência quantitativamente significativa daquele pólen, em associação com a abundância de outros pólenes dissacados como *Podocarpidites*, está sendo tentativamente relacionada ao Oligoceno, mais precisamente à palinozona *Scyadopityspollenites quintus* (P-680) de idade Chattiano (Neo-Oligoceno).

Por outro lado, a utilização da palinozona *Scyadopityspollenites quintus* (P-680), definida originalmente por REGALI *et al.* (1974) sob a denominação de Zona *Parvisaccites?* sp. (PO-20), parece ser inadequada para o caso da microflora de Taubaté, uma vez que aquela biozona é do tipo "diferencial superior", cujo limite inferior é assinalado pelo nível de extinção do pólen *Scabraperiporites nativensis*.

Até o momento não foram encontrados palinomorfos que caracterizassem a Zona *Scabraperiporites nativensis* na microflora de Taubaté. O não registro desta biozona pode ser tentativamente interpretado como simples ausência de formas diagnósticas, ou pela existência apenas do intervalo do Neo-Oligoceno na seção estudada da bacia. Diante desta dúvida, julgou-se, por ora, conveniente adotar para a microflora de Taubaté a Zona-de-Apogeu *Podocarpidites* spp., cujos limites são provavelmente coincidentes com os do Oligoceno indiviso. Esta Zona-de-Apogeu está caracterizada no anexo A.

A julgar pelos dados levantados, a microflora de Resende, caracterizada por LIMA & AMADOR (1985), estaria, a exemplo da de Taubaté, melhor confinada no Oligoceno.

A microflora de Itaquaquecetuba, tida como eocênica-oligocênica (v.g. MELO *et al.*, 1985a, 1986), comportaria idade máxima oligocênica (M. Arai, comunicação pessoal). As plantas fósseis presentes no mesmo local de coleta das amostras para palinologia

foram objetos de estudo por FITTIPALDI *et al.* (1989), apresentando pouco valor cronológico, uma vez que formas similares ocorrem até o presente.

A idade das outras microfloras deve ser tratada com maior cautela, uma vez que a alta frequência de palinomorfos semelhantes aos derivados de plantas atuais dificulta melhor determinação.

Para as assembléias de Santa Isabel e Cidade Universitária a pobreza em pólen dissacados afasta a possibilidade destas serem oligocênicas, podendo então ser mais jovens ou mais antigas que esta época. A situação geomorfológica do afloramento de Santa Isabel não parece comportar idade mais antiga do que o Oligoceno. Da mesma forma, a presença de forma vegetal muito semelhante à atualmente vivente na região, observado no material proveniente da Cidade Universitária (família Malvaceae, provavelmente do gênero *Hibiscus*, F.C.Fittipaldi, informação pessoal), poderia sugerir idade mais recente, pós-oligocênica, embora haja menção à ocorrência deste gênero na Formação Green River, Eoceno dos EUA (BROWN, 1934, p.63-64).

4.2.2 Manifestações vulcânicas e hidrotermais

4.2.2.1 Rochas vulcânicas

Derrames de lavas caracterizadas petrograficamente como ankaramitos de idade eocênica-oligocênica, intercalados em lamitos da Fácies B, do Graben de Casa de Pedra, Bacia de Volta Redonda (Local VR-01), foram inicialmente descritos por RICCOMINI *et al.* (1983) (Figuras 60 e 61).

Lavas de natureza semelhante e possivelmente sincrônicas foram descritas também na Bacia de Itaboraí, sobrepostas aos calcários paleogênicos (KLEIN & VALENÇA, 1984).

Três ocorrências de diques, dois de piroxênio-biotita lampfiro dos arredores da Bacia de Resende (Locais RE-06 e RE-

Figura 60 - Derrame de lavas ankaramíticas (porção marrom da parte superior da foto) sobre lamitos da Fácies B . Área da Bacia de Volta Redonda, *Graben* de Casa de Pedra, na localidade homônima (VR-01), em corte da Rodovia Presidente Tancredo Neves.

Figura 61 - Detalhe da rocha ankaramítica da figura anterior, mostrando estrutura vesículo-amigdaloidal.

07), e um de piroxênio-olivina lamprófiro, situado ao sul da Bacia de Volta Redonda (Local VR-02), foram consideradas pelo IPT (1983) como possivelmente cogenéticas do derrame de Casa de Pedra.

Durante o desenvolvimento do presente estudo, as ocorrências de diques semelhantes aos acima mencionados superaram uma dezena incluindo-se aqui a área da Bacia de Taubaté. Entretanto, todos eles encontram-se alojados em rochas pré-cambrianas, sem relações diretas de contato com os sedimentos terciários.

De modo a se tentar entender melhor a relação entre as rochas intrusivas e a efusiva, foram realizadas análises químicas e determinações geocronológicas K/Ar.

Análises químicas

Na tabela 1 são apresentados os resultados das análises químicas efetuadas. Os números das amostras correspondem aos locais assinalados no anexo A. Também estão incluídas na tabela, para fins de comparação, as análises químicas dos ankaramitos da Bacia de Itaboraí (KLEIN & VALENÇA, 1984), e do dique da localidade de Ankaramy, Madagascar (LACROIX, 1916, *in* JOHANNSEN, 1937, p. 333), assinalados respectivamente pelas iniciais IB e AK.

Numa primeira análise, o derrame de Casa de Pedra (VR-01) e o dique de piroxênio-olivina lamprófiro de Volta Redonda (VR-02) apresentam acentuada semelhança química. De certa forma o mesmo parece ocorrer entre os diques de piroxênio-biotita lamprófiro da Bacia de Resende (RE-06 e RE-07), apesar dos altos valores de perda ao fogo.

No diagrama de DE LA ROCHE *et al.* (1980) as amostras de Volta Redonda, Itaboraí e uma de Resende (RE-07) estão englobadas no campo dos basanitos, a segunda de Resende (RE-06) situada no campo dos tefritos e a de Ankaramy nos picritos (Figura 62).

Já no diagrama TAS (*total alkali-silica*) de SABINE (1989) as análises de Volta Redonda permanecem no campo dos basanitos e a

Tabela 1

Análises químicas (valores em wt. %)

	Amostras						
	VR-01	VR-02	RE-06	RE-07	Itaboraí	Itaboraí	Ankaramy
SiO ₂	42,2	44,9	39,6	37,9	40,9	40,7	43,27
Al ₂ O ₃	13,2	12,6	11,8	11,4	12,6	12,6	4,54
Fe ₂ O ₃	4,2	4,3	5,4	6,8	4,5	4,8	2,32
FeO	6,8	5,8	6,5	9,7	5,45	5,17	6,18
TiO ₂	2,5	3,0	4,2	5,0	3,7	3,7	1,25
CaO	12,1	11,3	11,8	10,2	14,5	14,4	13,72
MgO	10,1	9,4	6,6	5,5	6,3	6,2	17,65
Na ₂ O	3,2	3,7	2,2	1,7	2,4	2,3	1,26
K ₂ O	1,2	1,4	4,1	3,7	0,76	0,68	1,14
MnO	0,2	0,2	0,2	1,0	0,21	0,21	—
P ₂ O ₅	0,9	0,9	1,2	2,3	1,3	1,3	0,38
CO ₂	0,1	0,3	3,8	2,7	n.d.	n.d.	4,32
Perda ao fogo	3,3	2,3	6,3	4,7	6,99	7,04	4,54
Total	99,9	99,8	99,9	99,9	99,61	99,1	99,25

Figura 62 - Diagrama R₁ R₂ de DE LA ROCHE (1980) para as rochas vulcânicas. As iniciais¹ correspondem às amostras referidas na Tabela 1.

de Ankaramy no dos picritos (picro-basaltos), enquanto que as de Itaboraí e Resende situam-se no campo dos foiditos (Figura 63).

Determinações K/Ar

A datação K/Ar em rocha total, realizada em duplicata no derrame de Casa de Pedra, forneceu idades de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma (RICCOMINI *et al.*, 1983).

Dois diques, VR-02 e RE-06, foram submetidos a determinação K/Ar, o primeiro em rocha total e o segundo em biotitas, apresentando idades de $69,6 \pm 2,9$ e $84,0 \pm 3,0$ Ma, respectivamente (Tabela 2)

Estas idades são significativamente mais antigas que aquela do derrame. A idade de $69,6 \pm 2,9$ Ma (VR-02) ainda poderia ser relacionada com a do Maciço de Itatiaia (idade média de 73 Ma, LAUAR, 1988), ou de Morro Redondo ($67,2 \pm 4,0$ Ma, KINOSHITA, inédito, *apud* LAUAR, 1988). Entretanto, a idade de $84,0 \pm 3,0$ Ma para a amostra RE-06 é de difícil interpretação, já que é mais antiga do que as obtidas para as rochas alcalinas da região, além do que dique de natureza semelhante parece cortar um outro de rocha alcalina, no local FB-01, pouco ao sul de RE-06, em corte da Ferrovia do Aço.

Pode-se pensar também na possibilidade de haver excesso de argônio para as duas amostras analisadas, ou de contaminação. Em particular, o dique RE-06 além de cortar outro dique de diabásio, apresenta xenólitos da encaixante (gnaisses) nas proximidades do contato.

Outro aspecto a ser considerado é o de que os teores em potássio, obtidos por espectrometria para a determinação geocronológica (Tabela 2), são significativamente superiores aqueles resultantes das análises químicas por absorção (Tabela 1), o que poderia sugerir problemas analíticos provavelmente para essas últimas, dada a sua maior imprecisão.

Figura 63 - Diagrama TAS (total alkali-silica) de SABINE (1989), para uso com rochas vulcânicas quando dados modais não são disponíveis. Para identificação das amostras ver Tabela 1.

Tabela 2

Dados analíticos K/Ar

nº laboratório	nº Campo	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (*)	%Ar ⁴⁰ _{atm}	idade (Ma)	análise
4956	VR-01	0,8470	1,4479	64,41	43,8 $\pm$ 6,2	rocha total
4992 = 4956	VR-01	0,8470	1,3799	62,03	41,7 $\pm$ 5,7	rocha total
6354	VR-02	1,8503	5,10	16,1	69,6 $\pm$ 2,9	rocha total
6351	RE-06	6,4870	21,67	25,6	84,0 $\pm$ 3,0	biotitas

Constantes utilizadas:

$$(*) \times 10^{-6} \left(\frac{\text{ccSTP}}{\text{g}} \right) \quad \lambda_{\text{total}} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} \quad K^{40} \text{ em } K^{\text{tot}} = 0,01167 \quad \lambda = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

Em suma, embora haja certa consistência em termos químicos, pelo menos para se considerar o dique VR-02 cogenético ao derrame, os dados geocronológicos não fornecem este suporte.

4.2.2.2 Hidrotermalismo

Além das faixas de rochas silicificadas presentes na borda norte das bacias de Resende, Volta Redonda e extremo leste da de Taubaté (IPT, 1983), anteriores ao preenchimento sedimentar, fenômenos de hidrotermalismo foram observados na porção central da Bacia de São Paulo, preliminarmente descritos por RICCOMINI *et al.* (1988), bem como na porção sul da Bacia de Taubaté, pouco a leste de Caçapava Velha (Anexo F), afetando os sedimentos terciários.

Bacia de São Paulo

Na Bacia de São Paulo, em sondagens recentemente realizadas para a construção do interceptor do Rio Tamanduateí (margem esquerda), na região do Parque Dom Pedro II, região central da Cidade de São Paulo (Avenida do Estado, defronte ao 29 Batalhão de Guarda, local SP-06), foi atravessado um pacote com até seis metros de espessura de diamictitos das fácies A e B, extremamente litificados, constituindo problema para as escavações subterrâneas.

A rocha, de coloração verde-acinzentada, apresenta aspecto de brecha - uma mistura caótica de fragmentos irregulares de tamanhos variados, até centimétricos, ligados por cimento limonítico-argiloso (Figura 64). Os clastos maiores são pedaços de milonito, com "microaugens" de feldspato (microclínio) envoltos entre camadas de material quartzo-feldspático microgranular ou simplesmente quartzoso, fortemente deformado ou recrystalizado. Os clastos menores são de feldspato despregados dos milonitos ou ainda da matriz "quartzítica". Numerosos clastos da fração de areia se constituem essencialmente de quartzo, e algum mineral pesado (zircão e estaurolina, entre outros), representando provável contribuição de sedimentos. Pequenos grumos limoníticos aparentam

ter sido cimento retrabalhado. O cimento compõe-se essencialmente de limonita amorfa e dickita, esta por vezes se cristalizando em grandes placas centimétricas intersticiais e preenchendo vazios, exibindo fina laminação plano-paralela horizontal. Barita foi reconhecida em cristais milimétricos preenchendo fraturas.

As perfurações que atingiram o substrato pré-cambriano revelaram a presença de milonito-gnaisses com foliação em posição sub-vertical provavelmente original. Estas rochas exibem, localmente, alguns planos cerosos, estriados - prováveis registros de movimentações mais jovens (Terciário), a julgar pelas semelhanças com materiais observados em superfície. A confecção de uma seção passando pelas sondagens (Figura 65) permitiu a inferência de uma falha normal, o que viria a corroborar esta hipótese. Sobre-se a isto o fato de que a área em questão está situada na possível junção dos falhamentos de Taxaquara e Caucaia sob a bacia.

Acima dos sedimentos litificados ocorre espessura variável, de até seis metros, de lamitos e diamictitos não endurecidos ou já alterados, subjacentes a um pacote de sedimentos aluviais areno-argilosos com concentração basal de seixos arredondados.

Aventa-se para a formação da dickita, e conseqüentemente para a litificação, e provavelmente também para a formação da barita, a hipótese de circulação prévia de soluções ácidas aquecidas a 250°C ($\pm 150^{\circ}\text{C}$). A água tanto poderia ser juvenil, resultante do resfriamento de lavas ou de hidrotermalismo, ou também de natureza meteórica. A acidez seria explicada pela dissolução de sulfetos, o que teria originado os vazios atualmente observados, e que também justificaria a riqueza atual de limonita e a presença de barita.

Bacia de Taubaté

As ocorrências da Bacia de Taubaté, recentemente descobertas, dispõem-se sob a forma de duas cristas alongadas, de direção grosseiramente N-S, com variações para NW e NE, situa -

Figura 64 - Aspecto geral da brecha hidrotermalizada. Parque Dom Pedro II, São Paulo, local SP-06.

Figura 65 - Seção passando pelas sondagens na região do Parque Dom Pedro II, local SP-06. Na porção centro-esquerda pode ser inferida a presença de falha normal afetando os lamitos.

das a cerca de 1,5 e 4 km a leste de Caçapava Velha (Locais TB-19, TB-20 e TB-21). Tratam-se de lamitos maciços com grânulos, lamitos arenosos e arenitos conglomeráticos com matriz argilosa, englobáveis na *Fácies B*, extremamente litificados.

Um exame petrográfico, ainda preliminar, em seções delgadas, revelou a presença freqüente de esmectita, quase que certamente diagenética, envolvendo grãos de quartzo, propiciando o endurecimento da rocha.

Localmente esta argilização ocorre sob a forma de vênulas sub-horizontais, conferindo incipiente pseudo-estratificação nos lamitos (Figura 66).

Tendo em vista a forma alongada das ocorrências, em concordância com as estruturas regionais, postula-se, para a formação de esmectita diagenética, a liberação de sílica devido ao ataque superficial dos grãos de quartzo por águas ácidas carbonatadas, provavelmente quentes, ascendentes ao longo de falhas, que reagiriam com a esmectita detrítica formando os cristais diagenéticos envolvendo os grãos de quartzo. Não se afasta, entretanto, a possibilidade de se tratar de processo superficial, da mesma maneira que aquele descrito no item das esmectitas.

No caso de origem juvenil sugere-se, na falta de dados sobre a idade, a correlação do hidrotermalismo nas bacias de São Paulo e Tremembé, com as manifestações vulcânicas da Bacia de Volta Redonda e possivelmente Itaboraí, do Eoceno-Oligoceno.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 GENERALIDADES

Os estudos de Geologia Estrutural na área do RCSB foram, até o presente momento, desenvolvidos de forma relativamente localizada. Destacam-se os do IPT (1983) e RICCOMINI *et al.* (1985) para a área de Volta Redonda, IPT (1983), MELO (1984, 1985) e MELO *et al.* (1985c) na Bacia de Resende, IPT (1983) para o extremo leste da Bacia de Taubaté, IPT (1984) e ALMEIDA *et al.* (1984) na área de Itaquaquecetuba, IPT (1986) e MELO *et al.* (1986) para a Bacia de São Paulo e extremo sudoeste da de Taubaté, além de considerações preliminares para a Formação Pariquera-Açu no sul do Estado de São Paulo (RICCOMINI *et al.*, 1986). Em âmbito mais regional podem ser destacados os trabalhos de LIU (1984, 1987) e FRANCHITTO (1987), baseados em dados de sensoriamento remoto, bem como o ensaio de síntese de CAMPANHA *et al.* (1985) para o segmento do *rift* situado entre as bacias de São Paulo (área de Itaquaquecetuba) e Volta Redonda.

Durante o desenvolvimento do presente estudo, os levantamentos estruturais foram norteados no sentido da caracterização dos diferentes tipos de deformações tectônicas que afetaram tanto o preenchimento sedimentar como seu embasamento, ou seja, as relações entre as deformações verificadas no substrato pré-cenozóico com a cobertura sedimentar mais jovem, terciária e quaternária.

Os estudos foram conduzidos em escalas sucessivamente mais detalhadas, desde a análise morfoestrutural regional com base em produtos de sensores remotos, passando pela análise de semi-detálhe ao nível das fotografias aéreas em diferentes escalas, até os estudos em afloramentos.

A análise regional objetivou a identificação e delimitação de lineamentos, presumivelmente relacionados com feições es-

truturais do terreno, em escala inferior a 1:100.000. O termo lineamento é empregado no sentido de O'LEARY *et al.* (1976), redefinido por SABINS Jr. (1978), ou seja, feição linear, topográfica ou tonal, expressa no terreno, imagem ou mapas, que pode representar uma zona de fraqueza estrutural. Esta análise morfoestrutural seguiu, em linhas gerais, os métodos apontados em trabalhos anteriores referentes à região sudeste do Brasil (*v.g.* RICCOMINI, 1983; LIU, 1984, 1987).

Como suporte básico foram empregados os mapas de lineamentos elaborados por FRANCHITTO (1987) a partir de mosaicos RADAMBRASIL e imagens LANDSAT (MSS e TM) obtidas em diferentes épocas, com azimutes e ângulos de elevação solar bem variados, os quais propiciam, pelo seu caráter multisazonal, boa diversidade de realces, em função da geometria de imageamento. Como consequência, destaca-se a grande riqueza em termos da extração de lineamentos na área compreendida entre o limite leste da Bacia de São Paulo e a região de Volta Redonda (RJ).

Além desse documento, foram consultados também os mapas de LIU (1984) para a porção oeste do Estado do Rio de Janeiro, e o de MELO (1984) para a região compreendida pela folha Volta Redonda em 1:250.000 (SF-23-Z-A), o primeiro obtido, seguindo os princípios de multisazonalidade e o segundo, unicamente a partir de mosaico RADAMBRASIL, sujeito portanto às distorções geométricas inerentes à essas imagens (RYDSTROM, 1967; MACDONALD *et al.*, 1969).

Para as áreas situadas na região de Guarulhos-Mogi das Cruzes (SP), Serra da Bocaina (SP,RJ) e Bacia de Volta Redonda (RJ), imagens MSS e TM-LANDSAT foram processadas digitalmente, com a aplicação de técnicas de realce (PARADELLA & VOTORELLO, 1981). As escalas de saída no terminal de vídeo do analisador Image-100 (GE, 1975) do INPE variaram entre 1:30.000 e 1:100.000.

Os dados coligidos na análise morfoestrutural em imagens de sensores remotos foram empregados em parte como orientação dos levantamentos de campo, em escala de semi-detalhe, agora acompanhados da análise das fotografias aéreas e cartas topográficas em diferentes escalas.

5.2 SEPARAÇÃO DE ESTRUTURAS EM DIFERENTES GERAÇÕES

Independentemente do nível de detalhe, a separação de estruturas de diferentes gerações, ou seja, o estabelecimento da cronologia relativa das diferentes estruturas observadas, é um problema sempre presente nos estudos estruturais.

Já na análise morfoestrutural em produtos de sensores remotos, incluindo as fotografias aéreas, desenvolvida em um campo bidimensional, é virtualmente impossível, apenas ao nível de observação desses produtos, estabelecer-se o movimento relativo, no espaço, entre blocos separados por lineamentos. O que pode ser feito são apenas inferências quanto às possíveis componentes de movimento no plano de observação que são as imagens, e mesmo assim, a nível preliminar. Por exemplo, o deslocamento aparentemente direcional de uma crista truncada por um lineamento em uma imagem não implica necessariamente na existência de um componente de movimentação horizontal. Basta que a crista ou a presumível falha correspondente ao lineamento não sejam verticais, que uma movimentação puramente normal poderá criar a sensação de movimento direcional.

Assim, a análise morfoestrutural é apenas orientativa para observações de campo.

Nos estudos em afloramentos, vários critérios vêm sendo empregados para a separação de estruturas de diferentes gerações (v.g. ANGELIER *et al.*, 1985; BERGERAT, 1987, entre outros). O que vem se mostrando mais seguro, em se tratando de falhamentos, é o deslocamento de uma feição por outra, não se podendo, entre tanto, esquecer o problema das falhas e fraturas conjugadas.

Outra feição frequentemente observada em planos de falha são estrias produzidas pela ação de materiais resistentes (duros), por ocasião do movimento relativo de atrito entre os blocos. As estrias indicam o movimento relativo entre os blocos envolvidos e, para fins de determinação gráfica de eixos de encurtamento e extensão, seus traços nos planos de falhas são assumidos como correspondentes à componente de cisalhamento do esforço gerador da

deformação nos respectivos planos (ARTHAUD, 1969; ANGELIER & MECHLER, 1977; ANGELIER, 1979).

A superposição de estrias, isto é, a sulcagem de estrias mais antigas por mais jovens, em um mesmo plano, é um critério seguro para o estabelecimento da cronologia relativa dos movimentos naquele plano. Entretanto, comumente os eventos mais recentes não apenas interceptam estrias mais antigas, e sim as obliteram, por vezes de tal maneira que a reconstituição do movimento pretérito fica prejudicada.

Ao longo dos planos de falha, freqüentemente podem também ser observados pequenos degraus voltados para um único lado, perpendiculares às estrias, feições estas corriqueiramente empregadas no estabelecimento do movimento relativo ao longo desses planos. Como destacado por HOBBS *et al.* (1976), até 1958 considerava-se que os degraus estariam voltados no sentido da movimentação do bloco oposto, de modo que, passando-se a mão em um plano de falha na direção das estrias, o sentido áspero seria o mesmo de movimentação do bloco em questão. Estudos experimentais posteriores, confirmados com observações de campo (e.g. TJIA, 1964), indicaram situações absolutamente opostas. RAMSAY & HUBER (1983, p.258-259; 1987, p.509) mostram que as estrias definidas por cristais fibrosos podem apresentar degraus indicando movimentação como assumida anteriormente. Recentes estudos (v.g. PETIT, 1987; GAMOND, 1987) têm apresentado critérios mais seguros para a determinação de sentido de movimentação em superfície de falhas, baseados no arranjo entre as diferentes rupturas conjugadas à deformação principal. De qualquer forma, nenhum desses critérios deve ser empregado isoladamente para se estabelecer o sentido de movimento de um plano, necessitando, portanto, de observações microestruturais de detalhe, caso a caso.

5.3 DETERMINAÇÃO DOS EIXOS DE ENCURTAMENTO E EXTENSÃO EM MACIÇOS FALHADOS

Diversos métodos gráficos vêm sendo propostos nos últimos anos, para a determinação dos eixos de encurtamento, extensão

e intermediário em maciços falhados (ARTHAUD, 1969; CAREY, 1979 ; ALEKSANDROWSKI, 1985, entre outros). Entretanto, o mais difundido atualmente é aquele preconizado por ANGELIER & MECHLER (1977), de nominado método dos *diedros retos*, já empregado em estudos anteriores na região do RCSB, e aqui retomado.

O método de ANGELIER & MECHLER (1977) parte do pressuposto de que as falhas geradas em um mesmo episódio tectônico, observadas em um maciço com fraturamento pré-existente, apresentam movimentação resultante de um estado de tensões médio, uniforme para o volume rochoso considerado. Nesse caso, é possível definir-se na escala do local de análise, três eixos principais de um episódio de deformação, ortogonais entre si, correspondentes à compressão máxima, intermediário e tração máxima. Outra premissa do método é a de que as estrias de atrito presentes em um plano de falha representam a componente do esforço cisalhante gerado sobre esse plano.

O método elaborado por esses autores permite, portanto, a determinação das direções principais de esforços a partir de uma população de falhas e respectivas estrias de atrito. Para cada plano de falha e respectiva estria é construído um plano auxiliar, ortogonal ao plano de falha e à estria de atrito. Esse plano auxiliar e o plano de falha definem no espaço quatro diedros retos, dois opostos em extensão e dois outros opostos em compressão, em função do sentido de movimento da falha. Os diedros obtidos para cada par plano de falha/estria são somados em diagrama Schmidt-Lambert, sendo as áreas de maior coincidência de diedros compressivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo compressivo (σ_1), e as de maior coincidência de diedros distensivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo trativo (σ_3) (Figura 67).

Para o presente estudo as determinações gráficas foram efetuadas manualmente. Em todos os casos estudados constatou-se que um dos eixos de esforços situa-se em posição vertical e os outros dois, naturalmente, na horizontal. Assim, nos diagramas estão representados ora os eixos de extensão (falhas de componente

Figura 67 - Princípio básico do método dos diedros retos. Fonte: ANGELIER & MECHLER (1977, p.1311).

predominantemente normal), ora de compressão (falhas de componente predominantemente reversa), ora ambos (falhas transcorrentes). A variação possível na posição desses eixos é representada em função da projeção horizontal dos campos de maior probabilidade de conter os eixos de esforços, como exemplificados na figura 68. Todos os diagramas apresentados no presente trabalho correspondem à projeção de Schmidt-Lambert usando-se o hemisfério inferior de referência.

A nomenclatura aqui empregada para os diferentes tipos de falhas é a de RAMSAY (1985) e RAMSAY & HUBER (1987). Feições associadas à transcorrência são descritas segundo a terminologia de HARDING (1985).

5.4 RESULTADOS OBTIDOS

Numa primeira análise, as estruturas identificadas na região podem ser divididas em dois conjuntos principais. O primeiro compreendendo aquelas do Pré-Cambriano a Eo-Paleozóico, como a foliação metamórfica, transposição, zonas de cisalhamento e juntas, entre outras. O segundo conjunto corresponde às estruturas de reativação, afetando o embasamento pré-cenozóico e os sedimentos terciários e quaternários.

Naturalmente, no contexto da evolução tectônica das bacias, estruturas da reativação mesozóico-cenozóica constituem-se nos elementos mais importantes, responsáveis pelos embaciamentos e deformações posteriores nos sedimentos.

Os quatro sistemas principais de lineamentos anteriormente caracterizados por LIU (1984), MELO (1984) e FRANCHITO (1987), correspondentes às direções estruturais ENE a E-W, NNW, NNE e WNW puderam ser verificados nos levantamentos de campo executados. Eles correspondem às falhas de diferentes naturezas envolvendo, na maior parte das vezes, os sedimentos cenozóicos e seu substrato. Pode-se dizer que ao longo desses quatro sistemas principais puderam ser observados, em todos eles, falhas de movimentação predomi

Figura 68 - Em A, população de falhas normais (círculos máximos) e respectivas estrias de atrito (pontos); em B, resultado da aplicação do método de ANGELIER & MECHLER (1977), mostrando a variação possível na posição de σ_3 em função da projeção horizontal do campo de maior probabilidade de conter este eixo. Túnel sob o Rio Pinheiros, local SP-07.

nante normal ou reversa, falhas de componente essencialmente direcional, dextral ou sinistral, bem como situações intermediárias. Além dessas estruturas, falhas de empurrão, dobras e juntas em escala mesoscópica (de afloramento) foram também observadas afetando os sedimentos. Outros dobramentos, já em escala megascópica (regional) puderam ser reconstituídos em mapas de contorno estrutural elaborados a partir de dados de sondagens.

As estruturas em escala regional mapeadas estão representadas no mapa do anexo F. Deve ser notado que os tipos de falhamentos representados correspondem ao que se julgou tratar de movimentação principal, uma vez que as observações de campo mostraram uma história cinemática mais complexa do que a anteriormente admitida para essas estruturas. Dessa maneira, feições de diferentes gerações podem estar representadas nesse anexo.

5.4.1 Falhas do sistema ENE a E-W:

As falhas do sistema ENE a E-W constituem-se nas feições mais conspícuas nas imagens MSS e TM-LANDSAT. Elas apresentam as seguintes características principais:

a) acompanham a direção estrutural das antigas zonas de cisalhamento do embasamento;

b) constituem-se no limite da borda norte das bacias, desde a de São Paulo até Volta Redonda;

c) no extremo leste da Bacia de Taubaté, nas bacias de Resende e Volta Redonda, estas estruturas da borda norte apresentam fenômenos de silicificação e brechação, como já referido pelo IPT (1983);

d) nessas bordas confinam, no bloco baixo, sedimentos rudáceos das fácies A e B, e na área de Itaquaquecetuba, os sedimentos da fácies O;

e) apresentam movimentações de caráter normal ou reverso, transcorrente dextral ou sinistral, bem como deslocamentos com componentes intermediários;

f) a estas estruturas podem estar associadas falhas-em-flor positivas e negativas;

g) configuram o formato alongado das bacias;

h) são truncadas por falhas dos outros sistemas.

As figuras 35 e 69 a 72 ilustram alguns desses aspectos.

5.4.2 Falhas do sistema NNE:

O sistema de falhas ENE apresenta as seguintes características principais:

a) são estruturas oblíquas aos eixos das bacias;

b) a exemplo do sistema ENE a E-W, apresentam movimentações normais e reversas, predominando, entretanto, a transcorrência dextral; ocorrem também movimentos intermediários;

c) podem constituir-se também de falhas-em-flor positivas e negativas;

d) controlam altos (por vezes expondo o substrato pré-cambriano) e baixos estruturais, ou seja, subcompartimentam internamente as bacias.

Alguns exemplos dessas falhas são apresentados nas figuras 73 a 76.

5.4.3 Falhas do sistema NNW:

Os principais aspectos desse sistema são:

Figura 69 - Falha normal do sistema ENE/E-W em sedimentos da Fácies K . Extração ITAQUAREIA, local AR-03.

Figura 70 - Falha de baixo ângulo do sistema ENE/E-W, afetando rochas do embasamento. As estrias contidas no plano mostram pelo menos duas etapas de movimentação, sendo uma direcional. Corte na Rodovia SP-123, local TB-22.

Figura 71 - Falha transcorrente sinistral do sistema ENE/E-W cortando dique de diabásio, a leste da Bacia de Resende, já na Soleira Floriano-Barra Mansa. Corte na Ferrovia do Aço, local FB-01. Como referência de escala a barra sobre a canaleta mede cerca de 70 cm .

Figura 72 - Estrutura-em-flor do sistema ENE/E-W. Notar a mudança aparente do rejeito da falha entre os locais A (reversa) e B (normal), um dos critérios para identificação de falhas transcorrentes (D'ONFRO & GLAGOLA, 1983). Entretanto predominam rejeitos normais, o que caracteriza a estrutura como negativa. Extração ITA - QUAREIA, local AR-02.

Figura 73 - Falhas normais do sistema NNE, afetando sedimentos da Fácies J, *stone-line* (porção conglomerática) e colúvios sobrepostos. Corte na estrada Taubaté-Tabuão, cerca de 2,3km da saída 109 da Rodovia Presidente Dutra, local TB-23.

Figura 74 - Falhas normais, com arranjo dominô, do sistema NNE em sedimentos de Fácies *J* (porção superior da foto, logo acima das escalas). No esquema abaixo estão representados os deslocamentos envolvidos. Corte na Rodovia Presidente Dutra, km 123,5, sentido São Paulo-Rio de Janeiro, local TB-24.

Figura 75 - Falha reversa representando ramo de estrutura-em-flor positiva do sistema NNE, produzindo arrasto em sedimentos da Fácies J e *stone-line* (s.l.). As estrias presentes no plano principal indicado pelo martelo, mostram movimento reverso sinistral ao longo da falha. Rodovia Presidente Dutra, km 124,5, corte do lado esquerdo, sentido São Paulo-Rio de Janeiro. Local TB-25.

Figura 76 - Estrutura-em-flor negativa do sistema NNE cortando se
dimentos da Fácies *J*. Mesma localização da figura 73.

a) são falhas aproximadamente ortogonais aos eixos das bacias;

b) a movimentação de caráter normal predomina sobre a reversa e a transcorrente sinistral sobre a dextral, podendo ocorrer rejeitos intermediários;

c) em conjunto com o sistema ENE, parece controlar o alto do embasamento situado entre as bacias de São Paulo e Taubaté (Soleira de Arujá);

d) controlam a distribuição de sedimentos da Fácies O na área de Itaquaquecetuba;

e) cristas suportadas por sedimentos argilizados da Bacia de Taubaté, nas proximidades de Caçapava Velha, orientam-se segundo esse *trend*.

Nas figuras 77 e 78 são exibidos alguns aspectos essenciais desse sistema.

5.4.4 Falhas do sistema WNW:

Como características principais o sistema WNW apresenta:

a) são conspícuas na porção situada entre o extremo leste da Bacia de Taubaté e a região de Pinheiral, a leste de Volta Redonda, assim como no Maciço de Itatiaia;

b) apresentam movimentação essencialmente transcorrente ora dextral, ora sinistral, com ocorrência de movimentações com componentes normal e reversa subordinadas;

c) aparentemente controlam os altos estruturais do embasamento situados entre as bacias de Taubaté e Resende (Soleira de Queluz) e entre as bacias de Resende e Volta Redonda (Soleira de Floriano-Barra Mansa).

Figura 77 - Falha normal do sistema NNW (orientação indicada pela escala) truncando a foliação milonítica ENE do embasamento e, para o topo, condicionando cunha clástica de sedimentos da Fácies K e O. Extração ITAQUAREIA, local AR-08.

Figura 78 - Zona de cisalhamento sinistral do sistema NNW com falhas sintéticas (tipo R de RIEDEL, 1929), truncando ortogonalmente a foliação milonítica ENE do embasamento. Afloramento no piso da Extração ITAQUAREIA, local AR-09.

Aspectos notáveis dessas feições estão presentes na figura 79.

5.4.5 Falhas de empurrão

Algumas falhas de empurrão são observadas na região do RCSB e o aspecto mais notável é o fato delas estarem localizadas em áreas das Soleiras de Arujá, Queluz, Floriano-Barra Mansa. Elas apresentam superfícies no geral muito irregulares, colocando blocos de rochas do embasamento sobre os sedimentos terciários (Figuras 80 a 82). A atitude média das superfícies indica uma aparente relação dessas estruturas com os sistemas WNW e ENE a E-W.

5.4.6 Seqüência dos falhamentos

As diferentes movimentações observadas ao longo das falhas dos sistemas identificados não podem ser contempladas, do ponto de vista geométrico, por um único regime de esforços. As situações verificadas no campo mostram, em alguns locais, padrões de superposição de estruturas permitindo estabelecer sua cronologia relativa.

Dessa forma, os resultados obtidos em diferentes locais conduzem à montagem da cronologia relativa dos movimentos em nível regional. Segundo BERGERAT (1987) a consistência entre a cronologia local, obtida em vários domínios, com a cronologia regional, demonstra que a cronologia tectônica geral está reconstituída de forma apropriada.

5.4.6.1 Cronologia relativa local

Para mais de trinta afloramentos pode-se estabelecer a cronologia relativa e obter os respectivos tensores pelo método de ANGELIER & MECHLER (1977). Nas figuras do anexo B estão representadas as populações de falhas estudadas e a cronologia relativa do local, ordenados em ordem alfabética, do mais antigo para o

Figura 79 - Alguns aspectos notáveis de lineamentos do sistema WNW nos arredores da Bacia de Resende: 1 - controle do provável antigo curso do Rio Paraíba do Sul, tendo sido necessária a construção do dique de terra (a) para a formação do lago da Barragem do Funil (b); 2 - dique anelar (c) da parte sudeste do Maciço de Itatiaia (TEIXEIRA, 1961; RODRIGUES, 1981), deslocado por falha de componente dextral do sistema WNW; 3 - lineamento truncando depósitos de talús (d) do Maciço de Itatiaia; 4 e 5 - lineamentos deslocando cristas de quartzito (e) com movimentação aparente dextral. Mosaico RADAMBRASIL, escala aproximada 1:420.000.

Figura 80 - Sedimentos da Fácies *H* (porção arroxçada da foto) em estrutura de escavação sobre rochas granitóides do embasamento, tectonicamente transportados através de superfície de baixo ângulo indicada pela mão esquerda da escala da foto (ver detalhe na figura 81). Corte nas proximidades da Represa do Jaguari, ao norte de Santa Isabel (SP), local AR-10.

Figura 81 - Detalhe da foto da figura anterior, mostrando faixa de conglomerado (faixa central da foto) tectonicamente embutida em rochas granitóides. O contato inferior do conglomerado é erosivo e o superior se faz através de superfície de falha de baixo ângulo com estrias aproximadamente ortogonais ao plano da foto. Local AR-10.

Figura 82 - Falha de empurrão colocando milonito-gnaisses do embasamento sobre lamitos seixosos da Fácies B. Corte na estrada Cruzeiro-Pinheiros (SP), lado esquerdo, rumo a Pinheiros, cerca de 300 m antes desta última localidade. Local QZ-01.

mais novo.

De modo a ilustrar os métodos de análise empregados, foram escolhidos alguns exemplos apresentados nas figuras 83 a 88.

5.4.7 Dobras

Dobramentos em escala mesoscópica, alguns advindos do arrasto imposto por falhamentos, foram observados na porção nordeste da Bacia de São Paulo (região de Guarulhos), na porção central da Bacia de Taubaté (região de Caçapava-Taubaté) e na Bacia de Resende (arredores de Penedo). No triângulo balizado pelas cidades de Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba, dobramentos em escala regional puderam ser reconstituídos valendo-se de dados de sondagens.

5.4.7.1 Bacia de São Paulo - região de Guarulhos

Em um grande corte situado em estrada secundária defronte a ala de embarque do Aeroporto Internacional de Guarulhos, próximo à margem direita do Rio Baquirivu Guaçu (Local SP-10), rochas granitíoides do embasamento sobrepõem-se a sedimentos da Fácies A da Bacia de São Paulo através de uma superfície orientada segundo a direção aproximada N80E, com mergulho de cerca de 70° para NW.

Os sedimentos são conglomerados em camadas de espessura métrica e matriz lamítica, argilo-arenosa, arcoseana, alternados com camadas métricas onde predomina a matriz. Os conglomerados são polimíticos, compostos por seixos a matações de filito, quartzo, quartzito friável, milonitos, rocha pegmatóide, micaxisto, quartzito, além de turmalinito, em ordem decrescente de suas frequências. Os clastos de filito, milonito, micaxisto e quartzito apresentam bom arredondamento e formas predominantemente discóides e lamelares, enquanto que os demais apresentam formas mais irregulares e grau de arredondamento inferior, de sub-angulares a sub-arredondados.

Figura 83 - Amostra de rocha mostrando plano de falha com três diferentes gerações de estrias. A observação detalhada das relações de intersecção (sulcagem) entre estas estrias permite a montagem da cronologia relativa dos movimentos ocorridos no plano de falha. Afloramento na área urbana de Resende (RJ), local RE-08.

Figura 84 - Vista geral do afloramento da figura 75. Notar, no esquema, que além da presença de falhas reversas, ligadas a uma estrutura-em-flor positiva, ocorrem no local falhas normais truncando as primeiras. Ambos os tipos de estrutura deslocam a *stone line*, bem como os depósitos coluviais de topo.

Figura 85 - Corte situado defronte aquele das figuras 75 e 84. Na metade superior da foto pode ser observado bloco em forma de " V " (porção cinza-clara) embutido em sedimentos da Fácies J (porção arroxeada). Apparently não ocorre deformação das camadas inferiores. Nota-se que as relações geométricas no local só admitem a colocação do bloco superior por movimentação direcional transcorrente. As estrias presentes em ambos os lados do bloco alojam-se, aproximadamente, segundo a reta de maior declive, obliterando estrias subhorizontais, observáveis apenas esporadicamente. Pequenas dobras de arrasto indicam movimentação normal ao longo desses planos, sugerindo tratar-se as estrias mais proeminentes ali presentes, de movimento normal, de pequeno porte, posterior à transcorrência. Foto: Arlindo Yamata.

Figura 86 - Corte em sedimentos localizados nas camadas subjacentes, pouco a direita, do bloco em "V" da figura anterior. Notar a presença de denso sistema de falhas de pequenos rejeitos, as quais indicam compressão segundo NNE-SSW e extensão WNW-ESE. A não perturbação das camadas inferiores é, portanto, apenas aparente.

Figura 87 - População de falhas-em-flor negativas cortando sedimentos da Fácies J e depósitos coluviais (Qc). Notar, na parte esquerda do corte, falhas normais de baixo ângulo, mais antigas. Local TB-23.

Figura 88 - Falha-em-prisma do sistema ENE a E-W, desenvolvida em granitóides, não explicável por movimentação única. A existência de três gerações de estrias atesta a superposição de deformações. Notar, no esquema, os principais elementos estruturais presentes e a reconstituição palinspástica proposta. Em A, zona de sombra preenchida por material essencialmente argiloso, envolvendo fragmentos de rochas granitóides. Notar, na extremidade inferior do bloco B, o efeito de arrasto imposto pela movimentação reversa de falha. Na reconstituição proposta tem-se, em 1, falhas conjugadas resultantes de distensão; em 2, movimentação normal sob regime distensivo; em 3, permutação de σ_3 por σ_1 , originando compressão horizontal, à qual estariam associadas as falhas e fraturas (C) e provavelmente leve rotação de blocos. Como evento final, podem ser observados, localmente, deslocamentos normais ao longo das falhas C, ampliando a zona de sombra, resultando na situação ora observada. Borda da Bacia de Taubaté, ao norte de Caçapava, local TB-26.

A colocação do bloco de rocha do embasamento sobre os sedimentos provocou o dobramento por arrasto dos conglomerados e reorientação dos seixos e matacões, chegando a ocorrer inversão estratigráfica. A situação presente é, portanto, de um sinclinal de flanco invertido. A ausência de estrias nesse contato não permitiu o estabelecimento do movimento relativo entre os blocos. Dessa forma procurou-se caracterizar a geometria do dobramento, bem como a disposição dos seixos e matacões, de modo a se tentar caracterizar o tipo de falha.

Em um volume de aproximadamente 2 m^3 do conglomerado vizinho à falha foram coletados 100 seixos e matacões orientados, para estudo estatístico de seus arranjos espaciais e forma. Desse, 5 fragmentaram-se com o manuseio, dada a sua pequena resistência mecânica. Os resultados obtidos para os 95 restantes, no tocante às suas litologias, orientações dos eixos maior e intermediário, e relações entre os eixos maior, intermediário e menor (índice de forma de ZINGG, 1935) estão apresentados no anexo C.

Algumas premissas foram consideradas:

a) pela natureza do depósito a possibilidade de imbricação sedimentar original dos seixos e matacões é pequena;

b) o plano definido pelo eixo maior e pelo eixo intermediário de cada seixo é o plano de seu maior "achatamento", feição planar esta a sofrer rearranjo pela deformação;

c) os eixos maiores dos seixos tendem a orientar-se nos planos deformados segundo a componente de cisalhamento nesse plano;

d) a associação plano de "achatamento" e eixo maior corresponde, para fins de análise microestrutural, respectivamente aos planos de falha e estrias, exceto quando em posição fora dos flancos da dobra, ou seja, na sua charneira.

Utilizando-se da tabela de CATACOSINOS (1965) foi esta-

belecida a forma de cada clasto. Os dados foram então plotados em diagrama de ZINGG (1935) contendo os índices de forma de WILLIAMS (1965) e curvas de igual esfericidade de KRUMBEIN (1941) (Figura 89).

Na figura 90a estão representados os polos de "achamento" dos eixos lamelares a discóides, mostrando uma tendência de orientação paralela à direção do falhamento, embora com mergulhos mais acentuados. Quando tratados individualmente, os diagramas para os seixos lamelares (Figura 90b) e, principalmente, o dos discóides (Figura 90c), mostram maior dispersão no tocante ao mergulho dos seixos e matacões, configurando duas guirlandas.

Os eixos maiores dos clastos lamelares, discóides e alongados, embora apresentem certa dispersão em cada forma (Figura 91a), maior para os discóides, dada a equivalência entre as dimensões dos eixos maior e intermediário, e menor para os alongados, mostram, no conjunto, um agrupamento segundo a direção aproximada E-W e outro segundo ENE.

Lançadas as duas guirlandas da figura 90c no diagrama da figura 91b, podem ser construídas duas dobras, aproximadamente cilíndricas, uma com superfície axial N70E/vertical e outra N80W/vertical, as quais combinadas com a superfície de falha observada, indicariam movimentações de arrasto respectivamente dextral com componente reversa e reversa com componente sinistral. A julgar pelo paralelismo entre a falha e a dobra de arrasto resultantes de movimentação dextral, poder-se-ia supor tratar-se esta da deformação mais nova.

5.4.7.2 Bacia de Taubaté - região de Caçapava-Pindamonhangaba

Na porção central da Bacia de Taubaté foram reconhecidos dobramentos em escala mesoscópica e regional.

Dobramentos mesoscópicos

Na região de Caçapava-Taubaté, nas proximidades da bor

Figura 89 - Forma dos seixos e matacões estudados. Diagrama de ZINGG (1935), com índice de forma (W) de WILLIAMS (1965) e curvas de igual esfericidade de KRUMBEIN (1941). Formas: D - discóide; E - esférico; L - lamelar; A - alongado.

Figura 90 - Em A estão representados os pólos de "achatamento" dos seixos lamelares (35 dados) e discóides (48 dados); no diagrama B estão os pólos dos lamelares e, em C, os dos discóides, neste configurando duas guirlandas. Local SP-09.

Figura 91 - Em **A**, pólos dos eixos maiores dos seixos alongados (quadrados), lamelares (círculos cheios) e discóides (círculos vazios), num total de 90 dados. Em **B**, isofrequências dos pólos do diagrama **A**, com as guirlandas traçadas na figura 90c.

da da bacia, verificou-se, em alguns locais, a ocorrência de dobramentos de amplitude decimétrica afetando folhelhos (Locais TB 27, 28 e 29, entre outros). Para a porção compreendida entre os locais TB-28 (Figura 92) e TB-29, dada a melhor condição das exposições, estas feições puderam ser estudadas de maneira sistemática.

A reconstrução do perfil destas estruturas, a partir da superfície de acamamento original dobrada, em conjunto com as atitudes das linhas de charneiras, mostrou que os dobramentos são não-cilíndricos, tendendo a cônicos (STAUFFER, 1964). Eles apresentam suas charneiras orientadas segundo NW, mergulhos ora para NW, ora para SE, com desenvolvimento de clivagem de fratura ao longo de suas superfícies axiais (Figura 93).

Dobramentos regionais

No período compreendido entre 1949 a 1951 o então Conselho Nacional de Petróleo executou 81 sondagens, algumas até 200 m de profundidade, para pesquisa de folhelho pirobetuminoso na região, das quais 35 estão localizadas aproximadamente no interior do triângulo balizado pelas cidades de Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba (Figura 94).

A observação dos perfis de sondagem mostrou a presença de até cinco níveis de folhelhos papiráceos, de ampla correlação lateral (v.g. CAMPOS, 1952; SUGUIO, 1969). Dessa correlação entre os poços verificou-se que o nível inferior (primeira camada), de espessura regular, em média de 55 cm, apresentava continuidade em toda a porção analisada. Dessa forma esse nível foi escolhido como "datum" para verificação de seu comportamento espacial, através da elaboração de mapa de contorno estrutural.

Na elaboração desse mapa, utilizou-se dois métodos geostatísticos, o semivariograma e a krigeagem pontual.

A geoestatística é empregada no estudo de variáveis regionalizadas, ou seja aquelas que se caracterizam por não serem

Figura 92 - Dobras em folhelhos da borda norte da Bacia de Taubaté, ao norte de Caçapava (Local TB-28).

Figura 93 - Dobras não cilíndricas, aproximadamente cônicas, em folhelhos da borda norte da Bacia de Taubaté. Locais TB-28 e TB-29.

Figura 94 - Localização dos dados empregados na área estudada, com a cota (metros acima do nível do mar) da camada analisada. Fonte dos dados, CNP (1951).

totalmente determinísticas ou completamente casuais (MATHERON , 1963). A variável regionalizada apresenta aparente continuidade espacial manifestada pela tendência que possui de apresentar valores semelhantes em dois pontos situados próximos e cada vez mais diferentes a medida que estes pontos ficam mais distantes.

Como já foi dito, a variável regionalizada estudada foi a cota de ocorrência da camada inferior de folhelho papiráceo, em metros em relação ao nível médio do mar.

O semivariograma é um método que, basicamente, mostra a variabilidade e a dependência espacial entre as amostras ao longo de um suporte específico. Pode-se realizar a análise estrutural de uma variável através do semivariograma, aqui entendida como a verificação da presença ou não de anisotropia nas diferentes direções estudadas. Neste caso, foi empregado o semivariograma bidimensional para malha irregular.

No cálculo dos semivariogramas foram utilizadas informações de 35 poços de sondagens dispostos em malha irregular. A distância básica empregada (incremento, "h"), sua tolerância e o ângulo de tolerância foram respectivamente 750 m, 150 m e 10° .

Os semivariogramas foram calculados em duas direções preferenciais, N-S e E-W. O modelo teórico que melhor se adaptou aos dados experimentais foi o modelo esférico, cujos valores do patamar (C), efeito pepita (C_0) e alcance (a) são respectivamente 227 m^2 , 0 e 3,5 km (anexo D). Em seguida fez-se o cálculo de valores para uma malha regular por krigeagem pontual, processo onde são estimados valores de variáveis espacialmente distribuídos a partir de dados adjacentes. As informações obtidas no semivariograma são utilizadas no cálculo dos pesos ótimos a serem associados às amostras que vão estimar um determinado ponto. Estes pesos variarão de acordo com o arranjo geográfico das amostras, uma vez que o semivariograma é uma função dependente da distância entre as amostras.

A krigeagem fornece também o erro associado a cada pon

to estimado e esta informação é de grande importância na caracterização da confiabilidade da estimação, sendo esta a maior vantagem do método geoestatístico sobre os métodos convencionais. A krigeagem pontual foi utilizada no cálculo dos valores estimados em uma malha regular 500 X 500 m. Com os valores obtidos, elaborou-se o mapa de contorno estrutural com curvas de 5 em 5 metros da camada de folhelho (Figura 95), estimados por valores krigeados, e o mapa de isovalores dos erros associados aos valores estimados (Figura 96).

A camada em análise configura uma sela com altos nos extremos norte e sul e baixos a leste e oeste da área analisada. O alto situado ao norte apresenta comportamento aproximadamente cônico, com geratriz na porção central da área, e orientado inicialmente segundo N-S, com inflexão para NW na porção norte da área. O alto situado ao sul parece configurar feição semelhante, agora com geratriz na porção central do baixo situado a oeste e orientado segundo NW. Existe também acentuado desnível entre os blocos NW e SE, da ordem de 45 metros (Figura 97), delimitado por uma reta orientada segundo N20-30E passando pelo centro geométrico da área. Destaque-se a semelhança deste mapa com aqueles construídos por CAMPOS (1952) e SUGUIO (1969), com dados referentes ao nível superior de folhelhos papiráceos. No entanto, estas ondulações vinham sendo interpretadas como atectônicas (SUGUIO, 1969).

Salienta-se ainda que, ao se analisar o mapa de erros (Figura 96), os maiores valores encontram-se nos extremos SE e NW da área. No entanto os menores valores, encontram-se justamente nas áreas onde foram descritas as estruturas acima, corroborando, desta forma, as interpretações levantadas.

As feições aproximadamente cônicas apresentam boa correlação com dados de eixos de dobras mesoscópicas de estilo semelhante, medidas a oeste da área estudada (Figura 92). Especificamente ao longo do alto situado ao norte quando este orienta-se segundo NNW, é freqüente também o desenvolvimento de clivagem de fratura nessa direção. O desnivelamento dos blocos segundo a direção NW/SE corresponde a uma zona de falha reconhecida em superfície.

Figura 95 - Mapa de contorno estrutural da camada analisada. Curvas em metros em relação ao nível do mar. As seções AB, CD e EF são as da figura 97.

Figura 96 - Mapa de erros associados à krigagem, em porcentagem em relação ao valor krigado.

Figura 97 - Seções estruturais. As localizações estão assinaladas na figura 95.

Na figura 98 é apresentado um sumário da interpretação estrutural da área.

5.4.7.3 Bacia de Resende - arredores de Penedo

Uma dobra de arrasto digna de nota é aquela situada em corte da Rodovia Presidente Dutra, sentido Rio-São Paulo, lado esquerdo, cerca de 1,3 km após a entrada para Mauã e Penedo (Local RE-09). Ela encontra-se associada à falha reversa com pouco mais de meio metro de rejeito, orientada segundo N30E/45NW com estrias 290/43 próximas à reta de maior declive do plano. Entretanto, o arrasto é indicativo de movimentação normal, mostrando que se trata de um efeito posterior à compressão, sem contudo a apresentar rejeito para mascarar totalmente o deslocamento inicial. As estrias quase que seguramente estão associadas à movimentação normal.

5.4.8 Juntas

Juntas nos sedimentos ocorrem com pouca frequência constituindo famílias em geral pouco densas e bem espaçadas. Estas estruturas foram observadas na porção central da Bacia de Taubaté e ao longo da borda norte e Barragem do Funil, na Bacia de Resende.

Na Bacia de Taubaté, em corte da Rodovia Presidente Dutra, km 124,5, lado direito, sentido São Paulo-Rio (Local TB-25, figura 99), ocorrem duas famílias de juntas, uma de orientação NNE e outra WNW a E-W, ambas com mergulhos verticais, cortando depósitos coluviais. Localmente pode ser verificado o deslocamento sinistral da família WNW pela NNE - que aqui seriam falhas - mas a ausência de estrias de atrito, talvez devido à natureza arenosa do sedimento, não permite observações mais conclusivas.

Na Bacia de Resende essas feições puderam ser observadas em três pontos ao longo de sua borda norte (locais RE-10, RE-11 e RE-12), em lamitos da Fácies B. Suas atitudes estão plotadas nos

Figura 98 - Interpretação estrutural da área.

Figura 99 - Família de juntas do local TB-25; **n** = número de dados.

diagramas da figura 100, assim como a posição aproximada dos eixos de extensão.

No túnel situado sob a Barragem do Funil (Local RE-13), as exposições em rochas gnáissicas e miloníticas, quase sem alteração, permitiram a obtenção de mais de uma centena de medidas, as quais se prestaram para tratamento estatístico (Figura 101). Destacam-se nesse local as famílias NE e WNW, esta última em notável concorância com estruturas regionais que por ali passam (Figura 79, local b). É provável que muitas dessas juntas WNW sejam na realidade falhas, pois é freqüente a ocorrência de rochas cominuídas, verdadeiros milonitos associados, além de sua densidade da ordem de dezenas por metro, não tendo sido, entretanto, observadas estrias nesses planos. A família NE poderia comportar extensão segundo NW-SE.

5.4.9 Cronologia regional e modelo estrutural

5.4.9.1 Cronologia regional

Estabelecida a cronologia relativa local, ao nível de afloramentos ou domínios estruturais restritos, pode-se sugerir a seguinte cronologia regional, compatível com a quase totalidade dos dados apresentados:

a) extensão segundo NNW-SSE, com σ_1 vertical e σ_3 orientado segundo NNW-SSE, horizontal, manifestada principalmente ao longo do sistema ENE a E-W, concordante com padrão estabelecido anteriormente (v.g. CAMPANHA *et al.*, 1985);

b) compressão segundo NE-SW, direção na qual estaria associado σ_1 , horizontal, localmente com o eixo de extensão, σ_3 , horizontal, orientado segundo NW-SE, sugerindo transcorrência;

c) compressão segundo NW-SE, com σ_1 , horizontal, nessa direção, também localmente exibindo σ_3 , horizontal, orientado na direção NE-SW, sugerindo igualmente transcorrência;

Figura 100 - Famílias de juntas dos locais RE-10, 11 e 12, com as prováveis orientações dos eixos de extensão.

Figura 101 - Família de juntas medidas no túnel sob a barragem do Funil (Local RE-13).

d) nova extensão, segundo NW-SE, com σ_3 orientado segundo NW-SE/horizontal e σ_1 podendo variar localmente em termos de mergulho, o que comportaria também movimentação direcional.

Algumas exceções a esse modelo regional podem ser verificadas localmente, como exemplo nos diagramas B 16 e B 18, onde a compressão NW-SE precede a NE-SW. Isto poderia ser explicado pela geometria local dos fraturamentos, pretêrita aos movimentos em questão, ou ainda pelo fato de que a compressão NE-SW, aqui posterior, não ser de toda incongruente com a extensão NW-SE tardia.

Pelo menos para um dos domínios analisados (B5) os eixos determinados parecem sugerir alguma rotação anti-horária de σ_1 com o tempo, o que poderia implicar em deformação progressiva.

5.4.9.2 Modelo estrutural

Com base em estudos experimentais, RIEDEL (1929) desenvolveu um modelo para a distribuição de fraturas e falhas, resultantes dos esforços de tração e compressão em zonas de cisalhamento. Posteriormente, TCHALENKO (1970) analisando o desenvolvimento de zonas de cisalhamento em diferentes magnitudes, desde a escala microscópica (cristais) passando pela intermediária (modelos em argila), até regional (fraturas ligadas ao terremoto de Daht-e Bayaz, Iran, TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970), obteve resultados semelhantes aos do experimento de Riedel, nas diferentes escalas.

As fraturas nesses modelos podem ser agrupadas em dois tipos, em função de seus deslocamentos em relação ao binário principal de cisalhamento. As sintéticas, com o mesmo deslocamento do binário principal, são designadas por R e P, simétricas em relação a direção principal de cisalhamento, com a qual formam ângulos de 10 a 30° . As antitéticas, R' e X, com movimentação oposta ao do cisalhamento principal, formam ângulo de cerca de 60 a 70° , respectivamente com R e P. Na bissetriz aguda entre R e R' está situada a direção de compressão máxima, desenvolvendo-se aí fraturas T. Com a progressão do cisalhamento, em situação extrema, pode ocorrer

ruptura sintética, segundo a direção principal, ou falhas Y (Figura 102).

A inclinação das fraturas, bem como suas relações angulares, podem variar em função da progressão da transcorrência devido à rotação (WILCOX *et al.*, 1973), ou pela presença de esforços transpressionais ou transtracionais associados.

O modelo de transcorrência dextral já foi empregado por MELO (1984, 1985) para a área da Bacia de Resende, e por FRANCHITTO (1987) na porção leste paulista e oeste fluminense, de modo a explicar a distribuição de lineamentos obtida em produtos de sensores remotos, amparados com dados de campo. Fraturas do tipo R, orientadas segundo NNW, foram consideradas por MELO (1984, 1985) como as responsáveis pela inflexão do eixo da Bacia de Resende em relação à de Taubaté, bem como pela morfologia da linha de costa na porção em questão.

Os sistemas de falhas definidos no presente estudo, embora compatibilizem-se geometricamente com o modelo de Riedel, necessitam de pelo menos dois binários de cisalhamento, um sinistral e outro dextral, coaxiais, para sua solução cinemática. A ocorrência de estruturas em flor positivas e negativas nos sistemas ENE e E-W indica a vigência de transcorrência, bem como transpressão e transtração associadas.

Assim, o modelo estrutural que melhor contemplaria os esforços compressivos NE-SW e NW-SE seria o transcorrente, com binário principal orientado segundo a direção aproximada E-W, inicialmente sinistral e, posteriormente, dextral.

A extensão final NW-SE poderia também comportar um binário sinistral coaxial aos anteriores, embora outras alternativas existam para explicá-la, como será visto mais adiante.

Os dobramentos da porção central da Bacia de Taubaté, orientados segundo NNW, poderiam estar relacionados à compressão

Figura 102 - Sistemas de fraturas associadas a zona de cisalhamento dextral. Modificado de SADOWSKI (1983, p.38).

NE-SW da primeira movimentação transcorrente. Por outro lado, as inflexões observadas nas linhas de charneira de algumas dessas dobras, seriam provavelmente oriundas da superposição pela movimentação transcorrente subsequente, dextral.

No tocante às juntas, os dados disponíveis, relativamente esparsos, parecem apontar para uma relação com os dois últimos movimentos da região.

CAPÍTULO 6

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

Na definição da arquitetura das bacias do RCSB deve - se ter em mente as limitações advindas das observações efetuadas em superfície. contando-se com dados esparsos de subsuperfície. Fal tam na região dados confiáveis de sondagens, da mesma forma que dados geofísicos de resolução suficiente que permitam estabelecer o arcabouço das bacias.

Sabe-se hoje que o abatimento dos blocos situados a su - deste dos falhamentos ENE a E-W da borda norte das bacias do RCSB estudadas, basculando-os no sentido NNW, estaria ligada a uma fase tectônica inicial, à qual estariam associadas cunhas clásticas sinsedimentares (MELO *et al.*, 1985b). Esse movimento en - sejou a formação de hemi-*grabens* responsáveis pelo acúmulo, jun - to à justaposição de blocos, de espessuras consideráveis de sedi - mentos. A julgar pelos dados ora disponíveis, o preenchimento se - dimentar atingiu mais de 100 m na Bacia de Volta Redonda e 200 em Resende (IPT, 1983), acima de 500 m na Bacia de Taubaté (HASUI & PONÇANO, 1978) e pouco menos de 300 m na de São Paulo (ALMEIDA *et al.*, 1984).

Entretanto, na porção central da Bacia de Taubaté, consi - derando-se o caimento para noroeste, contra a borda-de-falha, de uma superfície de aplainamento anterior à sedimentação - Superfície Japi de ALMEIDA (1964) - esta porção central pode ter recebi - do até 700 a 800 metros de sedimentos. Levando-se em conta que a sondagem 42 do CNP, o poço stratigráfico mais profundo já perfurado na área, em pouco ultrapassou a casa dos 200 metros, as considerações efetuadas estão limitadas às porções superiores do preenchimento sedimentar.

Assim, deve ser ressaltada a possibilidade de que proces - sos tectônicos e sedimentares mais antigos estejam registrados nas camadas inferiores, sem, contudo, apresentarem expressão superfi -

cial de modo a serem detectados. Nesse contexto, o sincronismo entre as fases finais do magmatismo alcalino, e os estágios iniciais da sedimentação, não seria hipótese de todo descartada, da mesma forma que a existência de sedimentos possivelmente mais velhos que o Cenozóico, como já sugerido por estudos palinológicos (WICKERT, 1974).

6.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A análise conjunta de fácies e sistemas deposicionais, ou seja, das principais unidades genéticas e suas variações faciológicas, constitui-se na base do traçado da evolução sedimentar de bacias.

A verificação das relações entre as fácies, e da distribuição espacial dos diferentes sistemas deposicionais, foi efetuada principalmente através da observação de afloramentos na área das bacias sedimentares, especialmente Taubaté e Resende, onde algumas seções, relativamente espessas e contínuas, são adequadas o bastante para este tipo de análise. Além disso, particularmente para a Bacia de Taubaté, existem as sondagens do CNP, entre as quais, a de número 42 tem seus testemunhos depositados no IGUSP. Este material já havia sido descrito detalhadamente por SUGUIO (1969) e, para o presente estudo, foi reexaminado (Figura 103).

As vinte fácies ora descritas nas bacias do RCSB podem ser agrupadas em cinco sistemas deposicionais: a) leques aluviais associados a planície aluvial de rios entrelaçados (*braided*); b) lacustre; c) fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e sudoeste da Bacia de Taubaté; d) fluvial entrelaçado (*braided*); de Itaquaquecetuba; e) fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté.

6.1.1 Sistema de leques aluviais associados a planície aluvial de rios entrelaçados (*braided*)

As fácies A e B constituem o sistema de leques aluviais,

Figura 103 - Perfil da sondagem nº 42 do CNP, Olaria do Couto, Município de Tremembé (SP), local TB-18. 1 - lamitos, a largura da coluna indica a dimensão dos maiores clastos presentes; 2 - areias grossas; 3 - siltitos; 4 - argilitos; 5 - folhelhos; 6 - folhelhos papi-ráceos; 7 - dolomitos; 8 - calcrites (*caliche*) calcíticos; 9 - cobertura colúvio-aluvial; 10 - estruturas "flame"; 11 - gretas de contração (ressecção); 12 - bioturbações.

respectivamente em suas porções proximal e distal, ocorrendo transição entre elas na porção mediana dos leques. Na sua formação teriam predominado os processos de fluxo gravitacional de massa, podendo ocorrer retrabalhamento fluvial em grau variado nas porções distais, já passando para a planície aluvial em sistema fluvial entrelaçado (*braided*).

Na planície aluvial formar-se-iam os arenitos com estratificação cruzada dispostas sob a forma de lençol. Massas de água estagnada seriam as responsáveis pela diferenciação hidrodinâmica dos lamitos em corpos arenosos e siltico-argilosos.

Diques clásticos de arenitos nos lamitos decorreriam, talvez, da atividade sísmica sinsedimentar (sismitos), da mesma forma que as estruturas de fluidificação, entre as possíveis causas.

A Fácies *T*, rica em matéria orgânica, pode ser associada a pequenos lagos inter-lobos de leques aluviais. Os fungos presentes podem ter origem na época de sedimentação ou serem fruto de processo posterior, até atual, agindo sobre a matéria orgânica.

Os calcários calcíticos que constituem as crostas duras ou calcretes da Fácies *Q*, associadas aos lamitos, representariam eventos de ressecção, correspondendo provavelmente a horizontes pedogenéticos tipo *caliche*. Inicialmente referidos por TIBANA *et al.* (1984) na Bacia de Itaboraí, eles foram posteriormente reconhecidos por COIMBRA & ROCCOMINI (1985a) na Bacia de Resende e nos arredores de Santa Isabel na Bacia de Taubaté. Esses últimos autores reinterpretaram os depósitos de argilas, supostamente lacustres, com abundantes crostas carbonáticas, da Formação Guabiroba na Bacia de Curitiba (BIGARELLA & SALAMUNI, 1961), como sendo lamitos pedrogenizados com o desenvolvimento de horizontes de calcretes.

COIMBRA & RICCOMINI (1985a) atribuíram, para estes depósitos, origem a partir da exposição subaérea de lamitos de leques aluviais, oriundos de corridas de lama, com conseqüente res-

secação sob condições de semi-aridez climática. Nos sedimentos de granulação mais grossa e permeáveis, o *caliche* seria do tipo nodular, formado a partir da evapotranspiração de água rica em solução carbonatada. Nos sedimentos mais finos, dada a baixa permeabilidade, a percolação dar-se-ia através de rachaduras de ressecção, atingindo a superfície com baixa umidade relativa e intensa evaporação. Estas condições seriam mais propícias para a formação de crostas duras.

Associado às ocorrências de *caliche* da Bacia de Curitiba e às de Santa Isabel, foram encontrados cristais euédricos, placóides, milimétricos e rosados de *lanthanita*-(Nd) (COIMBRA & RICCOMINI, 1985a; COIMBRA *et al.*, 1989), conduzindo inicialmente à suposição de possível correlação cronológica entre as diferentes ocorrências, uma vez que tal associação necessitaria condições extremamente particulares para sua formação (COIMBRA & RICCOMINI, 1985 a) e, mais recentemente, à hipótese alternativa, mas não excludente da anterior, de origem hidrotermal para estes calcários, dada a presença de elementos estruturais importantes nos seus locais de ocorrência (COIMBRA, 1987, *in* COIMBRA *et al.*, 1987; COIMBRA *et al.*, 1989).

O exame dos testemunhos do Poço 42 (Figura 103) revelou a presença de numerosos níveis de ressecção, alguns com paleossolos carbonáticos (calcita), fazendo-se necessário, portanto, uma revisão na hipótese de correlação cronoestratigráfica entre as diferentes ocorrências.

As espessuras consideráveis de lamitos pressupõem a existência de espesso regolito na área fonte, gerado em condições climáticas úmidas e quentes. Sua natureza essencialmente pelítica reflete intenso intemperismo na fonte (LEINZ, 1955; WERNICK, 1966), onde rochas granitóides são abundantes (HASUI *et al.*, 1976 a,b) as quais, decompostas em clima quente e úmido, propiciaram a formação de espessos regolitos, ricos em matriz argilosa.

Dessa forma, esses regolitos poderiam pertencer a uma fase úmida prévia ou, talvez, concomitantemente à deposição dos lamitos.

Segundo SUGUIO *et al.* (1972), o advento dos fenômenos da reativação terciária coincidiu com a mudança climática para condições semi-áridas, e a massa detrítica disponível foi transportada a curta distância com baixa disponibilidade de água no ambiente, acompanhada de processos tectônicos sinsedimentares, que favoreceram a deposição de sedimentos imaturos.

A preservação de lamitos leva a advogar clima mais seco com baixa pluviosidade, pois não ocorreu um avançado fracionamento granulométrico que seria esperado caso as condições climáticas fossem úmidas. Por outro lado, os lamitos podem ter sido preservados devido a rápida deposição sob condições de borda ativa da bacia e tectonismo sinsedimentar. O que pode corroborar esta hipótese é a presença de extensos bancos arenosos e conglomeráticos, interlacados nos lamitos, e que apresentam estrutura gradacional, demonstrando tratarem-se de depósitos em lençóis provenientes da lavagem de lamitos com a conseqüente segregação hidráulica dos materiais. Nota-se ainda que estes apresentam contato brusco e erosivo com os lamitos e são também sobrepostos por estes de forma também brusca e erosiva.

A composição mineralógica das argilas, predominantemente do grupo das esmectitas, com caráter detrítico, leva a considerar a existência de lamas de viscosidade elevada. Uma vez que o ambiente de corridas de lama, dadas as suas características mecânicas, aliadas à baixa porosidade e permeabilidade, não permite a percolação de fluídos, sendo portanto impróprio à diagênese, pode-se imaginar a seguinte cronologia relativa dos processos:

- a) intemperismo, sob clima úmido, gerando espesso regolito fóssil;
- b) transformação diagenética das argilas formadas em a) para esmectitas, sob influência de clima semi-árido;
- c) corridas de lama de alta viscosidade sob regime de chuvas torrenciais e/ou recrudescimento de atividade tectônica;

d) preservação dos depósitos pela alta taxa de subsidência tectônica e baixo poder de retrabalhamento fluvial, ainda em condições de semi-aridez climática.

A presença de feldspatos angulosos e frescos, como grânulos e seixos centimétricos nos lamitos, leva a traçar contribuição de rocha fresca na área fonte, devido a maior velocidade de erosão sobre a velocidade de intemperismo. Mesmo sob condições climáticas úmidas, quando a velocidade de erosão é grande, tem-se a preservação de minerais instáveis no sedimento. Cabe ressaltar que estes materiais instáveis flutuam na lama, o que pressupõe condições intempéricas para a geração desta.

Em termos palinológicos, o sistema de leques aluviais e planície fluvial entrelaçada acha-se melhor estudado na Bacia de Resende, onde a predominância de esporos triletes, derivados de pteridófitas, indicaria clima úmido. Isto poderia ser explicado pelos desníveis topográficos existentes à época deposicional, cujo análogo atual, na mesma área, seria o Maciço de Itatiaia em relação à planície aluvial do Rio Paraíba do Sul, com conseqüente zoneamento vertical da vegetação, onde as porções mais úmidas corresponderiam às encostas da Serra da Mantiqueira.

6.1.2 Sistema lacustre

A passagem do sistema de leques aluviais para o lacustre é transicional, bem evidente no testemunho da sondagem 42. Supõe-se que a implantação de condições lacustres esteja ligada à evolução da bacia, que agora estaria mais larga, fruto do incremento da subsistência do hemi-graben (Figura 104), talvez aliado a fases de calma tectônica mais prolongada.

Integram o sistema lacustre as fácies C, D, E, F, e G.

A Fácies G é bem caracterizada somente na porção superior da coluna lacustre, quando seus depósitos estão intercalados nos sedimentos argilosos da Fácies C. Estaria ligada a processos tipo *sheet-flood*, de enchentes esporádicas e/ou acompanhada do

Figura 104 - Relação entre a subsidência (s) e a largura (l) em bacias tipo hemi-graben.

recrudescimento da atividade tectônica; representariam corpos de inunditos, no sentido de DELLA FÁVERA (1984). São incluídos nesse sistema os depósitos do km 12,9 da SP-123 (Quiririm-Campos do Jordão), na Bacia de Taubaté, referidos por SUGUIO & VESPUCCI (1985) como turbiditos. Observações no local confirmaram a presença de horizontes *Ta*, *Tb* e *Tc* de BOUMA (1962), mas, intercalados nas camadas pelítico-siltosas foram encontrados níveis com gretas de contração, indicativas de exposição subaérea, sugerindo a presença de lâminas de água relativamente pouco espessas.

No mesmo palco tectônico e sedimentar do material terrígeno da Fácies *G*, depositados então nas bordas do lago, estariam também as argilas verdes maciças da Fácies *C*, depositadas em porções mais internas do lago, aparecendo atualmente também intercaladas com os folhelhos pirobetuminosos da Fácies *E*.

Camada decimétrica de calcário da Fácies *D* intercalada com argilas da Fácies *C* na região de Taubaté (Extração ALIGRA, figura 10), foi considerada por FREITAS & APPI (1987) como *caliche*, dada a presença de microfendas de ressecção e marcas de raízes. Estes autores correlacionaram esta camada com as outras ocorrências das bacias de Resende e Taubaté, referindo-as como um marco estratigráfico. A análise por difratometria de raios X, bem como o teste colorimétrico com alizarina, revelaram composição dolomítica, diferente da calcítica dos *caliche*, para esta camada. Pelo menos outra camada de natureza semelhante pode ser observada nos perfis de sondagens do CNP, em especial na figura 102. Esses calcários representam provavelmente fases de hipersalinidade do lago, em águas rasas.

Aumento da profundidade da lâmina de água do lago é indicada pela sucessão, da base para o topo, de calcário dolomítico, argilas verdes de floclulação e folhelhos pirobetuminosos. As margas, ricas em ostracodes, podem representar também fases de maior salinidade do lago, com conseqüente aumento na mortandade desses animais. Estas flutuações encontram também suporte paleontológico e geoquímico. Em termos paleontológicos, a presença de aves necrófagas como *Brasilogyps faustoi*, da família Cathartidae

(ALVARENGA, 1985), nas argilas verdes, caracteriza níveis de lâmina de água mais baixa ao passo que restos de peixes e ostracodes (COUTO & MEZZALIRA, 1971), presentes nos folhelhos, poderiam indicar águas mais profundas. Por outro lado, as análises de geoquímica de matéria orgânica, efetuadas pelo Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da PETROBRÁS (Eugênio Vaz Neto, comunicação verbal), indicaram teores de matéria orgânica da ordem de décimos de porcentagem para as argilas verdes, centésimos para os calcários, e até dez a quinze por cento para os folhelhos, indicando para estes últimos condições anóxicas de águas mais profundas.

A microflora de Taubaté é caracterizada pela presença significativa de palinormorfos derivados de elementos autóctones, originários de água doce estagnada.

As variações em teor de matéria orgânica têm correspondência no predomínio de determinados grupos palinormorfos, onde *Botryococcus* está quase sempre presente em quantidade apreciável, estando localmente diluído, ora por *Azolla*, ora por *Pediastrum*, respectivamente abaixo e acima da camada de calcário dolomítico da Extração ALIGRA em Taubaté, local TB-03.

A análise dos dados dos poços perfurados pelo CNP permitiu a elaboração de mapas e esboços paleogeográficos em alguns intervalos estratigráficos na porção central da Bacia de Taubaté (Figuras 105 a 110). A maior densidade de dados disponíveis corresponde ao intervalo de cerca de cinco metros, compreendido entre o terceiro e o quarto nível de folhelhos papiráceos da fácies E (Figura 110). A distribuição das fácies deste intervalo é típica de um sistema *playa-lake* (e.g. EUGSTER & HARDIE, 1975), e não de paleossolos carbonáticos, no caso dos dolomitos. Assim, a ocorrência de níveis de ressecção não é restrita a um único marco, como proposto por FREITAS & APPI (1987), devendo as correlações dessa natureza serem entendidas como muito preliminares e encaradas com toda a reserva.

Para os folhelhos papiráceos, além do contorno estrutural (Figura 95), foi possível também ser efetuada a análise da

Figura 105 - Mapa paleogeográfico construído com base nos testemunhos do CNP para a porção situada a mais de 150 m abaixo da primeira intercalação de folhelhos papiráceos. Notar a forte influência dos leques aluviais provenientes de noroeste e sul, com desenvolvimento de incipiente planície lamosa na porção central da área. Os círculos vazios correspondem a dados de sondagens; os círculos cheios referem-se à exposições em superfície (1-Extração Santa Fé; 2-Extração ALIGRA; 3-Extração do Virgílio).

Figura 106 - Intervalo entre 100 e 120 m abaixo do primeiro papiráceo. Notar recuo dos leques e deposição de dolomitos (extensão mínima) na parte central da área.

Figura 107 - Intervalo entre 43 e 57 m abaixo do primeiro papiráceo. Ocorrência de maior aporte dos leques aluviais provenientes da parte noroeste da área, com migração da área de deposição de dolomitos lacustres para oeste, agora mais confinada. Na porção central desenvolve-se pequena extensão de planície de lama a margem lacustre.

Figura 108 - Integração dos dados no intervalo entre 10 e 30 m abaixo do primeiro papiráceo. A extensão dos dolomitos é a máxima, verificada a 29 m, ocorrendo posteriormente sua restrição ao poço da direita a 24 m, agora acompanhado do avanço dos leques aluviais, de sul para norte, atingindo o lago a 15 m no poço da esquerda.

Figura 109 - Intervalo de cerca de 6 m entre a segunda e a terceira intercalação de folhelhos papiráceos. Lago restrito à região de Tremembé com avanço de leques de noroeste e sul.

Figura 110 - Intervalo de cerca de 5 m entre a terceira e a quarta intercalação de folhelhos papiráceos. Com o avanço do leque de sul, a deposição carbonática migra para nordeste e sudoeste. Em toda a porção central ocorre sedimentação em planície de lama a margem lacustre. Nesta grande extensão de argilas estariam incluídas as extrações ALIGRA, Santa Fé e Virgílio.

distribuição de suas espessuras e teor em óleo (Figuras 111 e 112), valendo-se novamente de técnicas geoestatísticas (TAKIYA *et al.*, 1984), aplicadas aos dados de poços do CNP. Os parâmetros geoestatísticos estão apresentados no anexo D.

A figura 111 representa a variação da espessura da cama da inferior de folhelho papiráceo. Nota-se a persistência do valor médio, ao redor de 0,55 m. Na figura 112 estão representados os teores em óleo. Acredita-se que este óleo tenha sido gerado nesses folhelhos e que não houve migração posterior por porosidade / permeabilidade para os pacotes areno-pelíticos intercalados, uma vez que estes apresentam teores baixíssimos em óleo. Se ocorreu alguma migração, esta deve estar ligada à tectônica pós-sedimentar, como será visto mais adiante.

A Fácies *F*, no contexto desse sistema lacustre, é a de posição mais duvidosa, de vez que lhe faltam melhores relações de contato. Os estratos granodecrescentes dessa fácies, com conglomerados, arenitos médios e arenitos mais finos com *climbing ripples* são típicos de turbiditos proximais, com níveis *Ta, b, c* de BOUMA (1962), pressupondo, para a sua deposição a existência de um corpo de água estagnada. Os estratos dessa fácies deveriam ser originalmente sigmóides, sendo posteriormente descaracterizados pelo truncamento de topo por camadas em arranjo planar (*top-set*). No conjunto, a Fácies *F* caracterizaria, de forma notável, o delta clássico de Gilbert (ELLIOT, 1986, p.114).

Dessa forma a Fácies *F* poderia representar a chegada de leques aluviais diretamente no lago, formando depósitos tipo leque deltaico (*fan-delta*).

A situação dessa fácies, observada apenas de forma localizada na borda norte da Bacia de Taubaté, em posição estratigráfica aparentemente de topo em relação ao sistema lacustre, poderia sugerir que o delta estivesse colmatando o lago, ou seja, representaria a fase de assoreamento lacustre.

Não se descarta, entretanto, a possibilidade de a Fácies

Figura 112 - Mapa de isoteores em querogênio (valores em %).

F tratar-se de um evento de deposição posterior, talvez resultante de sedimentação sintectônica à fase compressiva atuante na borda norte da bacia, representando uma deposição tipo *flysch*, em lago, mas discordante do sistema lacustre. Essa discussão será retomada no item 6.2 desse capítulo.

Por fim, os calcários laminados da Fácies P, da Bacia de Itaboraí, foram interpretados por LEINZ (1938) como travertinos depositados nas bordas de um lago. Para TIBANA *et al.* (1984) os calcários fitados, precipitados em cavidades e cavernas indicariam dissolução dos calcários mais antigos. Os pisólitos associados, por sua vez, apresentam feições que levaram estes últimos autores a relacioná-los com fontes termais, como anteriormente considerado por LEINZ (1938), ou pérolas de cavernas.

Nos depósitos do sistema lacustre, embora o argilomineiral mais importante seja ainda esmectita detrítica, é freqüente a ocorrência de cloritas neoformadas e sulfetos (piritas framboidais). Tal associação já seria mais própria de condições redutoras na sedimentação, o que no presente caso é suportado pela presença de matéria orgânica abundante nos folhelhos. A presença de clorita diagenética é também sugestiva de águas alcalinas nos lagos. As reativações tectônicas episódicas durante a sedimentação lacustre têm seus registros nas inrercalações conglomeráticas com esmectita e caulinita detríticas, sugerindo área fonte nos granitos e gnaisses do embasamento adjacente. Halloisita estaria associada à diagênese da caulinita.

A palinologia aponta a presença de pólenes dissacados, derivados de coníferas, que pela sua abundância sugerem clima frio a temperado. Esse fato aparentemente contrariaria a hipótese de um sistema *playa-lake*, mas pode ser explicado também por zoneamento vertical da vegetação em função da altitude.

6.1.3 Sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e extremo sudoeste da Bacia de Taubaté.

Este sistema fluvial meandrante é constituído pelas fácies *H* e *J*. Sua relação de sobreposição ao sistema de leques aluviais é particularmente nítida na parte oeste da Bacia de São Paulo (afloramentos da Cidade Universitária e Rio Pequeno) e na porção leste da Bacia de Resende (região de Floriano e Quatis). Entretanto, as delgadas intercalações de lamitos nos sedimentos desse sistema, sugerem ocorrências de pulsações tectônicas durante a sedimentação fluvial meandrante.

A Fácies *H*, nesse sistema, corresponderia a depósitos de canais meandrantés, tendo os sedimentos finos laminados lenticulares, por vezes ricos em matéria orgânica, como prováveis testemunhos de lagoas oriundas da migração e abandono de canais (*ox-bow-lakes*).

A Fácies *J* relacionar-se-ia, em parte, a depósitos de rompimento de diques marginais (*crevasse - splay*) e, principalmente, à planície de inundação, onde os clastos argilosos retrabalhados representariam canibalismo dos pelitos subjacentes.

A passagem dos leques aluviais para os depósitos fluviais meandrantés quase que certamente estaria relacionada a uma mudança paleoclimática para condições mais úmidas. Inicialmente o espesso regolito associado aos leques seria transportado para a planície aluvial, originando um sistema meandrante embrionário, provavelmente de transição do entrelaçado para o meandrante, com espessos depósitos de inunditos associados. Com a diminuição dos processos de corrida de lama se instalaria o sistema fluvial meandrante franco, mais estável no momento de maior calma tectônica da bacia.

Entretanto, considerando-se as situações observadas na Bacia de São Paulo, as reativações dos sistemas, às quais frequentemente associam-se os lamitos, poderiam alterar o seu perfil de equilíbrio, de modo que também o rompimento de diques marginais pode ter não apenas influência climática (enchentes), mas também tectônica.

A abundância em caulinita detrítica nesses depósitos , registrando-se também a presença de caulinitas sanfonadas diagenéticas, corroboraria a vigência de condições de maior lixiviação e, portanto, mais oxidantes e talvez mais úmidas.

Entretanto, os palinomorfos da camada de linhito da Extração ITAQUAREMA, em Guararema, indicam clima frio e seco (LIMA *et al.*, 1985b), em aparente contradição com as hipóteses já levantadas. Assim, novamente evoca-se o argumento de proveniência de parte dos pólenes a partir de áreas elevadas, mais frias e secas, para contornar a questão.

6.1.4 Sistema fluvial entrelaçado (*braided*) de Itaquaquetuba.

O sistema fluvial de Itaquaquetuba, que no conjunto corresponde à Formação Itaquaquetuba de COIMBRA *et al.*(1983), apresenta um aspecto fundamental que o diferencia dos demais: ele encontra-se alojado em contatos ora erosivos, ora tectônicos, unicamente com rochas do embasamento pré-cambriano, não tendo sido, até o presente momento, verificada relação com as unidades sedimentares terciárias.

Nessa área integram o sistema fluvial entrelaçado as fácies K, L, M, N e O .

A Fácies K é a mais típica de depósitos de canais de rios entrelaçados, com os arenitos com estratificação cruzada representando barras com cristas transversais, provavelmente linguóides, de dunas subaquosas, e cascalhos e areias grossas de barras longitudinais.

Estruturas de fluxo de grãos estariam provavelmente associadas a retrabalhamento eólico na porção superior das barras arenosas, durante o período em que elas apresentavam exposição subaérea.

Os conglomerados da Fácies *L* correspondem aos lençóis aluviais detríticos de COIMBRA (1983, *in* PETRI & AMARAL, 1983), e representariam, aparentemente, a coalescência lateral de níveis de conglomerados residuais (*lag*) de barras longitudinais de canais. A pouca matriz desses depósitos pode ser devida a sua diminuição e até eliminação, possivelmente por deflação, em condições de estações secas mais prolongadas, em clima provavelmente semi-árido a eventualmente árido, guardando certa semelhança com os depósitos de *wadis* do Sahara Oriental. Tal comparação já havia sido anteriormente feita por BIGARELLA (1975).

As fácies *K* e *L* alternam-se na vertical e conseqüentemente variam lateralmente de uma para a outra na horizontal. Para as bordas do depósito de Itaquaquecetuba, estas fácies gradam para *M*, *N* e *O*, ocorrendo interdigitação entre elas.

A Fácies *M* corresponde, provavelmente, a fluidificação de sedimentos de barras arenosas da Fácies *K*, com geração de estruturas almofadadas e destruição das estruturas fluviais originais. Este processo poderia estar ligado a encharcamento do depósito de barras arenosas após a sua exposição subaérea, por um aumento da umidade, e conseqüentemente da precipitação pluviométrica (Figura 113) ou, alternativamente, por fluidificação devida a abalos sísmicos que agitariam o depósito encharcado das barras até a sua liquefação como no Teste de Casagrande, usualmente empregado em ensaios de caracterização geotécnica de materiais.

Os lamitos da Fácies *N* e as brechas (megabrechas) da Fácies *O* corresponderiam a cunhas clásticas ligadas às movimentações dos falhamentos NNW e ENE que delimitam o depósito, respectivamente em suas porções distal e proximal.

Os megaclastos de folhelhos siltosos fossilíferos seriam extraclásticos, originados provavelmente do retrabalhamento tectônico de materiais semelhantes da Fácies *H*, como aqueles presentes na Extração ITAQUAREMA, em Guararema (SP).

Figura 113 - Análogo atual do processo de fluidificação das areias de barras arenosas da Fácies K. Tratam-se de areias marinhas, consolidadas, de idade pleistocênica (MARTIN & SUGUIO, 1986), situadas nas proximidades do km 68 da BR-101, cerca de 20 km antes de Barra Velha, Santa Catarina. As figuras 33 e 34 correspondem, respectivamente, a cortes nas porções média e superior deste tipo de depósito.

O sistema entrelaçado implantado na área de Itaquaquecetuba, conduz a primeira vista à interpretação de clima semi-árido, conforme já admitido anteriormente (*v.g.* JUNQUEIRA, 1969; SUGUIO, 1980; AB'SÁBER, 1980). Do ponto de vista mineralógico, a abundância de minerais instáveis na fração pesada (granada) e leve (feldspatos) das areias e conglomerados confirmaria esta interpretação. Além disso, a Fácies *O*, rudácea, apresenta matriz arenosa, sem lama, o que também poderia ser interpretado como ausência desta na área fonte sujeita a clima semi-árido. Entretanto, um rápido sepultamento poderia ter preservado os minerais instáveis, mesmo sob condições úmidas, desde que o tectonismo fosse acentuado. Da mesma forma, em regime de alta pluviosidade, pode ocorrer a lavagem de lama, com perfeita segregação dos minerais.

As argilas presentes no sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba são caulinitas, e tratam-se de determinações nos megaclastos e na matriz de arenitos, os quais podem, respectivamente, serem interpretados como extraclásticos e diagenéticos, estas pela ação de soluções ácidas percolantes associadas à oxidação de sulfetos, principalmente a marcassita, mas também da pirita.

Os troncos fósseis presentes são quase com certeza re-trabalhados, mas de caráter local, dada a pequena resistência ao transporte e as dimensões destes. Os estudos paleo-anatômicos das madeiras fósseis efetuadas por SUGUIO (1971) e SUGUIO & MUSSA (1978) indicaram condições climáticas do tipo tropical úmido para o ambiente em que viveram estas plantas. No entanto, como ressaltado por SUGUIO (1980), existe a possibilidade de que os sedimentos associados tenham sido depositados em clima semi-árido e, nesse caso, as madeiras poderiam estar ligadas a matas galerias que se desenvolveram ao longo de cursos de água, mesmo em regiões semi-áridas.

Admitindo-se a hipótese de matas galerias, ou mais propriamente, matas ciliares, em clima semi-árido, seria de se esperar baixo índice de diversidade de espécies, estas pouco desenvolvidas, e adaptação a climas mais severos. Ao contrário disso, pre-

dominam leguminosas de grande porte e grande diversidade de espécies (*e.g.* SUGUIO & MUSSA, 1978).

Não se conhecem folhas fósseis diretamente associadas aos troncos. Os estudos de folhas, provenientes de megaclastos, demonstra que elas não possuem adaptação à semi-aridez climática (FITIPALDI *et al.*, 1989).

A microflora dos megaclastos de Itaquaquecetuba é muito semelhante àquela de Guararema e, embora esta seja referida a clima frio e seco, portanto compatível com semi-aridez, há que se considerar as ponderações quanto à possibilidade de tratar-se de material proveniente de maiores altitudes. De outro lado, a microflora da Cidade Universitária, em sedimentos certamente *in situ*, também reveríveis à Formação Itaquaquecetuba, apresenta predomi - nância de esporos de pteridófitas, o que levaria a crer em clima úmido.

Com base nas considerações expostas, pode-se defender a hipótese de clima úmido para o sistema fluvial entrelaçado de Ita quaquecetuba, considerando-se o conteúdo fossilífero mais impor - tante na definição paleoclimática do que o tipo de drenagem esta - belecida, esta de ligação mais direta ao regime tectônico então vigente. Essa hipótese, a exemplo do que já foi considerado para o sistema meandrante das bacias de São Paulo, Resende e SW de Taubaté, leva a crer que a carga e a granulação dos sedimentos são os fatores determinantes no sistema deposicional fluvial a ser estabelecido.

A hipótese de clima semi-árido para os sedimentos de Itaquaquecetuba, baseada em correlação com glaciais e interglaciais do hemisfério norte (*e.g.* MELO & PONÇANO, 1983), encontra-se hoje completamente prejudicada pela idade possivelmente mais antiga que a quaternária anteriormente admitida por SUGUIO (1971) e BIGARELLA (1971), ainda que dúvidas existam sobre esse assunto.

Há ainda a se considerar que as determinações palinológicas de MELO (1984) e MELO *et al.* (1985a, 1986) foram efetuadas

em folhelhos siltosos a siltitos arenosos, ricos em matéria orgânica, situados em meio aos sedimentos arenosos da Fácies K, e ocorrentes normalmente sob a forma de fragmentos, agora interpretados como megaclastos. As determinações paleomagnéticas de MELO (1984) e MELO *et al.* (1985a), por sua vez, foram conduzidas em sedimentos referidos como "fácies lacustre da Formação Itaquaquecetuba" por COIMBRA *et al.* (1983), e que hoje seriam mais corretamente incluídos nos depósitos de lamitos da Fácies B.

Por estas razões, o sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba é considerado mais jovem do que o fluvial meandrante do item anterior, hipótese esta suportada também por observações de ordem tectônica, como veremos adiante.

6.1.5 Sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté.

O sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté está bem representado na região entre Caçapava e Pindamonhangaba, em faixa situada ao sul do Rio Paraíba do Sul. É separável de outros sistemas deposicionais dessa bacia pela existência de uma importante discordância basal, bem marcada quando desenvolvida sobre as argilas verdes da Fácies C do sistema lacustre.

A discordância basal desse sistema fluvial meandrante, conquanto localmente perturbada por deformações tectônicas, constitui-se numa superfície relativamente bem nivelada na cota de 550-560 m, com leve caimento rumo a borda norte da bacia, de sorte que, de modo geral, pode-se considerá-la como um plano de orientação ENE com tênue mergulho para o quadrante noroeste. Encontra-se bem exposta no km 333 da EFCB, onde já havia sido descrita por ALMEIDA (1955, 1958), embora considerada posteriormente como de caráter local (HASUI & PONÇANO, 1978). Entretanto, ela pode ser facilmente verificada nos perfis de sondagens do CNP, bem como em superfície, estando alguns exemplos bem expostos nos seguintes lo

cais: entroncamento da Rodovia Presidente Dutra com a estrada Caçapava-Caçapava Velha, local TB-30; na SP-66, em corte do lado direito, rumo a Quiririm, a cerca de 1,4-1,5 km da Rodovia Presidente Dutra (Local TB-31); cerca de 2,3 km a WNW da antiga fundição da Willys Overland, Taubaté, seguindo pela via férrea, na pequena escarpa para a várzea do Rio Paraíba do Sul (Local TB-32), entre outras. Dessa forma é uma superfície de extensão regional.

São integrantes desse sistema fluvial meandrante as Fácies *I* e *R* bem como os sedimentos que podem ser referidos à Fácies *J*, presentes na região de Caçapava-Pindamonhangaba.

A Fácies *R*, inferior do sistema, teria os conglomerados basais como testemunhos da instalação da drenagem, inicialmente em condições de energia alta a moderada. Passa a depósitos mais típicos de canais fluviais meandantes representados pelos conglomerados, gradando a areias progressivamente mais finas, com estratificações cruzadas inicialmente tabulares de barras de pontal (*point bar*) e, acima, do canal. Os siltitos de topo representam o abandono do canal fluvial.

Os depósitos da Fácies *I* estariam ligados ao rompimento de diques marginais (*crevasse splay*), com a brusca colocação de massas consideráveis de sedimentos em águas mais calmas de planície de inundação. A forma desses corpos lembraria a das ondas-de-areia (*sand waves*), ao passo que as estruturas sigmoidais internas representariam o perfil de equilíbrio da massa de sedimentos com a abrupta quebra da energia de transporte.

A Fácies *J*, nessa área, teria características gerais semelhantes às já descritas no item 6.1.3, correspondendo a depósitos de rompimento de diques marginais e, principalmente, de planície de inundação.

Embora nos sedimentos pelíticos desse sistema ocorram, de forma relativamente abundante, impressões de folhas e de pequenos caules (locais TB-23, TB-25, TB-33, TB-34, TB-35, entre outros), estes ainda não foram objeto de estudo. A cor dos sedimen-

tos, por sua vez, não parece ser promissora para a ocorrência de palinomorfos, segundo os critérios de ARAI (1982). Assim, a idade dos depósitos só pôde ser referida aos eventos tectônicos e às feições geomorfológicas regionais, como será visto mais adiante.

O tipo de estruturas sedimentares, relacionadas a um sistema fluvial meandrante, associada à presença de caulinita detrítica, sugere condições úmidas durante a sedimentação, embora maiores considerações sobre o paleoclima fiquem à espera dos estudos anatômicos das plantas fósseis.

Os lamitos da Fácies *S*, situados nos arredores do astreblema de Colônia, a sul da Bacia de São Paulo, sobrepõem-se aos sedimentos das fácies *A* e *B* presentes nessa área. Poderiam, tentativamente ser correlacionadas ao presente sistema fluvial e, nesse caso, as concreções botrioidais de gibbsita seriam bons indicadores de condições quentes e úmidas.

Diferentemente do sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e SW de Taubaté, nesse sistema não foram verificadas intercalações de lamitos da Fácies *B*, o que pode indicar maior quiescência tectônica.

Além da feição basal bem demarcada por um nível conglomerático, outra característica conspícua associada ao presente sistema são as extensas "superfícies aplainadas" que nivelam o seu topo, devidas sem dúvida à persistência lateral e planaridade dos depósitos constituintes. Os platôs na região de Caçapava, Quiririm (notadamente onde se situa a fábrica da Volkswagen), Taubaté e Pindamonhangaba, nivelados a cerca de 580-585 m, são remanescentes dessa superfície, hoje em processo de entalhamento. Sem dúvida a sua gênese é antes devida à deposição do que à erosão, a semelhança do que FÚLFARO & SUGUIO (1968, p.58-59) admitiram para a origem de feição semelhante no topo da Formação Rio Claro.

Outros depósitos, especialmente os situados logo na entrada para São José dos Campos e no km 149,5 na Rodovia Presidente Dutra (locais TB-34 e TB-35), apresentam características sedi-

mentares, conteúdo fossilífero e nivelamento de topo semelhantes aos da região de Caçapava-Pindamonhangaba, podendo, ainda que preliminarmente, ser também referidos ao sistema fluvial mediante a porção central da Bacia de Taubaté.

6.2 TECTÔNICA

Desde os anos 30 é admitida origem tectônica para a Bacia de Taubaté (*e.g.* LEME, 1930; WASHBURNE, 1930), modelo este estendido para outras bacias do RCSB em estudos mais recentes (ALMEIDA *et al.*, 1976; HASUI *et al.*, 1978a). As menções iniciais a esta tectônica referiam-se a falhas normais (*e.g.* CORDANI *et al.*, 1975), posteriormente estudadas em diferentes graus de detalhe (CAMPANHA *et al.* 1985).

Falhas reversas ou outras feições ligadas a esforços compressivos, conquanto fossem reconhecidas já há algum tempo (H. MARTIN *apud* FRANGIPANI & PANNUTI, 1965, p. 40; SUGUIO, 1969), não foram objeto da devida atenção, ao que parece, dada a dificuldade de compatibilizá-las com o modelo extensional então vigente.

O IPT (1983) relacionou algumas situações de falhamentos inversos e de empurrão, os quais, no trabalho de CAMPANHA *et al.* (1985) foram explicados em termos de acomodações reversas ou direcionais em função de deslocamentos normais.

Apenas recentemente a importância de esforços compressivos na área foi plenamente reconhecida. O IPT (1986) e MELO *et al.* (1986) verificaram uma fase de esforços compressivos posteriores e aproximadamente coaxiais às movimentações normais na área da Bacia de São Paulo e extremo sudoeste da de Taubaté. Posteriormente, RICCOMINI (1987) referiu-se a estes esforços como advindos de tectônica transcorrente convergente, causada por transpressão, observados então, principalmente, ao longo da borda norte das bacias de São Paulo, Taubaté e Resende, e relacionados ao sistema ENE a E-W.

Durante os levantamentos executados para o presente trabalho, o quadro estrutural regional evidenciou-se mais complexo do que antes admitido, fato este bastante claro a partir dos padrões de superposição de falhamentos observados.

6.2.1 O modelo tectônico

Modelos evolutivos contemplando transcorrência, já para o início da sedimentação, foram propostos por MELO (1984,1985) para a Bacia de Resende - envolvendo movimentação dextral ao longo da direção do Lineamento de Cabo Frio (SADOWSKI & DIAS-NETO,1981) - e, posteriormente, por ZALÁN (1986) para a Bacia de Taubaté - postulando origem transtraccional, a partir da interpretação de movimentação transcorrente sinistral para algumas falhas situadas às suas bordas. Tais interpretações, conquanto tenham aberto nova linha de investigação sobre a origem de bacias do RCSB, devem ser melhor trabalhadas, tendo em vista que a movimentação ao longo das falhas revelou ser mais complexa, aliado ao fato de que não foram encontradas evidências diretas de movimentos transcorrentes relacionados à primeira fase. De qualquer maneira, não se descarta, entretanto, que eles possam ter existido, sendo posteriormente mascarados.

A partir do modelo estrutural estabelecido para a região, e das relações entre as estruturas e a sedimentação, emergem os seguintes fatos:

a) à fase extensional inicial está associada a deposição do sistema de leques aluviais, recorrentes durante a sedimentação oligocênica;

b) as fases transcorrentes sinistral e dextral apresentam características pós-sedimentares à deposição oligocênica;

c) na área de Volta Redonda, em função do arranjo das descontinuidades antigas, algumas transcorrência poderia ter ocorrido na fase a;

d) o sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba guarda, aparentemente, relações em parte sintectônicas aos movimentos transcorrentes;

e) os sedimentos do sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté apresentam-se deformados por estruturas compressivas do movimento transcorrente dextral e pelos deslocamentos normais finais;

f) da mesma forma, as coberturas sedimentares mais recentes, como as *stone-lines*, colúvios e terraços mais elevados do Rio Paraíba do Sul, encontram-se, localmente, perturbados pelas estruturas ligadas à transcorrência dextral e, generalizadamente, pela extensão final;

g) depósitos de baixos terraços, na região de Caçapava-Taubaté, acham-se truncados apenas por falhas normais relacionadas à extensão final.

6.2.1.1 Fase extensional NNW-SSE inicial

À fase extensional inicial corresponderia o preenchimento sedimentar referente aos sistemas deposicionais oligocênicos. A julgar pelas ocorrências hoje isoladas, de sedimentos em situação de topo de morros e colinas sustentadas por rochas do embasamento, nas áreas de separação entre as bacias, seria lícito formular a hipótese de ligação e continuidade pretérita de uma depressão original e dos depósitos nela contidos, pelo menos entre São Paulo e Casa de Pedra. Os altos do embasamento, como a Soleira de Barueri, a oeste da Bacia de São Paulo, Soleira de Arujá, entre as bacias de São Paulo e Taubaté, Soleira de Queluz, entre as bacias de Taubaté e Resende, e Soleira de Floriano - Barra Mansa, entre as bacias de Resende e Volta Redonda, teriam sido originados pela tectônica pós-sedimentar a esta fase inicial, como veremos mais a frente. Outras áreas de exposição de rochas pré-cambrianas no interior das bacias, como o Alto de Caçapava, o de Resende, bem

como o que separa atualmente as ocorrências de sedimentos de Volta Redonda do *Graben* de Casa de Pedra, compartilhariam gênese similar.

A assimetria do *rift*, manifestada sobretudo nas bacias de Taubaté e Resende, leva a crer que as falhas situadas na borda norte da depressão original tiveram comportamento lístrico, como no esquema de BALLY *et al.* (1981). O basculamento dos blocos para NNW seria fruto da atenuação do mergulho dos planos dessas falhas para SSE.

Na área de Volta Redonda, a extensão NNW-SSE inicial pode ter propiciado alguma transcorrência sinistral ao longo dos lineamentos Floriano-Barra Mansa e Pinheiral, antigas descontinuidades do embasamento, favorecendo a abertura de fissuras ENE, também herdadas de zonas de cisalhamento, e eclosão dos derrames de basanito de Casa de Pedra. Não se descarta, entretanto, que o afinamento crustal na área possa ser devido à extensão inicial combinada com a transcorrência sinistral, dada a proximidade dos seus eixos de extensão.

6.2.1.2 Transcorrência sinistral

Posteriormente à fase extensional NNW-SSE a região sofreu transcorrência sinistral. O jogo de esforços dessa fase, em relação às descontinuidades mais antigas, bem como a geração de novas fraturas conjugadas dessa fase, proporcionaram a primeira desfiguração do *rift* original.

As estruturas de orientação WNW comportaram-se como falhas sintéticas, tipo P de Riedel, durante a fase transcorrente sinistral. Sua geometria em relação aos esforços dessa fase favoreceu sua atuação como faixas transpressionais, originando soerguimentos locais, com conseqüente erosão dos sedimentos depositados na fase anterior. Este processo teria sido o responsável pela geração da Soleira de Queluz.

Na porção central da Bacia de Taubaté, a transcorrência

sinistral gerou dobramentos não cilíndricos, aproximadamente cônicos, *en échelon* ao binário principal. A compressão NE-SW dessa fase encontrou, nessa área, resistência nas descontinuidades de orientação NW, em grande parte representadas por juntas do embasamento pré-cambriano. Essas fraturas antigas atuaram como falhas tipo X, dextrais, antitéticas ao binário principal, e sua geometria deve ter proporcionado movimentos com padrão dominó e causando transpressão ao longo do limite NW entre os blocos. A associação dessas estruturas com as falhas provavelmente lítricas da borda norte, acarretou a movimentação em gangorra ao longo do *trend* NW, ou seja, o bloco situado a oeste de Caçapava adernou para o sul, e o bloco a leste basculou para o norte. Os efeitos do basculante desse bloco leste podem ser verificados até pouco além de Taubaté, pela exposição dos leques aluviais basais ao longo da borda sul da bacia.

O efeito gangorra desequilibrou o perfil topográfico local, impondo à porção central da bacia a retomada dos processos erosivos e de deposição.

A leste de Caçapava Velha, falhas sinistrais de orientação E-W a WNW deslocaram cristas N-S suportadas pelos sedimentos argilizados.

No extremo sudoeste da Bacia de Taubaté, caminhando para o seu limite atual com a Bacia de São Paulo, ocorre a separação das drenagens dos rios Paraíba e Tietê. Esta feição vem intrigando inúmeros pesquisadores, desde o final do século passado (*e.g.* IHERING, 1894). Para alguns estudiosos, as antigas cabeceiras do Rio Tietê foram anexadas pelo Rio Paraíba, constituindo-se, segundo KING (1956), num dos mais espetaculares casos de captura conhecidos no mundo. Enquanto uns autores admitem drenagem original do Tietê para o interior do estado (*v.g.* AB'SABER, 1957; HASUI & CARNEIRO, 1980), outros postulam que a região de São Paulo teria sido parte da área de drenagem do primitivo Rio Paraíba (LEINZ & CARVALHO, 1957).

Nessa região, as estruturas antigas NNW exercem formidã

vel controle na morfologia do alto que separa as bacias de São Paulo e Taubaté, como anteriormente suposto por FRANGIPANI & PAN NUTI (1965). O denominado "cotovelo de Guararema", local onde o Rio Paraíba inverte o seu curso, tem também nítido condicionamento pelas falhas desse *trend* estrutural (e.g. MELO *et al.*, 1986). Aqui, novamente, a compressão NE-SW proporcionou transpressão ao longo do sistema NNW, provocando o soerguimento e erosão dos sedimentos, que hoje restam como ocorrências descontínuas sobre a Soleira de Arujá. A distribuição de sedimentos dos leques aluviais ao longo das falhas NNW, a oeste, na Bacia de São Paulo e, a leste, na de Taubaté, do bloco elevado nessa direção, levou MELO *et al.* (1986) a admitirem atividade da Soleira de Arujá durante a sedimentação oligocênica. Entretanto, tal distribuição pode ser explicada pelo soerguimento pós-sedimentar da soleira, trazendo para cima os depósitos basais, proporcionando a configuração atual da distribuição das fácies.

Assim considera-se que a separação entre as bacias em questão, com o conseqüente desligamento das drenagens do Tietê e do Paraíba, esteja relacionada à fase transcorrente sinistral.

No contexto da evolução da Soleira de Arujá estariam inseridos os depósitos do sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba, sobre ela diretamente assentados. Esses sedimentos encontram-se perturbados por falhas provavelmente relacionadas à transcorrência sinistral.

A expressão em área dos depósitos de Itaquaquecetuba, refletida pelo avanço das extrações de areia, mostra claramente arranjo sob a forma de pequenas acumulações rômbricas, cujos lados em pouco ultrapassam a casa do milhar de metros, e espessuras de sedimentos inferiores a 50 m. Os lados desses paralelogramos são desenhados pelas estruturas NNW e ENE, estas últimas das zonas de cisalhamento antigas da Falha do Alto da Fartura. Esses dois sistemas de falhas apresentam atividade tectônica sin-sedimentar, com cunhas clásticas associadas. A forma das acumulações seria imagem especular do modelo de CROWELL (1974, p.197) para bacias *pull-apart* cenozóicas da Califórnia. Os movimentos, em

parte extensionais, durante a sedimentação, seriam reflexo do relaxamento dos esforços compressivos, talvez já nos estágios finais da transcorrência sinistral, quando o campo de tensões horizontais atingiu condições mais superficiais, a exemplo do verificado por BAHAT (1985) em calcários eocênicos de Beer Sheeva, Israel.

Depósitos sedimentares contendo fácies de *oxbow-lakes*, ligados ao sistema fluvial meandrante oligocênico, que se estendiam originalmente sobre a área da soleira, serviram então como fonte para os megaclastos de sedimentos ricos em matéria orgânica de Itaquaquecetuba.

A sedimentação em Itaquaquecetuba processou-se com drenagem de leste para oeste, compatível com a do atual Rio Tietê, a julgar pela variação de fácies e padrão de paleocorrentes (COIMBRA *et al.*, 1983).

Do lado leste da Soleira de Arujá, a mudança do nível de base, com a conseqüente reorganização da drenagem do Rio Paraíba, encontrou, sobretudo na porção central da Bacia de Taubaté, um relevo desequilibrado pelos movimentos em gangorra. A busca do novo perfil de equilíbrio acarretou a erosão dos depósitos oligocênicos e, posteriormente, já em condições tectônicas mais calmas, a deposição do sistema fluvial meandrante da porção central da bacia.

Os depósitos deltaicos da Fácies G, de colocação incerta no sistema lacustre, poderiam representar os testemunhos de barramentos locais de drenagem pelas deformações advindas da compressão NE-SW, com a posterior chegada de sedimentos fluviais da etapa de reorganização da rede de drenagem.

Depósitos de lamitos dos arredores de Colônia, na área geográfica da Bacia de São Paulo, talvez representem a fase de estabilização da nova rede de drenagem do lado oeste.

6.2.1.3 Transcorrência dextral

Após a fase sinistral, a região passou provavelmente por período de maior calmaria tectônica. Neste cenário, teria o corrido a sedimentação do sistema fluvial meandrante mais jovem, como antes referido. Esta estabilidade deve ter persistido até o Pleistoceno Superior, com a deposição das coberturas colúvio-aluviais (Figura 114).

A transcorrência dextral vem então deformar esses depósitos, bem como os oligocênicos, deixando cicatrizes no relevo. Exemplos marcantes estão registrados pelo deslocamento do dique anelar do Maciço de Itatiaia e, principalmente, pela distribuição atual dos sedimentos nas bacias estudadas, sob a forma de *grabens* isolados em arranjo *lazy Z*, imposto nessa fase tectônica.

Falhas NNE, geradas nessa fase e mais antigas, foram provavelmente responsáveis pelos altos estruturais de Caçapava e Resende, com características de faixas transpressionais. Alguma transpressão deve ter ocorrido também ao longo das linhas ENE, promovendo a erosão de sedimentos e exumação do embasamento na Soleira de Floriano-Barra Mansa e na área de separação dos sedimentos entre Volta Redonda e Casa de Pedra.

O registro da sedimentação fluvial meandrante oligocênica, provavelmente desenvolvida na porção sul da bacia, no setor Caçapava-Taubaté, assistiu o seu desmantelamento pelo vai-e-vem dos blocos ao longo das linhas NW, em combinação com o abatimento nas falhas ENE. Resta hoje apenas um pequeno testemunho, encravado na Serra do Jambeiro, a "Bacia de Bonfim". Esta ocorrência restrita de sedimentos, limitada por falhas e situada a cerca de 10 km ao sul de Caçapava, já despertou interesse econômico há pouco mais de cinco décadas, dada a presença de camadas ricas em matéria orgânica, referidas como linhito. Elas foram objeto de lavra subterrânea, a qual, com seu posterior abandono, provocou o desabamento das galerias, impossibilitando, atualmente, a observação desse material carbonoso *in situ*. A análise dos depósitos vizinhos, entretanto, leva a sua inclusão no sistema fluvial meandrante.

Anos A.P. (x 1000)

Figura 114 - Quadro esquemático mostrando a evolução da sedimentação do Pleistoceno Superior na porção sudoeste da Bacia de Taubaté, baseado nas determinações C14 disponíveis (MELO *et al.*, 1987; SUGUIO *et al.*, 1987), obtidas em depósitos dos vales dos rios Paraíba do Sul e Tietê, e complementadas com investigações de campo.

Um análogo do RCSB, nessa fase, é representado pela Bacia Taranaki, em águas territoriais neozelandesas (PILAAR & WAKEFIELD, 1978).

6.2.1.4 Fase extensional NW(WNW) - SE(ESE) final

Novo regime extensional sobrevem à transcorrência dextral. Em alguns locais, tais como IT-04 (Maciço Alcalino de Itatiaia), TB-23 (figuras 26 e 87), TB-25 (figuras 84 e 85), a extensão parece contemplar alguma transcorrência, representando provável relaxamento da compressão NW-SE, como no caso da fase sinistral em Itaquaquecetuba. Em outros, como TB-24 (figura 74), a tendência é para o cisalhamento praticamente puro, localmente associado com falhas lítricas.

A exemplo da fase anterior, este regime extensional afeta a cobertura colúvio-aluvial pleistocênica superior.

No vale do Rio Barreiro, em terras da Fazenda Barreiro, cerca de 350 a 400 m a SSE da Igreja Nossa Senhora dos Remédios, Município de Taubaté (Local TB-38), foram encontrados baixos terraços afetados unicamente por falhas normais dessa fase. A idade desses depósitos é presumivelmente holocênica, mas a confirmação fica a espera dos resultados de determinações C14 em madeiras da base do depósito, no contato com gnaisses do embasamento. Essas análises encontram-se em processamento nos laboratórios da ORSTOM, em Bondy, França.

Naturalmente, falar em depósitos de idade pleistocênica e eventualmente holocênica, falhados, significa falar em neotectônica. Deve-se a FREITAS (1951) e BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1971) os estudos pioneiros a esse respeito na região e, desde então, o assunto vem sendo objeto de vários trabalhos, como bem demonstra a revisão de MIOTO & HASUI (1982). Entretanto, evidências diretas, como falhas ou outras estruturas, afetando depósitos modernos, são escassas (LEHMANN, 1957; SUGUIO & VESPUCCI ,

1986; RICCOMINI *et al.*, 1986, 1987a).

Diversos exemplos de atividade neotectônica são apresentados e ilustrados no presente trabalho e, além desses, podem ser mencionados outros locais - TB-17, RE-19 (Figura 115), RE-20 e RE-21, entre outros - onde colúvios, *stone-lines*, e terraços aluviais encontram-se afetados por falhamentos. Nesses locais, os campos de esforços determinados são compatíveis com o evento extensional final e, para alguns, como os locais TB-23, 25, RE-19, 27, com a fase transcorrente dextral e extensão final.

A ocorrência de enxames de sismos induzidos por reservatórios (usinas hidroelétricas) da região vem sendo relacionada à Zona Sismogênica de Cunha (*e.g.* MIOTO *et al.*, 1985). A julgar pelas soluções de planos de falhas de dois desses sismos induzidos, cujos esforços deduzidos mostram mecanismos tipo *strike-slip* e de empurrão (ASSUMPÇÃO *et al.*, 1985; ASSUMPÇÃO & SUÁREZ, 1987), com eixos de direções compatíveis com os tensores obtidos em afloramentos, movimentos tectônicos intraplaca estariam ativos, ao menos como tectonismo residual, até o presente.

Na figura 116 estão representados os principais aspectos do modelo tectônico proposto.

6.2.2 O modelo geodinâmico

De posse de um modelo estrutural, torna-se necessário explicar qual seria a força motora dos sucessivos regimes verificados. Compatibilizar processos extensionais em margens passivas, tipo Atlântico, não parece ser tarefa muito difícil, já que eles podem ser relacionados à deriva da placa. Entretanto, contemplar compressão, em posição intermediária na Placa Sul Americana, requer um exercício interpretativo maior.

O preenchimento vulcano-sedimentar no segmento do RCSB analisado, de idade eocênica-oligocênica, indica que o início da sedimentação deve ter ocorrido nessa época ou em um intervalo de

Figura 115 - Seção esquemática ao longo do eixo do Alto Estrutural de Resende. Qts, Qti, Qtv correspondem, respectivamente, aos níveis superior, intermediário e inferior de terraços associados ao Rio Paraíba do Sul. No detalhe do canto superior esquerdo, está representada seção transversal ao alto estrutural, com depósitos do nível superior de terraços e sedimentos terciários (Tsp) afetados por falha em flor positiva. Nesta área, os efeitos dos falhamentos sobre o nível intermediário de terraços (detalhe no canto superior direito) são incipientes e não muito definidos. No mesmo local ocorre *stone-line* afetada por falhamentos normais. Local RE-19, arredores de Resende, RJ.

Figura 116 - Esboços paleotectônicos da evolução do RCSB

tempo imediatamente anterior, talvez registrado nos estratos inferiores da Bacia de Taubaté. A sedimentação na Bacia de Santos, na porção oceânica adjacente, iniciou-se no Cretáceo Inferior (Neocomiano), sendo, portanto, processo diacrônico com a sedimentação no continente.

Na Bacia de Santos, o final do Paleoceno ao início do Eoceno é marcado por discordância, que no continente seria representada pela Superfície do Japi. Apenas a sedimentação posterior teria então equivalência na porção oceânica e área continental emersa adjacente.

KIANG & KOWSMANN (1984), utilizando o modelo de McKEN - ZIE (1978), dividem a coluna da Bacia de Santos em um estágio *rift* e um pós-*rift* ou de subsidência termal, limitados pelo Andar Alagoas (Aptiano).

Recentemente, LIMA (1987), através de experimentos de laboratório - modelos reduzidos em arcia, baseados na análise dimensional e na teoria da similaridade - demonstrou que o basculamento termomecânico da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas foi o responsável pela reativação de antigas linhas de fratura na área continental emersa adjacente, e conseqüentemente pela estruturação pós-*rift* dessa área. Segundo esse autor, inclinações da ordem de minutos de graus, na plataforma continental, podem provocar falhamentos.

Os testemunhos da Superfície do Japi, sobretudo ao sul da Bacia de Taubaté, mostram-se seccionados por falhamentos ENE, de modo a bascular os blocos no sentido NNW, que é o caso da própria bacia.

Trazendo o modelo de LIMA (1987) para a região costeira adjacente ao RCSB, a reativação inicial, ao longo das estruturas antigas do embasamento, explicaria o arcabouço assimétrico ora observado nas bacias continentais, através de mecanismos de falhas listricas com mergulho para o lado atlântico. Este processo estaria ligado a um já avançado estágio de subsidência térmica na

Bacia de Santos, se considerada a proposição de KJANG & KOWSMANN (1984) de que ela teria sido iniciada no Aptiano, favorável portanto à ruptura no continente.

As duas fases transcorrentes subsequentes devem ser entendidas à luz dos seguintes parâmetros principais:

a) velocidade de migração da Placa Sul Americana para oeste;

b) taxa de subducção da Placa de Nazca sob a borda oeste da Placa Sul Americana;

c) posição do polo de rotação da Placa Sul Americana em relação às descontinuidades antigas do embasamento pré-cambriano, especialmente as zonas de cisalhamento;

d) subsidência termal.

O RCSB, localizado em posição intermediária na Placa Sul Americana em relação à Cadeia Meso-Atlântica, a leste, e a Cordilheira dos Andes, a oeste, tenderia, em tese, a sofrer os empuxos resultantes dos estados de tensões nas duas bordas da placa. Mecanismos de extensão e compressão seriam então gerados como função da relação entre a deriva para oeste da placa e a subducção a oeste. A subsidência térmica competiria aqui em desigualdade, já que grande parte dos esforços teriam sido dissipados previamente, pela extensão inicial.

A posição do polo de rotação e a direção de deslocamento da placa, em relação às descontinuidades preexistentes, dever ter sido fator importante na definição do sentido da movimentação durante as fases de transcorrência verificadas no RCSB. Estruturas antigas em posição paralela à direção de deslocamento da placa, não seriam propícias à geração de transpressão ou tração, mas sim de transcorrência pura. Já as estruturas em posição não paralela seriam favoráveis à geração de esforços compressivos ou trativos locais, em função do balanço entre a deriva da placa e a subducção.

Com base na análise cinemática da Placa Sul Americana , SAIXWSKI (1987) propôs um modelo estabelecendo as possíveis relações entre as fases de "rifteamento" e as mudanças no polo de rotação dessa placa, durante o Mesozóico e o Cenozóico.

Tendo-se em mente que as zonas de cisalhamento do embasamento estão orientadas segundo N70-80E na Bacia de São Paulo , N55-60E na de Taubaté, N80E na de Resende e N60-70E na de Volta Redonda e, valendo-se dos polos de rotação da Placa Sul Americana no intervalo 0-80 Ma (CANDE, 1988), bem como dos mapas de reconstituição paleocontinental de SMITH (1981) para este intervalo de tempo, puderam ser estabelecidas, de forma aproximada, as relações angulares entre a direção do deslocamento da placa e as estruturas antigas.

Há cerca de 60 Ma as estruturas na área da Bacia de Taubaté formariam pequeno ângulo, de cerca de 23° , com o deslocamento da placa, enquanto que, na Bacia de Resende, as estruturas e o deslocamento estariam paralelizadas.

As relações angulares vão crescendo para períodos mais recentes, atingindo, nas bacias de Resende e Taubaté, respectivamente, ângulos de 7 e 30° há 40 Ma, 10 e 33° há 20 Ma, 14 e 37° há 10 Ma e 17 e 40° em tempos pré-atuais (anteriores a 910 Ka, figura 117).

Pode-se perceber, claramente, que caso estas orientações sejam anteriores ao intervalo de tempo considerado, incluindo a inflexão do eixo da Bacia de Resende em relação à de Taubaté, em certos períodos, como há cerca de 60 Ma, poderia ter havido transcorrência em Resende e transpressão/transtração em Taubaté.

De qualquer forma, as relações angulares mais acentuadas ocorrem a partir de 40 Ma, que é justamente o período de evolução do RCSB. O balanço entre a deriva da placa e a subducção controlaria os esforços trativos, quando a subducção predominasse sobre a abertura, e compressivos no caso oposto. Em relação à geometria das zonas de cisalhamento antigas, os esforços trativos propri-

Figura 117 - Situação do RCSB na Placa Sul Americana e as relações entre as estruturas antigas e a direção de deriva da placa no intervalo 0,91 a 8,92 Ma. Nas cadeias meso-oceânicas estão indicadas, localmente, as taxas de abertura, em cm/ano.

ciariam transcorrência sinistral e os compressivos transcorrência dextral.

A fase final, registrada em afloramentos, poderia representar nova mudança no balanço das tensões intraplaca, passando de condições compressivas para distensivas.

Os mecanismos focais de terremotos na região do RCSB , com mecanismos *strike-slip* e de empurrão, mostram que a região encontra-se atualmente em condições compressivas (ASSUMPÇÃO *et al.*, 1985), indicando, portanto, nova alternância do campo de esforços.

CAPÍTULO 7

REVISÃO DA LITOESTRATIGRAFIA

Os dados coligidos durante a execução do presente estudo apontam, claramente, no sentido da revisão formal da litoestratigrafia das bacias do RCSB analisadas. Embora tal revisão requera ampla discussão e publicação em periódico ou livro conceituado cientificamente, uma vez que nomes propostos em meios informais, entre os quais as teses, não formalizam uma unidade estratigráfica (PETRI *et al.*, 1986, *Guia de Nomenclatura Estratigráfica*), as considerações e proposições aqui apresentadas servirão de base para essa formalização.

A proposta aqui apresentada está calcada nos seguintes aspectos principais: a) a quase certa continuidade preterrita entre as bacias no segmento do RCSB analisado; b) as relações de transição entre os sistemas deposicionais oligocênicos; c) a existência de importante discordância na porção central da Bacia de Taubaté.

7.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS E UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Pode-se agrupar o preenchimento sedimentar das bacias estudadas nos sistemas: a) *leque aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados*; b) *lacustre*; c) *fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e sudoeste de Taubaté*; d) *fluvial entrelaçado do Itaquaquecetuba*; e) *fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté*. Além destes, existe vasta gama de depósitos colúvio-aluviais, de idade mais jovem, certamente confinada ao Pleistoceno.

Os três primeiros sistemas guardam relações de transi-ção entre si, idade oligocênica, representando cada um mudanças no regime tectônico e paleoclimático. Embora, ao nível mundial, o Oligoceno seja caracterizado por esfriamento, iniciado já no fi-

nal do Eoceno (CHATEAUNEUF, 1986), manifestado aqui pela presença de pólenes derivados de coníferas nos folhelhos lacustres, o sistema fluvial meandrante comportaria condições mais úmidas e possivelmente mais quentes, representando talvez a fase terminal dessa época.

O sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba, a julgar pelos argumentos de ordem tectônica, sedimentar e paleontológica apresentados, seria certamente posterior aos três primeiros, podendo, por ora, ser referido ao intervalo de tempo pós-Oligoceno a pré-Pleistoceno Superior, já que é recoberto por sedimentos desta idade e mais jovens (MELO *et al.*, 1987).

O sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté, assenta-se em discordância angular sobre os sedimentos oligocênicos. Seu conteúdo fossilífero - moldes de folhas e de pequenos caules - não foi ainda objeto de estudos. As fácies nele englobadas sugerem condições úmidas na sedimentação. De qualquer forma, sua idade seria certamente pós-oligocênica. A exemplo dos sedimentos de Itaquaquecetuba, o presente sistema é recoberto por depósitos coluviais e aluviais de idade pleistocênica superior e holocênica (MELO *et al.*, 1987, SUGUIO *et al.*, 1987).

A última regressão marinha da região, anterior ao Pleistoceno Superior, foi a responsável pela deposição da Formação Cananéia (SUGUIO & PETRI, 1973), e apresenta idade Sangamiana (SUGUIO & MARTIN, 1978), cerca de 120.000 anos A.P. Esta regressão testemunharia rebaixamento global do nível do mar e esfriamento, sendo precedida por transgressão cujo máximo ocorreu a 0,8 - 1,3 Ma (HAQ *et al.*, 1987), esta provavelmente em condições mais úmidas, compatíveis portanto com a eventual deposição do sistema em questão. Assim, este intervalo pleistocênico poderia representar a idade mínima do sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté.

7.1.1 Sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados

Parte dos sedimentos desse sistema já recebeu designações formais, tais como Formação Resende (AMADOR, 1975), Formação Caçapava (CARNEIRO *et al.*, 1976) e Formação Jacareí (VESPUCCI, 1984).

A designação "Membro Rudáceo da Formação Resende", de AMADOR (1975), não parece ser adequada, dada a natureza também rudácea de outros depósitos da unidade, em especial aqueles da própria seção - tipo da Formação Resende. Nesta, estão claramente representados os leques aluviais e o seu retrabalhamento em planície aluvial de rios entrelaçados.

O termo Formação Caçapava (CARNEIRO, 1976) foi empregado, em parte, para os depósitos de lamitos da Fácies B, presentes da porção sudoeste da Bacia de Taubaté, quando estes eram interpretados como produtos de sedimentação fluvial (HASUI *et al.*, 1978b). Por outro lado, o principal corpo de sedimentos originalmente referidos à essa formação, corresponde aos depósitos aqui enquadrados no sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté, o que por essa razão, torna impróprio o emprego dessa designação para os depósitos do sistema de leques aluviais.

A denominação Formação Jacareí (VESPUCCI, 1984), conquanto pareça adequada, uma vez que se refere aos depósitos de leques aluviais, não foi acompanhada de seção-tipo, nem tampouco citada *a posteriori* na literatura especializada.

Assim, propõe-se a manutenção da designação Formação Resende, bem como da própria seção-tipo (Rodovia Presidente Dutra, km 145, Resende, RJ, AMADOR, 1975, p.189) representada na figura 6 (local RE-03) do presente trabalho, para os depósitos do sistema de leques aluviais e planície aluvial de rios entrelaçados, presentes nas bacias estudadas, de Volta Redonda a São Paulo. Naturalmente, esta seção se constituiria no holoestratótipo da formação. Para melhor representar a unidade, especialmente nas porções mais proximais dos leques aluviais, podem ser indicadas como seções complementares, ou seções-de-referência (hipoestratótipos), os afloramentos dos locais VR-03, RE-01 (Figura 3), RE-03 (Figuras 4 e 43), RE-14, TB-01 (Figura 5), TB-02 (Figura 7), SP-01 (Figura 8), SP-08.

7.1.2 Efusiva de Casa de Pedra

Os derrames da localidade de Casa de Pedra são aqui de nominados formalmente de Basanito Casa de Pedra, sendo a seção - tipo aquela da figura 60 (Local VR-01).

7.1.3 Sistema lacustre

O conjunto de sedimentos lacustres da Bacia de Taubaté vêm sendo adequadamente enfeixados na Formação Tremembé (ALMEIDA, 1958b), denominação esta já consagrada. A unidade, entretanto, não dispõe ainda de uma seção-tipo conveniente. Dessa forma, con siderou-se que o testemunho da sondagem nº 42 do CNP (Figura 103), representa o registro mais completo e contínuo da formação, estando a sedimentação lacustre, aqui entendida como Formação Tremembé, bem representada, em termos das suas fácies constituintes, no intervalo de 3,5 - 170 m, sendo, portanto, indicada como seu holocstratótipo. Este testemunho mostra também, de forma bastante clara, as relações entre as formações Resende e Tremembé.

Os locais TB-03 (Figura 10), TB-05 (Figura 13), TB- 07 (Figura 18), TB-09 (Figura 21) e TB-16, na Bacia de Taubaté, re - apresentam as variações de fácies observáveis em superfície, sendo indicados como seções-de-referência. Da mesma forma, o local SP-06, na Bacia de São Paulo (Barra Funda, Figura 12), poderia também ser tomado como seção-de-referência.

Optou-se pela não designação formal das intercalações de folhelhos papiráceos, conquanto elas apresentam grande persis tência lateral e posição estratigráfica definida na formação. A designação "Camadas Tremembé", proposta por FREITAS & APPI (1987) para esses folhelhos, carece de melhor definição e revisão do termo, uma vez que não se deve emprestar o nome de uma unidade li toestratigráfica de maior hierarquia, a outra de menor hierarquia, nela inserida (PETRI *et al.*, 1986).

7.1.4 Sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resen - de e porção sudoeste da Bacia de Taubaté.

Os sedimentos do sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e SW da de Taubaté, são diferenciáveis do sistema fluvial da porção central da Bacia de Taubaté, pela existência de discordância basal nesses últimos, sobrejacentes aos sistemas deposicionais oligocênicos.

Os depósitos incluídos nesse sistema correspondem claramente aqueles designados de Formação São Paulo na bacia homônima, tendo sido ilustrado por PISSIS (1942b) na região do Pátio do Colégio, na porção central da cidade. Na Bacia de Taubaté foram denominados de Formação Caçapava (CARNEIRO *et al.*, 1976), correspondendo, na verdade, em parte, aos sedimentos do sistema fluvial meandrante mais jovem e, em parte, a depósitos do sistema de leques aluviais a planície de rios entrelaçados, aqui designados de Formação Resende. Na Bacia de Resende, depósitos com características fluviais meandrantes foram reunidos sob a designação de Formação Floriano (AMADOR, 1975), denominação esta abandonada em estudos posteriores (e.g. IPT, 1983; MELO *et al.*, 1985c).

Como se pode ver, a denominação Formação Caçapava encontra-se prejudicada, por abranger depósitos de sistemas distintos e separados por discordância regional. Soma-se a isto o fato de haver na literatura geológica o Granito de Caçapava (TEIXEIRA, 1937), no Rio Grande do Sul, que teria prioridade no emprego do nome. Assim, resta a designação Formação São Paulo para esse sistema fluvial meandrante.

O avanço da ocupação urbana na área da Bacia de São Paulo tem reduzido o número de exposições dos sedimentos. Uma das poucas seções relativamente espessas e ainda observáveis é aquela de SUGUIO & BARBOUR (1969, p.164) situada abaixo da caixa de água da Rua Heitor Penteado, Vila Jataí (SP) (Local SP-09, Figura 118). Como destacado por esses autores "Essa seção constitui um dos raros cortes com exposição tão completa, ainda no alcance da observação direta, em superfície, pois outros estão completamente intemperizados ou cobertos pelas construções civis". Dessa forma, este afloramento é aqui eleito como holoestratótipo da Formação São Paulo.

Figura 118 - Seção-tipo da Formação São Paulo, localizada abaixo da caixa d'água da Rua Heitor Penteado, Vila Jataí, São Paulo. 1, 3, 10, 11 - arenito argiloso; 2, 5, 7 - arenito mais puro; 4 - argilito siltico-arenoso; 8 - siltito argiloso; 6, 9 - argilito siltico. Presença de pelotas de argila a 2,5 m; (1) camada de arenito com cimento limonítico; (2) camadas limoníticas anastomosadas; (3a e 3b) crostas de concreções limoníticas botricoidais; (4) siltito argiloso limonitizado. Fonte: SUGUIO & BARBOUR (1969, p.164). Local SP-09.

Como hipoestratótipos dessa unidade, podem ser indicados os locais SP-03 (Afloramento da Cidade Universitária, USP, Figura 23), recentemente estudado por GESICKI (1988), SP-01 (Rio Pequeno - Figura 26), SP-10 (ao lado do Estádio Charles Müller ou do Pacaembu, na subida para a Av. Dr. Arnaldo), TB-13 (Figura 27), TB-36 (corte da EFCE, Km 346,5, Viaduto dos Remédios), RE-15 (proximidades da Ferrovia do Aço, a leste de Quatis, RJ), entre outros.

7.1.5 Sistema fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba

A Formação Itaquaquecetuba (COIMBRA *et al.*, 1983), na sua definição original, englobaria a parte do sistema fluvial entrelaçado correspondente às fácies K, L e O. São agora incluídas nessa unidade as fácies M e N, reconhecidas durante os estudos desenvolvidos para o presente trabalho.

Por ocasião da definição original, COIMBRA *et al.* (1983) apresentaram uma seção vertical integrada da formação (p.265), de vez que julgaram ser possível que, em curto prazo, o avanço na extração de areia, por desmanche hidráulico, viesse a destruir uma seção-tipo por ventura definida. Entretanto, passados seis anos, a frente original encontra-se preservada e, ao que parece, não deverá ser desmontada em breve. Assim, é apresentado como holoestratótipo da Formação Itaquaquecetuba o corte da figura 119, local AR-01, onde foi originalmente descrita a seção vertical integrada acima mencionada.

Como complementares à melhor caracterização dessa unidade litoestratigráfica, podem ser apontados os cortes designados por AR-01 a 06 (Figuras 30 a 37), todos situados no porto-de-areia de ITAQUAREIA S.A., margem direita do Rio Tietê, município de Itaquaquecetuba (SP), área-tipo dessa formação.

7.1.6 Sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté

Figura 119 - Seção-tipo da Formação Itaquaquecetuba, local AR-01. Desenho: Diodi Fujiwara, 1989.

Os depósitos do sistema fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté, antes incluídos na Formação Caçapava, são aqui designados de Formação Pindamonhangaba, município onde se situa a seção-tipo dessa unidade litoestratigráfica.

Elegeu-se como holoestratótipo dessa formação os afloramentos situados nos arredores do Km 333 da EFCB, onde a discordância com as argilas verdes da Formação Tremembé foi originalmente descrita por ALMEIDA (1955). A seção colunar composta, apresentada na figura 120, é considerada tipo desta formação e foi construída a partir das observações no afloramento do Km 333 da EFCB e nos cortes vizinhos na estrada Pindamonhangaba-Tremembé, nas proximidades do entrocamento com a SP-66 (Local TB-15, figuras 41 e 42). Os afloramentos TB-11 (figura 24), TB-23 (figura 76), TB-30, TB-31, TB-32 e TB-33 podem ser tomados como hipoestratótipos dessa unidade.

7.1.7 O Grupo Taubaté

Ao conjunto das formações Resende, São Paulo e Tremembé, interrelacionadas e de mesma idade, propõe-se a designação formal de Grupo Taubaté, no qual estaria ainda incluído o Basalto Casa de Pedra.

Esta designação havia sido originalmente empregada como "schisto bituminoso de Taubaté" por DERBY (1889) e, posteriormente, como formação por FLORENCE & PACHECO (1929) e WASHBURN (1930, p.22), abrangendo as bacias de São Paulo e Taubaté. MEZZA LIRA (1962) utilizou-a como "série", englobando as "formações São Paulo e Tremembé" na Bacia de Taubaté. Mais recentemente, HASUI & PONÇANO (1978) atribuíram a denominação Grupo Taubaté ao conjunto das formações Tremembé e Caçapava, da bacia homônima.

Como se vê, procurou-se manter o termo Taubaté, já consagrado. Entretanto, na concepção ora apresentada, ele se refere a um conjunto distinto daquele onde havia sido anteriormente empregado, sendo portanto uma redefinição.

A figura 121 apresenta a litoestratigrafia do RCSB e suas relações com a tectônica.

Figura 120 - Seção-tipo da Formação Pindamonhangaba (composta). Local TB-15 e arredores.

Figura 121 - Relações entre a estratigrafia e a tectônica no RCSB.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil é uma feição a longada e deprimida, desenvolvida entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ), numa extensão de pelo menos 800 Km. Segue grossciramente a linha de costa atual, da qual dista em média cer ca de 70 km.

O segmento mais contínuo desse *rift* , entre as cidades de São Paulo e Volta Redonda, com cerca de 350 km de comprimento, foi objeto de estudo no presente trabalho.

A origem da depressão inicial, no Paleógeno, que seria contínua na porção analisada, estaria relacionada, provavelmente, ao campo de esforços extensionais NNW-SSE imposto pelo basculamento termomecânico na Bacia de Santos. A reativação de antigas zonas de cisalhamento brasileiras, agora provavelmente como falhas lístricas, com caimento para o lado Atlântico, provocou o desmantelamento da Superfície do Japi (Cretáceo Superior a início do Terciário), proporcionando o adernamento de blocos no sentido NNW, limitados por falhas, e a formação do hemi- *grabeno*, os quais receberam espessuras consideráveis de sedimentos.

O preenchimento vulcano-sedimentar do *rift* (Grupo Taubate), concomitante aos movimentos tectônicos dessa fase, compreende um sistema de leques aluviais associados a planície fluvial de rios entrelaçados (Formação Resende), basal e lateral na bacia, um sistema lacustre, mais propriamente caracterizável como *playa-lake* (Formação Tremembô), e um sistema meandrante (Formação São Paulo), este já numa fase de colmatação da depressão. Paralelamente, a região de Casa de Pedra, a sudeste de Volta Redonda, assistiu a eclosão de derrames de basanito (Basanito Casa de Pedra), associados ao sistema fanglomoráltico. As condições climáticas te-

riam sido inicialmente semi-áridas, durante a sedimentação das formações Resende e Tremembé, passando para úmidas, durante a deposição da Formação São Paulo.

Como fruto das relações angulares entre as estruturas antigas do embasamento pré-cambriano, especialmente as zonas de cisalhamento, e a direção de deriva da Placa Sul Americana, bem como da relação entre as taxas de abertura oceânica na Cadeia Mesó-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana, foram originados movimentos transcorrentes, de direção geral E-W, inicialmente sinistrais e, posteriormente, dextrais.

A transcorrência sinistral, com compressão NE-SW e extensão NW-SE associadas, favoreceu, localmente, a geração de transpressão ou transtração, em função da geometria dos esforços em relação as estruturas antigas do embasamento. A transpressão estariam ligadas a formação da Soleira de Arujá, com a separação da drenagem do Rio Tietê e do Paraíba do Sul, movimentos em gan-gorra na porção central da Bacia de Taubaté, formação da Soleira de Qucluz e provável avanço no afinamento crustal em Casa de Pedra, este já iniciado na fase anterior. A transtração ou provável relaxamento final dessa fase, estaria ligada a formação de bacias tipo *pull-apart* na área de Itaquaquecetuba, acolhendo a sedimentação homônima. Esta fase seria marcada por condições climáticas úmidas. Aventa-se para o início da transcorrência sinistral talvez o final do Oligoceno, dadas as dificuldades de se estabelecer as relações entre esta movimentação e a inicial na área de Volta Redonda. Ela certamente não afetou os sedimentos da Formação Pindaminhanga, na porção central da Bacia de Taubaté, o que a limitaria portanto ao Neógeno.

Como soerguimento da Soleira de Arujá e conseqüente separação das drenagens entre os rios Tietê e Paraíba do Sul, ocorre a retomada de processos erosivos, resultantes da mudança do nível de base regional. A oeste da soleira, na então formada Bacia de São Paulo, lamitos da região de Colônia poderiam testemunhar este processo. Para leste, nos domínios da Bacia de Taubaté,

a mudança do regime hidrográfico encontrou relevo jovem na sua porção central, promovendo inicialmente erosão e, posteriormente, já em condições de perfil topográfico mais equilibrado, a sedimentação de um novo sistema fluvial meandrante, aqui enfeixado na Formação Pindamonhangaba, de idade neogênica a pré-pleistocênica superior, em condições provavelmente quentes e úmidas.

Após a sedimentação Pindamonhangaba, condições de quiescência tectônica devem ter persistido, cenário este da deposição de sedimentos colúvio-aluviais, frutos do remodelamento do relevo em função das variações climáticas do Quaternário (Pleistoceno Superior).

Nova fase de transcorrência, agora dextral, com compressão NW-SE, vem deformar significativamente a paisagem geomórfica anteriormente estabelecida. Da mesma forma que no período de transcorrência anterior, foram criadas condições para transpressão e transtração. Novas soleiras foram geradas - Alto Estrutural de Caçapava, Alto Estrutural de Resende, Soleira Floriano-Barra Mansa e o alto que separa os sedimentos da área de Volta Redonda do *Graben* de Casa de Pedra - e o remodelamento dos blocos pelas deformações dessa fase foram os principais responsáveis pela configuração atual da distribuição dos sedimentos nas bacias, ou embaciamentos, ora reconhecíveis, num arranjo *lamy* %.

Em tempos mais recentes, provavelmente já no Holoceno, os níveis inferiores de terraços, ligados à evolução da rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul, foram afetados por falhas normais, com tensores indicando extensão NW(WNW)-SE(ESE). Esta deformação poderia contemplar localmente transcorrência sinistral, relaxamento das tensões da transcorrência dextral, ou ainda, e mais provavelmente, nova fase extensional, a julgar por falhas listricas a ela associadas.

O campo de tensões atual mostra que a região sudeste do Brasil encontra-se novamente sob regime compressivo. Os tensores obtidos por estudos de sismos induzidos por barragens, apontam compatibilidade com as estruturas observadas em afloramentos, ge

radas nos dois últimos episódios tectônicos, ou neotectônicos.

O quadro tectono-sedimentar ora reconstruído mostra, portanto, uma complexidade geológica maior que a anteriormente admitida para a área, em consequência das movimentações da Placa Sul Americana. Esse quadro estrutural verificado no continente, deve, conseqüentemente, ser testado na porção oceânica adjacente, pois fenômenos compressivos polifásicos também devem ter se manifestado na Bacia de Santos, podendo de um lado gerar estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, e de outro, ensejar a migração desse bem.

Nas bacias do RCSB, ocorrências minerais também podem ser apontadas: inicialmente as anomalias em zinco e molibdênio verificadas em sulfetos disseminados ao longo das faixas de silicificação antigas; no preenchimento sedimentar da fase inicial, as concentrações de esmectitas (montmorillonitas), ora em exploração como bentonitas, na porção central da Bacia de Taubaté, onde a reconstituição paleoambiental e mapa de contorno estrutural podem ser usados como guia de prospecção; da mesma forma, a reconstituição estrutural desta porção permite seleção preliminar de áreas para prospecção de querogênio nos altos (dobramentos) detectados, além de provável trapa estrutural, por falhamento, na região logo a sudoeste de Pindamonhangaba, no bloco baixo do contexto estrutural reconstituído.

Ligado aos pacotes sedimentares mais modernos, notáveis são as concentrações de caulinita e solo-cimento associadas à Formação Pindamonhangaba. Da mesma forma os lamitos ricos em concreções nodulares de bauxita, de alta pureza, mereceriam estudos mais específicos.

A atividade neotectônica constatada é, sem dúvida, o ponto mais importante em termos da ocupação humana. Ela impõe a necessidade de estudos de estabilidade regional, visando a implantação de grandes obras de engenharia, como barragens e, especialmente, usinas nucleares. Sua provável recorrência em tempos mais recentes, não registrada de forma mais significativa no pe -

período histórico devido ao curto espaço de tempo em que ocorreu a ocupação européia da região, deve ser melhor considerada como força motora para acidentes naturais; não necessariamente terremotos de grande intensidade, pelo menos ao nível do conhecimento atual, mas de escorregamentos, deslizamentos de encostas, entre outros. Este é assunto fundamental para estudos futuros de detalhe. Como destacado por C.Vita-Finzi (*Recent Earth Movements an Introduction to neotectonics*, London, Academic Press, 1986, p. xv) "Two kinds of crustal movements are doubtless familiar to most readers: the ground breaks associated with large earthquakes, and the gradual uplift that has affected Scandinavia and Canada since the Pleistocene ice sheets retreated. These were once regarded as anomalous phenomena in an otherwise stable earth. Nowadays the anomaly is on the other foot: no part of the globe can safely be declared terra firma.

... the reason lies in changed attitudes no less than in novel data".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A.N. (1957) O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. Bol. Paul. Geogr., 26: 38-49.
- AB'SÁBER, A.N. (1980) Súmula geomorfológica do Planalto Paulista. In: Mesa Redonda sobre Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo, São Paulo. Publicação Especial. São Paulo, ABGE/SBG, p. 33-36.
- ALEKSANDROWSKI, P. (1985) Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. J. Struct. Geol., 7: 73-82.
- ALMEIDA, F.F.M. (1952) Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos estados de São Paulo e Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., 1: 53-58.
- ALMEIDA, F.F.M. (1955) As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. Bol. Soc. Bras. Geol., 4: 23-40.
- ALMEIDA, F.F.M. (1958a) O Planalto Paulista. In: A cidade de São Paulo. São Paulo, Assoc. Geogr. brasil., p. 113-167.
- ALMEIDA, F.F.M. (1958b) Vale do Paraíba. In: Relatório anual do diretor. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 139: 90-91.
- ALMEIDA, F.F.M. (1964) Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: Geologia do Estado de São Paulo. Bol. IGG, 41: 167-262.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. An. Acad. bras. Ciênc., 48 (suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M.; RICCOMINI, C.; DEHIRA, L.K.; CAMPANHA, G.A.C. (1984) Tectônica da Formação Itaguaquecetuba na Grande São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 4, p. 1794-1808.
- ALVARENGA, H.M.F. (1982) Uma gigantesca ave fóssil do Cenozóico brasileiro: *Physornis brasilienses* sp. n. An. Acad. bras. Ciênc., 54: 697-712.
- ALVARENGA, H.M.F. (1985) Notas sobre os Cathartidae (aves) e descrição de um novo gênero do Cenozóico brasileiro. An. Acad. bras. Ciênc.; 57: 349-357.

- AMADOR, E.S. (1975) Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende, R.J. An. Acad. bras. Ciênc., 47 (suplemento): 181-225.
- AMADOR, E.S. & CASTRO, M.I.B. (1976) Depósitos neocenozóicos da Bacia de Volta Redonda, R.J. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto, SBG, v. 1, p. 307-327.
- AMADOR, E.S.; ANTUNES, R.L.; PAIXÃO, R.A. (1978) Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da Bacia de Resende. An. Acad. bras. Ciênc., 50: 122-123
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta., 30: 159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H.; (1967) Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta. 31: 117-142.
- ANGELIER, J. (1979) Determination of the mean principal stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56: T17-T26.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977) Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Geol. France, 7: 1309-1318
- ANGELIER, J.; COLLETA, B.; ANDERSON, R.E. (1985) Neogene paleo-stress changes in the Basin and Range: a case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. Geol. Soc. Am. Bull. 96: 347-361.
- ARAI, M. (1982) Relações existentes entre a cor e a potencialidade palinológica do sedimento. Bol. IGUSP, 13: 75-80.
- ARTHAUD, E. (1969) Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. France. (7): 729-737, thème 11.
- ASMUS, H.E. (1982) Características estruturais e estratigráficas da margem continental brasileira como elementos críticos de sua evolução. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires. Actas. Buenos Aires, v. 3, p. 781-798.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Projeto Remac, 4, p. 75-88.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. (1980) Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas

- e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais. Camboriú, SBG, v. 1, p. 225-239.
- ASSUMPÇÃO, M. & SUÁREZ, G. (1987) Source mechanisms of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. (Submitted to Geophys. J. Royal Astron. Soc.).
- ASSUMPÇÃO, M.; SUÁREZ, G.; VELOSO, J.A. (1985) Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: Some constraints on the regional stress field. Tectonophysics, 113: 283-293.
- ATENÇÃO, D. (1986) Sulfatos secundários: relação com rochas preexistentes e síntese. São Paulo, 210 p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BAHAT, D. (1985) Low-angle normal faults in Lower Eocene chalks near Beer Sheva, Israel. J. Struct. Geol., 7: 613-620.
- BALLY, A.W.; BERNOULLI, D.; DAVIS, G.A.; MONTADERT, L. (1981) Listric normal faults. Ocean. Acta, nº sp.: 87-101.
- BERGERAT, F. (1987) Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. Tectonics, 6: 99-132.
- BIGARELLA, J.J. (1971) Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. Paleoclimas, 1: 22 p.
- BIGARELLA, J.J. (1975) Topics for discussions. Bol. Paran. Geoc., 33: 171-276.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. (1965) Contribuição ao estudo da Formação Paríquera-Açu, Estado de São Paulo. Bol. Paran. Geogr., 16/17: 17-42.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1962) Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Bol. Univ. Fed. Paraná, Geologia, 7: 1-164.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L. (1959) Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Inst. Biol. Pesq. Tecn., Notas Preliminares e Estudos, 1: 7pp.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; AB'SÁBER, A.N. (1961) Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. Bol. Paran. Geogr., (4-5): 71-81.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. (1965) Novas observações sobre a tectônica moderna do leste do Estado de

- São Paulo. Eng. Min. Met., 41: 137-140.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. (1971) Bascu-
mentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGRES-
SO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. Anais. São Paulo, SBG,
v. 2, p. 159-174.
- BOUMA, A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amster-
dam, Elsevier, 168 p.
- BRANDT NETO, M.; BARELLI, N.; BARCHA, S.F.; COIMBRA, A.M. (1987) O
corrências de analcima em sedimentos da Formação Adamantina em
Macedônia (Estado de São Paulo), uma evidência de hidroterma-
lismo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio
Claro. Atas. São Paulo, SBG, v.1, p. 113-121.
- BRANNER, J.C. (1919) Outlines of the geology of Brazil to
accompany the geologic map of Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 30:
189-338.
- BROWN, R.W. (1934) The recognizable species of the Green River
flora. USGS Prof. Pap., 185-C: 45-77.
- CAMPANHA, G.A.C.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; HASUI, Y.; ALMEIDA,
F.F.M.; DEHIRA, L.K. (1985) Análise do padrão de fraturamento
Mesozóico-Cenozóico de bacias tafrogênicas continentais do su-
deste do Brasil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Pau-
lo. Atas. São Paulo, SBG, v. 1, p. 332-350.
- CAMPOS, J.M. (1952) I- A jazida pirobetuminosa do Vale do Paraíba
In: Os depósitos de folhelho betuminoso da Bacia do Paraíba e
o problema de sua mineração. Eng. Min. Metal., 16: 417-421.
- CANDE, S.C.; LA BREQUE, J.L.; HAXBY, W.F. (1988) Plate tectonics
of the South Atlantic: chron C34 to present. J. Geophys. Res.,
93: 13.479-13.492.
- CAREY, E. (1979) Recherche des directions principales de contrain-
tes associées au jeu d'une population de failles. Rev. Geol.
Dyn. Geophys., 21: 57-66.
- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, V.D. (1976) Estrutura da
Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: CONGRES-
SO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto,
SBG, v. 4, p. 247-256.
- CARROL, D. (1970) Clay minerals; a guide to their X-ray identifi-
cation. GSA Special Paper, 126, 80 p.
- CATACOSINOS, P.A. (1965) Tables for determinations of sphericity
and shape of rock particles. J. Sed. Petrol., 35: 354-365.

- CHATEAUNEUF, J.J. (1986) Evolution of the microflora and dinocysts at the Eocene-Oligocene boundary in western Europe. In: POMEROL, Ch. & PREMOLI - SILVA, I. eds. Terminal Eocene Events. Amsterdam, Elsevier, p. 289-293.
- COIMBRA, A.M. (1983) Estudo sedimentológico e geoquímico do permotriássico da Bacia do Maranhão. São Paulo, 150 p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. (1985a) Considerações paleocambrianas sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). An. Acad. bras. Ciênc., 57: 517-518.
- COIMBRA, A.M. (coordenador) & RICCOMINI, C. (relator) (1985b) Relatório da sessão técnica de Geologia do Fanerozóico (1). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, v. 1, p. 265-285.
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. (1983) A Formação Itaquaquecetuba: evidências de tectonismo no quaternário paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, p. 253-266.
- COIMBRA, A.M.; STEVAUX, J.C.; RAGONHA, E.W. (1987) Relatório da sessão técnica de Geologia do Fanerozóico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG, v. 1, p. 379-381.
- COIMBRA, A.M.; COUTINHO, J.M.V.; ATENCIO, D.; IWANUCH, W. (1989) Lanthanite-(Nd) from Santa Isabel, State of São Paulo: second brazilian and world occurrence. Can. Mineral., 27: 119-123.
- CONSELHO NACIONAL DE PETRÓLEO - CNP (1951) Xisto betuminoso. In: Relatório de 1951. Rio de Janeiro, CNP, p. 219-234.
- CORDANI, U.G.; COIMBRA, A.M.; BOTTURA, J.A.; RODRIGUES, E.L.M. (1975) Geologia da região de Cruzeiro e Cachocira Paulista, e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. Geologia - Ciência-Técnica, 6: 9-30.
- COUTINHO, J.M.V. (1980a) Relações litológicas e estruturais da Bacia de São Paulo com o pré-cambriano circunvizinho. In: MESA REDONDA: ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOTÉCNICOS DA BACIA SEDIMENTAR DE SÃO PAULO, São Paulo. Publicação Especial. São Paulo, SBG, p. 15-23.
- COUTINHO, J.M.V. (1980b) Carta geológica da região metropolitana da Grande São Paulo, 1:100.000. São Paulo, EMPLASA, 2 folhas.

- COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G.A. (1982) Lavas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires. Actas. Buenos Aires, v. 2, p.185-195.
- COUTO, C.P. (1953a) Une chauvre-souris possible des argiles feuilletées, pleistocene de Tremembé, Etat de São Paulo (Brésil). In: CONGRES INTERNATIONAL DU QUATERNAIRE, 4, Rome-Pisa. Actes. Rome, 1956, v. 1, p. 343-347.
- COUTO, C.P. (1953b) A bacia calcária de Itaboraí e a tectônica da costa sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 14 p. (Notas preliminares e estudos, 75).
- COUTO, C.P. (1983) Geochronology and Paleontology of the basin of Tremembé - Taubaté, State of São Paulo. Iheringia, Sér. Geol., 8: 5-31.
- COUTO, C.P. & MEZZALIRA, S. (1971) Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 43 (suplemento): 473-488.
- CRÓSTA, A.P. (1986) Impact structures in Brazil. In: POHL, J., ed., Research in terrestrial impact structures. Braunschweig/Wiesbaden, Friedr. Vieweg & Sohn, p. 30-38.
- CROWEL, J.C. (1974) Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R., ed., Tectonics and Sedimentation. SEPM, Spec. Publ., 22, p. 190-204.
- CRUZEIRO DO SUL S/A (S.d.) Recobrimento acrofotogramétrico, folha Rio de Janeiro 1:1000.000 (SF-23), (levantamentos em escalas 1:70.000 a 1:4.000 realizadas no período de 1944 a 1977). 3 mapas.
- CUNHA, F.L.S. (1982) A presença inédita de um mamífero xenungulado no calcário da Bacia de São José de Itaboraí. RJ. An. Acad. bras. Ciênc., 54: 754-755.
- DE La ROCHE, H. ; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210.
- DELLA FÁVERA, J.C. (1984) Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras, uma contribuição para atestar o caráter pontuado no registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 489-502.

- DERBY, O.A. (1889) Retrospectivo histórico dos trabalhos geográficos e geológicos efetuados na província de São Paulo. Bol. Com. Geogr. Geol. SP, 1:3-26.
- D'ONFRO, P. & GLAGOLA, P. (1983) Wrench fault, southeast Asia. In: BALLY, A.W., ed., Seismic expression of structural styles. AAPG Studies in Geology Series, 15, v. 3, p. 4.2-9-4.2-12.
- ELLIOT, T. (1986) Deltas. In: READING, H.G., ed., Sedimentary environments and facies. Oxford, Blackwell, p. 113-154.
- ESTRELLA, G.O. (1972) O estágio de rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, Anais. Belém, SBG, v. 3, p. 29-34.
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L.A. (1975) Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull, 86: 319-334.
- FERREIRA, C.S. & SANTOS, A.S. (1982) Novos dados sobre a geocronologia da Formação Tremembé, Vale do Rio Paraíba, SP, com base palinológica. An. Acad. bras. Ciênc., 54: 264.
- FERREIRA, F.J.F.; ALGARTE, J.P.; THEODOROVICZ, A.; MONMA, R.; MARTINS, F.A.G.; TASSINARI, C.C.G.; SILVA, R.B.; RODRIGUES, E.P.; COUTINHO, J.M.V. (1987) A alcalina de Pariqueira-Açu. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro. Resumos. Rio Claro, SBG, p. 9.
- FITTIPALDI, F.C.; SIMÕES, M.G.; GIULIETTI, A.M.; PIRANI, J.R. (1989) Fossil plants from the Itaquaquecetuba Formation (Cenozoic of the São Paulo Basin) and their possible paleoclimatic significance. Bol. IGUSP, Publ. Esp., 7: 183-203.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. (1929) Carta Geológica do Estado de São Paulo. Bol. Com. Geogr. Geol. SP, 22, anexo.
- FRANCHITTO, I.C. (1987) Contribuição à tectônica da região leste do Estado de São Paulo e adjacências interpretada por imagens LANDSAT (TM e MSS) e SLAR. Public. INPE, 4458-TDL/316: 146 p.
- FRANGIPANI, A. & PANNUTI, E.L. (1965) Estudos hidrogeológicos na Bacia de Taubaté, entre Jacareí e Quiririm. Bol. IGC, 42: 126p.
- FREITAS, E.L. & APPI, C.J. (1987) Evento de ressecção (caliche): um marco estratigráfico do Terciário das bacias de Taubaté e Resende. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG, v. 1, p. 323-337.
- FREITAS, R.O. (1951) Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil.

- Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP., 6: 120 p.
- FREITAS, R.O. (1956) Considerações sobre a tectônica e geologia do Vale do Paraíba, Eng. Min. Met., 24: 276-283.
- FÔLFARO, V.J. & SUGUIO, K. (1968) A Formação Rio Claro (Neoceno - zôico) e seu ambiente de deposição. Bol. IGG., 20: 45-60.
- FURIA, A. (1940) Material refratário e argila. Bol. IGG, 27: 163-177.
- GAMOND, J.F. (1987) Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. J. Struct. Geol., 9: 609-620.
- GENERAL ELECTRIC - GE (1975) Image-100, user manual. Daytona Beach, GE, 119 p.
- GESICKI, A.L.D. (1988) Bacia de São Paulo, afloramento da Cidade Universitária, USP. São Paulo, painel. (Relatório de monitoria da disciplina Sedimentologia, I, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GREGORY, J.W. (1984) Contributions to the physical geography of British East Africa. Geog. J., 4: 289-315, 408-424, 505-525.
- GRIM, R.E. (1968) Clay mineralogy. New York, McGraw-Hill, 596 p.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R.; WRIGHT, R.C.; STOVER, L.E.; BAUM, G.; TOUTIT, L.; GOMBOS, A.; DAVIES, T.; PFLUM, C.; ROMINE, K.; POSAMENTIER, H.; CHENE, R.J.D.; COLIN, J.P.; IOANNIDES, N.; SARG, J.F., MORGAN, B.E. (1987) Mesozoic-Cenozoic cycle chart (version 3.1A).
- HARDING, T.P. (1985) Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. AAPG Bull., 69: 582-600.
- HASUI, Y. & CARNEIRO, C.D.R. (1980) Origem e evolução da bacia sedimentar de São Paulo. In: MESA REDONDA SOBRE ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOTÉCNICOS DA BACIA SEDIMENTAR DE SÃO PAULO, São Paulo, Publicação Especial, ABGE/SBG, p. 5-13.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. (1978) Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Anais. Recife, SBG, v. 1, p. 368-381.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. (1976) Evolução geológica do pré-cambriano da região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc., 6: 182-200.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., 5: 257-266.

- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. (1976a) Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. Bol. IGUSP, 7: 107-112.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; GIANCURSI, F.D.; GUSSO, G.L.N. (1976b) Condicionamento tectônico da bacia sedimentar de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto, SBG, v. 4, p. 257-268.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. (1978a) Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Anais. Recife, SBG, v. 1, p. 382-391.
- HASUI, Y. PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C. A.C.E.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S.; SANTOS, M.C.S.R. (1978b) Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. Monografias IPT, 1, 78 p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1976) An outline of Structural Geology, New York, Wiley International, 571 p.
- IHERING, H. (1894) Observações sobre os peixes fósseis de Taubaté. Transcrição na Revista do Museu Paulista, 2: 145-148, 1898, de artigo publicado no jornal O Estado de São Paulo de 12 de julho de 1894.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1975) Análises mineralógicas da fração argila de rochas de Taubaté. São Paulo, IPT, Relatório 8.126.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1983) Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários da área de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro, SP). São Paulo, IPT, 2 v., Relatório 17.737.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1984) Mapeamento geológico de detalhe de estruturas falhadas em camadas da Formação Itaquaquecetuba e possíveis implicações na estabilidade regional. São Paulo, IPT, 1 v., Relatório 19.562.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1986) Tectônica e sedimentação cenozóica na área da soleira entre as bacias de São Paulo e Taubaté. São Paulo, IPT, 2v,

Relatório 23.724.

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A -
IPT (1987) Geologia das folhas Juquiã (SG. 23-V-A-I-4) e Miracatū (SG. 23-V-A-II-3), Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, Relatório 25.371.
- JOHANNSEN, A. (1937) A descriptive petrography of igneous rocks, Volume III, The intermediate rocks. Chicago, The University of Chicago, 360 p.
- JUNQUEIRA, C.B. (1969) Camadas cruzadas de areias, gravas e cascalhos fluviais do vale do Pinheiros ("campus" da Cidade Universitária). Bol. Inst. Geogr. USP, Geomorfologia, 10: 7-9.
- KIANG, H.C. & KOWSMANN, R.O. (1984) Subsidência térmica e espessura crustal da Bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 4, p. 1602-1614.
- KIRSCH, H. (1972) Mineralogia aplicada. São Paulo, Polígono/EDUSP, 291 p.
- KLEIN, V.C. & VALENÇA, J.G. (1984) Estruturas almofadadas em derame ankaramítico na Bacia de São José do Itaboraí, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 9, p. 4335-4345.
- KLEIN, V.C.; DAYAN, A.; VIEIRA, A.C. (1986) Evidências morfológicas de movimentação dextral recente no Rift Paraíba do Sul. An. Acad. bras. Ciênc., 58: 596-597.
- KOLLERT, R.; BJÖRNBERG, A.; DAVINO, A. (1961) Estudos preliminares de uma depressão circular na região de Colônia: Santo Amaro, São Paulo. Bol. Soc. Bras. Geol., 10: 57-77.
- KRUMBEIN, W.C. (1941) Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. J. Sed. Petrol., 11: 64-72.
- LAMEGO, A.R. (1938) O Massiço do Itatiaia e regiões circundantes. Bol. Serv. Geol. Min., 88: 93 p.
- LAUAR, C.R.M. (1988) Palcomagnetismo e correlações com idades radiométricas: alguns exemplos. São Paulo, 29 p. (Seminário apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- LEHMANN, H. (1957) Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und in Paraíba Tal (Brasilien). Geom. Abh., 5:

67-72.

- LEINZ, V. (1938) Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio. Min. Metal., 3: 153-155.
- LEINZ, V. (1955) Decomposição das rochas cristalinas na Bacia de São Paulo. An. Acad. bras. Ciênc., 27: 499-504.
- LEINZ, V. & CARVALHO, A.M.V. (1957) Contribuição à geologia da Bacia de São Paulo, São Paulo. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP, 205: 1-61.
- LEME, A.B.P. (1930) O tectonismo da Serra do Mar - a hypothese de uma remodelação terciária. An. Acad. bras. Ciênc., 11: 143-148.
- LIMA, C.C. (1987) Estruturação pós-rift da porção sergipana da Bacia Sergipe-Alagoas; o papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento. Ouro Preto, 378 p. (Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal de Ouro Preto).
- LIMA, M.R. & AMADOR, E.S. (1985) Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: Coletânea de trabalhos paleontológicos, Brasília, DNPM. Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, p. 371-378.
- LIMA, M.R. & CUNHA, F.L.S. (1986) Análise palinológica de um nível, linhítico da Bacia de São José de Itaboraí. Terciário do Estado do Rio de Janeiro. Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 58: 579-588.
- LIMA, M.R. & DINO, R. (1985) Palinologia de amostras da Bacia de Bonfim, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 56: 112.
- LIMA, M.R.; SALARD-CHEBOLDIAEFF, M.; SUGUIO, K. (1985a) Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les échantillons du sondage n° 42 du CNP. In: Coletânea de trabalhos paleontológicos, Brasília, DNPM. Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, p. 379-393.
- LIMA, M.R.; SUGUIO, K.; VESPUCCI, J.B.O. (1985b) Estudo palinológico de uma camada de linhito da Formação Caçapava. Bacia de Taubaté, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 57: 183-197.
- LIU, C.C. (1984) Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro.

- São Paulo, 157 p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- LIU, C.C. (1987) A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p. 164-188.
- MAACK, R. (1968) Geografia Física do Estado do Paraná. Curitiba, Banco de Desenvolvimento do Paraná, Universidade Federal do Paraná e Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, 350 p.
- MAC DONALD, H.C.; KIRK, J.N.; DELWIG, L.F.; LEWIS, A.J. (1969) The influence of radar look - direction on the detection of selected geological features. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT, 6, Ann Arbor. Proceedings, Ann Arbor, The University of Michigan, p. 637-650.
- MCKENZIE, D.P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Plan. Sci. Lett., 40: 25-32.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1986) Excursion route along the coastal plains of the states of Paraná and Santa Catarina. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo. Special Publication. São Paulo, INQUA, v. 1, 124 p.
- MATHERON, G. (1963) Principles of Geostatistics. Econ. Geol., 58: 1246-1266.
- NAWE, J. (1812) Travels in the interior of Brazil, particularly in the gold and diamond districts, by authority of the Prince Regent of Portugal. London, Patternoster-Row, 368 p.
- MEIS, M.R.M. & AMADOR, E.S. (1977) Contribuição ao estudo do neocenoico da baixada da Guanabara: Formação Macacu. Rev. Bras. Geoc., 7: 150-174.
- MELO, M.S. (1984) Geologie du Bassin de Resende et contribution à l'évolution du système de Rift du SE du Brésil. Marseille, 62p. (Rapport de DEA, Université d'Aix - Marseille I et II).
- MELO, M.S. (1985) Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, v. 1, p. 323-331.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W. L. (1983) Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozoicos no Estado de São Paulo. Mono-

- grafias IPT, 9, 75 p.
- MELO, M.S.; VINCENS, A.; TUCHOLKA, P. (1985a) Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquecetuba - SP. An. Acad. bras. Ciênc., 57: 175-181.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A. M. (1985a) Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. Rev. Bras. Geoc., 15: 193-201.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (1985c) Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende - RJ. An. Acad. bras. Ciênc., 57: 467-479.
- MELO, M.S.; CAETANO, S.J.V.; COIMBRA, A.M. (1986) Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, Anais. Goiânia, SBG, v. 1, p. 321-336.
- MELO, M.S.; PONÇANO, W. L.; MOOK, W.G.; AZEVEDO, A.E.G. (1987) Datações C14 em sedimentos da Grande São Paulo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, ABEQUA, p. 427-436.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; RAMOS, R.G.N. (1989) O Gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira de Iguaçu, SP. Rev. Bras. Geoc., 19: 260-262.
- MEZZALIRA, S. (1962) Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. O ICG, 15: 73-94.
- MIALL, A.D. (1981) Analysis of fluvial depositional systems. AAPG Education Course Note Series, 20, 75 p.
- MIDDLETON, G.V. (1978) Facies. In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, F. eds., Encyclopedia of Sedimentology. Stroudsburg, Dowden, Rutchinson & Ross, p. 323-325.
- MIOTO, J.A. & HASUI, Y. (1982) Aspectos da estabilidade sismotectônica do sudoeste (sic) brasileiro de interesse à geologia de engenharia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, Anais. Salvador, SBG, v. 4, p. 1652-1659.
- MIOTO, J.A.; RIBOWTA, L.C.; GUEDES, M.G.; VERDIANI, A.C. (1985) Atividade sísmica induzida pelas barragens - reservatórios de Paraibuna - Paraibinga (SP). In: ENCONTRO REGIONAL DE GEOPHÍSICA, 1, São José dos Campos (no prelo).
- MORAES REGO, L.F. (1933) As formações cenozóicas de São Paulo. São

- Paulo, Esc. Polit. S. Paulo (Anuário), 2: 231-267.
- MOTOKI, A. (1986) Geologia e petrologia do maciço alcalino da Ilha de Vitória, SP. São Paulo, 245 p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- NEWNHAM, R.E. & BRINDGLEY, G.W. (1956a) The crystal structure of dickite. Acta Cryst., 9: 759-764.
- NEWNHAM, R.E. & BRINDGLEY, G.W. (1956b) The crystal structure of dickite. Acta Cryst., 10: 88.
- NICOT, B.N.F. & VICONTI, Y.S. (1959) Algumas observações sobre a plasticidade e resistência de argilas nacionais. Cerâmica, 5: 18-29.
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, S.D.; POHN, H.A. (1976) Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. Bull. Geol. Soc. Am., 87: 1463-1469.
- PAIVA NETTO, J.E. & NASCIMENTO, A. C. (1956) Argilas bentoníticas no Terciário do Vale do Paraíba. Bol. Soc. Bras. Geol., 5: 5-15.
- PARADELLA, W.R. & VITORELLO, I. (1981) Application of computerized techniques using LANDSAT MSS images for geological studies. In: COGEO DATA, Rio de Janeiro. Paper. Rio de Janeiro, Int. Assoc. Mat. Geol., 26 p.
- PETIT, J.P. (1987) Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Struct. Geol., 9: 597-608.
- PETRI, S. (Presidente) & AMARAL, G. (relator) (1983) Relatório da sessão técnica de Geologia do Fanerozoico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, p. 463-472.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. (1986) Guia de nomenclatura estratigráfica. Rev. Bras. Geoc., 16: 376-415.
- PILAAR, W.F.H. & WAKEFIELD, L.L. (1978) Structural and stratigraphic evolution of the Taranaki Basin, offshore North Island, New Zealand. APEA Journal, 93-101.
- PISSIS, A. (1842a) Considérations générales sur les terrains du Brésil. Bull. Soc. Géol. France, 13: 282-290.
- PISSIS, A. (1842b) Mémoire sur la position géologique des terrains de la partie australe du Brésil et sur les soulèvements qui, à diverses époques, ont changé le relief de cette contrée. C. R. Acad. Sci. Paris, 14: 353-413.
- RAMSAY, J.G. (1985) Tectonic analysis - short course notes. PETRO

BRÁS/CENPES/DIVEN, Rio de Janeiro.

- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983) The techniques of modern Structural Geology. Orlando, Academic Press, v. 1, p. 1-307.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987) The techniques of modern Structural Geology. Orlando, Academic Press, v. 2, p. 308-700.
- READING, H.G., ed. (1986) Sedimentary environments and facies. Oxford, Blackwell, 615 p.
- REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. (1974) Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (I). Bol. Téc. Petrobrás, 17: 177-191.
- RICCOMINI, C. (1983) Estudo comparativo entre diferentes produtos de sistemas sensores aplicados à análise litológico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Public. INPE, 3210-TDL/174, 216 p.
- RICCOMINI, C. (1987) Transpressão tectônica cenozóica: um importante elemento no estudo da evolução estrutural do Cinturão de Dobramentos Ribeira. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro. Resumos. Rio Claro, SBG, p. 15-16.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIO TO, J.A.; HASUI, Y. (1983) Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. Resumos. São Paulo, SBG, p. 23-24.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (1985) Geologia da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 57: 518-519.
- RICCOMINI, C.; TESSLER, M.G.; TEIXERA, A.L.; FERNANDES, L.A.; SUGUIO, K. (1986) Modern tectonic activities in southeastern Brazil as evidenced by the Paríquera-Açu faulted deposits. In: REUNIÓN DEL PROYECTO 201, CUATERNARIO DE AMÉRICA DEL SUR, Mérida, Venezuela. Resúmenes. Mérida, IGCP/IUGS/UNESCO, p. 3-4.
- RICCOMINI, C.; TESSLER, M.G.; SUGUIO, K. (1987a) Novas evidências de atividade tectônica moderna no sudeste brasileiro: os depósitos falhados da Formação Paríquera-Açu. Publicação Avulsa ABEQUA, 2: 29-42.
- RICCOMINI, C.; APPI, C.J.; FREITAS, E.L.; ARAI, M. (1987b) Tectônica e sedimentação no Sistema de Rifts Continentais da Serra

- do Mar (bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p. 253-298.
- RICCOMINI, C.; COUTINHO, J.M.V.; GUARANÁ, C.A.; COIMBRA, A.M., HA CHIRO, J.; ATENCIO, D.; IYOMASA, W.S. (1988) Evidências de hidrotermalismo em sedimentos da Bacia de São Paulo: considerações genéticas. An. Acad. bras. Ciênc., 60: 105-106.
- RICCOMINI, C.; TURQ, B.; MARTIN, L. (1989) The Colonia Astrobleme. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo. Excursion field guide. São Paulo, ABEQUA/INQUA, 14 p.
- RIEDEL, W. (1929) Zur Mechanik, geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der "Fiederspaltten". Zentralbl. f. Mineral, Geol., u. Paläont., 1929B: 354-368.
- RODRIGUES, J.E. (1981) Aplicação de sensoriamento remoto no mapeamento fotogeológico da região do complexo alcalino de Itatiaia. Public. INPE, 2220-TDL/062, 122 p.
- RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. & CUNHA, F.L.S. (1978) Geologia e estratigrafia da Bacia de São José, município de Itaboraí (RJ). An. Acad. bras. Ciênc., 50: 381-416
- ROSS, C.S. & HENDRICKS, S.B. (1945) Minerals of the Montmorillonite Group. USGS Prof. Pap., 205-B, p. 23-77.
- RUELLAN, F. (1944) Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e regiões vizinhas. Rev. Bras. Geog., 6: 445-509.
- RYDSTROM, H.O. (1967) Interpretating local geology from radar imagery, Geol. Soc. Am. Bull., 78: 429-436.
- SABINE, P.A. (1989) Setting standards in petrology: The Commission on Systematics in Petrology. Episodes, 12: 84-86.
- SABINS Jr., F.F. (1978) Remote sensing: principles and interpretation. San Francisco, Freeman, 464 p.
- SADOWSKI, G.R. (1983) Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. São Paulo, 108 p. (Tese de livre docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SADOWSKI, G.R. (1984) Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1767-1793.
- SADOWSKI, G.R. (1987) A possible relation between pulses of plat-

- form activation and plate kinematics. Tectonophysics, 143:43-47.
- SADOWSKI, G.R. & DIAS-BRITO, C.M. (1981) O lineamento sismotectônico de Cabo Frio. Rev. Bras. Geoc., 11: 209-212.
- SADOWSKI, G.R. & MOTIDOME, M.J. (1987) Brazilian megafaults. Rev. Geol. Chile, 31: 61-75.
- SANTOS, P.S. (1975) Tecnologia de argilas aplicada às argilas brasileiras. São Paulo, Edgard Blücher, 2 v, 802 p.
- SCHOLLE, P.A. (1979) A collar illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. AAPG Memoir, 28, 201 p.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M. (1981) Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. São Paulo, Cia. Pesq. Rec. Min.- CPRM, 15 v., Relatório.
- SMITH, A.G.; HURLEY, A.M.; BRIDEN, J.C. (1981) Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge, Cambridge University Press, 102 p.
- STAUFFER, M.R. (1964) The geometry of conical folds. N.Z.J. Geol. Geophys., 7: 340-347.
- SUGUIO, K. (1969) Contribuição à Geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba - Estado de São Paulo. São Paulo, 106 p. (Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo). Publicada em Boletim Especial da FFCLUSP.
- SUGUIO, K. (1971) Estudo dos troncos de árvores "linhificados" dos aluviões antigos do Rio Pinheiros (SP): significados geocronológico e possivelmente paleoclimático. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. Anais. São Paulo, SBG, v. 1, p. 53-59.
- SUGUIO, K. (1980) Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo. In: MESA REDONDA SOBRE ASPECTOS GEOLÓGICOS GEOTÉCNICOS DA BACIA SEDIMENTAR DE SÃO PAULO, São Paulo. Publicação Especial. São Paulo, ABGE/SBG, p. 25-32.
- SUGUIO, K. & BARBOUR, A.P. (1969) Morfologia e gênese das estruturas limoníticas dos sedimentos da Bacia de São Paulo. An. Acad. bras. Ciênc., 41: 161-180.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978) Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo. Special Pu-

- blication. São Paulo, IGCP Project 61/IGUSP/SBG, v. 1, 55 p.
- SUGUIO, K. & MUSSA, D. (1978) Madeiras fósseis dos aluviões antigos dos rios Pinheiros e Tietê, São Paulo, SP. Bol. IG, 9: 25-45.
- SUGUIO, K. & PETRI, S. (1973) Stratigraphy of the Iguape - Cananêia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil; part I - field observations and grain-size analysis. Bol. IGUSP, 4: 1-20.
- SUGUIO, K. & TAKAHASHI, L.I. (1970) Estudo dos aluviões antigos dos rios Pinheiros e Tietê, São Paulo, SP. An. Acad. bras. Ciênc., 42: 555-570.
- SUGUIO, K. & VESPUCCI, J.B.O. (1985) Turbiditos lacustres da Bacia de Taubaté, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, v. 1, p. 243-250.
- SUGUIO, K. & VESPUCCI, J.B.O. (1986) Tectonismo pós-deposicional na Bacia de Taubaté, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, Resumos e Breves Comunicações. Goiânia, SBG, p. 139.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; MARTINS, C.; BARCELOS, J.H.; GUARDADO, L.R.; RAMPAZZO, L. (1971) Novos dados sedimentológicos dos aluviões antigos do Rio Pinheiros (São Paulo) e seus significados na interpretação do ambiente deposicional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. Anais. São Paulo, SBG, v. 2, p. 219-225.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; CATTO, E.J. (1972) Estudo comparativo dos sedimentos e rochas cristalinas circundantes da Bacia de São Paulo (granulometria e minerais pesados). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, Anais. Belém, SBG, v. 1, p. 141-152.
- SUGUIO, K.; VESPUCCI, J.B.O.; LIMA, M.R. (1985) Paleoambientes deposicional e diagenético do linhito da Formação Caçapava, Terciário da Bacia de Taubaté, SP. Geociências, 4: 23-33.
- SUGUIO, K. & BIDECAIN, J.C.; MÖRNER, N.A. (1986) Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. Rev. Bras. Geoc., 16: 171-175.
- SUGUIO, K.; TURQ, B.; SOUBIÈS, F. (1987) Recent data on changes

- in late Quaternary fluvial regimes in central Brazil. In: IGCP 201, QUATERNARY OF SOUTH AMERICA, FINAL MEETING, Ushuaia. Contribucion Cientifica, Ushuaia, CADIC (Centro Austral de Investigaciones Científicas), 4, s/p.
- TAKIYA, H.; ALVES, R.; MOTTA, M.; LANDIM, P.M.B. (1984) Considerações sobre a aplicação da geoestatística a dados geoquímicos. Geociências, 3: 1-19.
- TCHALENKO, J.S. (1970) Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 1625-1640.
- TCHALENKO, J.S. & AMBRASEYS, N.N. (1970) Structural analysis of the Dasht-e Bayāz (Iran) earthquake fractures. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 41-60.
- TEIXEIRA, D. (1961) Relêvo e padrões de drenagem na chaminé vulcânica do Itatiaia. Bol. Paul. Geog., 37: 3-12.
- TEIXEIRA, E. (1937) Cobre no Rio Grande do Sul. Avulso Serv. Pom. Prod. Min., 22: 27 p.
- THOREZ, J. (1975) Phyllosilicates and clay minerals. Dison, G. Lelotte, 581 p.
- TIBANA, P.; CASTRO, J.C.; BARROCAS, S.L.S. (1984) Bacia de Itaboraí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 12, p. 5309-5316.
- TJIA, H.D. (1964) Slickensides and fault movements. Geol. Soc. Am. Bull., 75: 683-685.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Rev., 17: 135-154.
- VALENÇA, J.G. (1975) Rochas alcalinas do Estado do Rio de Janeiro. Considerações geológicas. Mim. Metal., 366: 6-11.
- VESPUCCI, J.B.O. (1984) Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar de Bacia de Taubaté - SP. São Paulo, 98 p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- WASHBURN, C.W. (1930) Petroleum geology of the State of São Paulo. Bol. Com. Geog. Geol. Est. S. Paulo, 22: 282 p.
- WERNICK, E. (1966) Análise granulométrica dos sedimentos da Bacia de São Paulo. Eng. Min. Metal., 43: 63-68.
- WICKERT, W.Q. (1974) Contribuição ao estudo da paleontologia da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, 69 p. (Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal do

Rio de Janeiro).

- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. (1973) Basic wrench tectonics. AAPG Bull., 57: 74-96.
- WILLIAMS, E.M. (1965) A method of indicating pebble shape with one parameter. J. Sed. Petrol., 35: 993-996.
- WILSON, M.D. & PITTMAN, E.D. (1977) Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. J. Sed. Petrol., 47: 3-31.
- WOHLERS, A. (1964) Cenozóico. In: Geologia do Estado de São Paulo. Bol. IGG, 41: 147-164.
- ZALÁN, P.V. (1986) A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. Rev. Bras. Geoc., 16: 245-257.
- ZINGG, Th. (1935) Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., 15: 39-140.

ANEXO A - Caracterização da Zona-de-Apogeu de Podocarpidites spp.

Caracterização da Zona-de-Apogeu Podocarpidites spp.

Definição: esta zona é definida pelo apogeu dos pólenes do gênero Podocarpidites, distinguindo-se das zonas adjacentes pela alta frequência daquele taxon.

Idade: Oligoceno s.l. (indiviso).

Observações: outros pólenes dissacados associados como Litvospores e Soyadonitypollenites são também comuns, sendo este último de frequência comparável ou até mesmo superior, em alguns níveis estratigráficos. A associação da epibole dos pólenes dissacados ao Oligoceno já vinha sendo efetuada nas bacias da margem continental brasileira (c.g. REGALI et al., 1974; REGALI apud LIMA et al., 1985a).

Localidade-tipo: mina de "bentonita" da Companhia Extrativa ALIGRA, sítio à Av. Barranco, nº 320, Bacia de Taubaté, Município de Taubaté (SP).

Estratotipo: Formação Tremembé, no sentido do presente trabalho.

Equivalência: a cronozona Podocarpidites corresponde àquela representada pelo conjunto das palinozonas Soyadonitypollenites quintus (P-680) e Sasbraperiporites nativensis (P-660), definidas nas bacias de margem continental por REGALI et al. (1974).

Seção de referência na plataforma continental: poço 1-PKS-1 (Iaraná Submarino nº 1, coordenadas 25 33'16,8''S e 47 03'11,2''W), intervalo 1000-1500 m, Formação Marambaia.

Fósséis-guias:

Podocarpidites? sp. 1 in REGALI et al. (1974): cat. XIII/2

Podocarpidites? sp. 2 in REGALI et al. (1974): cat. XIII/5

Podocarpidites sp. 1 in LIMA et al. (1985a): pl. II/9

Podocarpidites sp. 2 in LIMA et al. (1985a): pl. II/7

Podocarpidites sp. 3 in LIMA et al. (1985a): pl. III/1

Podocarpidites sp. 4 in LIMA et al. (1985a): pl. II/6

Podocarpidites libellus in LIMA et al. (1985a): pl. II/5

Litvospores cf. minutus in LIMA et al. (1985a): pl. II/8

Soyadonitypollenites quintus in LIMA et al. (1985a):

pl. III: 3, 4 e 5

Parvisaccites? sp. (+S. quintus) in REGALI et al. (1974):

cat. XIII/8

ANEXO B - Diagramas estruturais; rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência.

LEGENDA PARA AS FIGURAS

- .Bnm (nº da figura)
- .XY-01 (local)
- .15 (nº de dados)
- .falhas de componente reversa (tipo de falha)
- .B (cronologia relativa local: A=+ antiga; D=+ jovem)
- .TD (cronologia regional - ver figura 121)

.B2A
 .AR-02+AR-03+AR-05+AR-08
 AR-09+AR-11 (Área-tijolo
 da Formação Itaquaque
 cetuba)
 .27 (total dos dados)
 .normais
 .B
 .EF

.B2B
 .AR-02+AR-03+AR-05
 .08
 .normais
 .B
 .EF

.B2C
 .AR-06+AR-11
 .10
 .normais
 .B
 .EF

.B2D
 .AR-09
 .09
 .normais
 .B
 .EF

.B3
 .AR-12+AR-13
 .12
 .normais
 .B
 .EF

.B4
 .AR-14
 .09
 .componente reversa
 .A
 .TD

X

.B5A
.AR-15
.04
.superposição de
estrias

.B5B
.AR-15 (Palha do Rio
Jaguari)
.07
.componente reversa
.A
.TS (?)

X

.B5C
 .AR-15
 .13
 .componente reversa
 .B
 .TD

.B5D
 .AR-15
 .08
 .componente reversa
 .C
 .(?)

.B6A
 .AR-10 (total dos
 dados)

.B6B
 .AR-10
 .superposição de
 estrias

.B6C
 .AR-10
 .03
 .dextrais reversas
 .A
 .TS

.B6E
 .AR-10
 .08
 .normais
 .C
 .EF

.B6D
 .AR-10
 .05
 .reversas
 .B
 .TD

.B7A
 .TB-37 (Falha do
 Parateí)
 .O4
 .superposição de
 estrias

.B7B
 .TB-37
 .O6
 .direcionais com
 componente reversa
 .A
 .TS

.B7C
 .TB-37
 .09
 .componente reversa
 .B
 .TD

.B7D
 .TB-37
 .05
 .normalis
 .0
 .BF

.B8
 .TB-17+TB-23
 .19
 .normais
 .C
 .EF

.B9A
 .TB-22 (Falha do
 Ribeirão da Serra)
 .18
 .total dos dados

.B9B
 .TB-22
 .04
 .normais
 .A
 .EI

.B9D
 .TB-22
 .08
 .reversas
 .C
 .TD

.B9C
 .TB-22
 .06
 .componente reversa
 .B
 .TS

.B10A
 .TB-25
 .01
 .reverse
 .A
 .TD

.B10B
 .TB-25
 .09
 .normalis
 .B
 .EF

.B11A
 .TB-26
 .09 (total dos dados)

.B11C
 .TB-26
 .03
 .reversas
 .B
 .TD

.B11B
 .TB-26
 .04
 .reversas
 .A
 .TS

.B14A
 .Maciço Alcalino de
 Itatiaia
 .147 (total dos dados)

.B14B
 . Maciço de Itatiaia
 . superposição de
 estrias

.B15A
 .IT-01+IT-02+IT-03
 .16
 .directionais
 .A
 .TS

.B15B
 .IT-01+IT-02+IT-03
 .14
 .directionais
 .B
 .TD

.B16A
 .IT-04
 .05
 .directionais
 .A
 .TD

.B16B
 .IT-04
 .02
 .directionais
 .B
 .(?) ou EF (?)

.B17A
 .IT-05 (Pico das Prate-
 leiras)
 .04
 .sinistrais
 .A
 .TS

.B17B
 .IT-05
 .03
 .componente reversa
 .B
 .TD

.B18A
 .IT-06
 .10
 .composante reversa
 predominante
 .A
 .TD

.B18B
 .IT-06
 .03
 .normais
 .B
 .EF ou TS

.B19A
 .IT-01 a IT-06
 .25
 .compressão NE-SW
 .A
 .TS

.B19B
 .IT-01 a IT-06
 .32
 .compressão NW-SE
 .B
 .TD

.B20
 .RE-16
 .13
 .normais
 .A
 .EF

.B21
 .RE-17 (Morro da
 Inocência)
 .18
 .componente reversa
 .A
 .TS

.B22A
 .RE-18
 .13
 .superposição de
 estrias

.B22B
 .RE-18
 .03
 .normais
 .A
 .EI

.B22C
 .RE-18
 .06
 .componente reversa
 .B
 .TD

.B22D
 .RE-18
 .04
 .normalis
 .C
 .EF

.B23A
 .RE-19
 .08
 .components reverse
 .A
 .TS

.B23B
 .RE-19
 .12
 .normals
 .B
 .EF

.B24A
 .RE-20
 .04
 .componente reversa
 .A
 .TS

.B24B
 .RE-20
 .11
 .normais
 .B
 .EF

obs.: círculos vazios re-
 presentam polos de pla-
 nos de falhas sem estrí-
 as visíveis.

.B25
 .RE-21
 .05
 .reversas
 .A
 .TS

.B26A
 .RE-22
 .12
 .componente rever
 .A
 .TS

.B26B
 .RE-22
 .03
 .normais
 .B
 .EF (?)

.B27
 .RE-23+RE-24
 .08
 .normais
 .A
 .EI

.B29
 .RE-26
 .09
 .normais
 .A
 .EF

.B30
 .RE-25+RE-26
 .15
 .norma1s
 .A
 .EF

.B31
 .VR-04 a VR-08
 .07
 .norma1s
 .A
 .EI ou TS

.B32
 .VR-10 a VR-17
 .11
 .normais
 .A
 .TS ou EF

.B33
 .VR-01+VR-18 a VR-20
 .05
 .normais
 .A
 .TS ou EF

.B34
.VR-09+VR-21
.04
.componente reversa
.A
.TD

ANEXO C - Orientações e dimensões dos seixos a matacões do local
SP-08.

amostra	orientações		dimensões dos eixos (mm)			relações		classificação	litologia
	maior	intermediário	A	B	C	B/A	C/B		
01	008/25	304/09	53	52	15	0,98	0,29	65D	filito rocha pegmatóide
02	271/horiz	360/43	137	70	47	0,51	0,67	56R	
03	r e j e i t a d o								
04	063/42	225/34	81	44	15	0,54	0,34	46B	filito
05	274/horiz	350/52	125	95	61	0,76	0,64	72D	quartzito
06	035/84	280/10	158	110	70	0,70	0,64	68D	milonito
07	r e j e i t a d o								
08	096/30	276/40	80	65	24	0,81	0,37	62D	filito
09	r e j e i t a d o								
10	360/15	112/50	101	75	55	0,74	0,73	74S	quartzito
11	077/05	334/64	105	56	26	0,53	0,46	51B	filito
12	061/06	325/50	81	45	34	0,56	0,76	62R	quartzito
13	090/42	238/33	177	125	73	0,71	0,58	66D	quartzito
14	045/12	139/10	42	31	8	0,74	0,26	52D	filito
15	153/82	256/horiz	92	63	10	0,68	0,16	42D	filito
16	144/70	256/horiz	191	131	41	0,69	0,31	53D	filito
17	239/52	122/47	90	68	48	0,76	0,71	74D	quartzito
18	128/24	259/30	69	54	23	0,78	0,43	58D	filito
19	276/27	001/70	51	43	25	0,84	0,58	74D	quartzito
20	160/13	250/66	171	81	18	0,76	0,22	50D	filito
21	248/24	093/42	77	49	12	0,64	0,24	46B	filito
22	007/45	288/36	72	58	15	0,81	0,26	55D	filito
23	030/11	306/10	110	52	43	0,47	0,83	57R	quartzito

amostra	orientações		dimensões dos eixos (mm)			relações		classificação	litologia
	maior	intermediário	A	B	C	B/A	C/B		
24	182/76	093/06	83	72	14	0,87	0,19	52D	filito
25	188/88	100/22	106	60	19	0,57	0,32	47B	filito
26	054/40	233/37	52	49	16	0,94	0,33	66D	filito
27	r e j e i t a d o								
28	108/18	022/56	110	16	42	0,69	0,55	64D	quartzito
29	100/16	248/34	234	129	58	0,55	0,45	51B	micaxisto
30	240/38	100/40	167	97	22	0,58	0,23	43B	filito
31	295/48	335/03	199	83	23	0,70	0,28	52D	filito
32	260/30	093/32	114	70	17	0,61	0,24	45B	filito
33	084/42	019/74	190	185	81	0,97	0,44	75D	quartzito
34	082/Horiz	355/85	240	164	37	0,68	0,23	47D	filito
35	022/62	296/10	99	92	39	0,93	0,42	71D	quartzito
36	253/60	088/15	102	72	26	0,71	0,36	57D	filito
37	245/80	087/05	70	43	21	0,61	0,49	57D	filito
38	356/88	290/15	159	85	23	0,53	0,27	42B	filito
39	245/60	119/13	95	65	32	0,68	0,49	61D	filito
40	095/10	175/19	133	68	40	0,51	0,59	54B	filito
41	098/05	184/60	91	47	40	0,52	0,85	61R	quartzito
42	063/17	230/60	188	64	32	0,73	0,50	64D	quartzito
43	080/65	260/23	138	50	26	0,36	0,52	41B	filito
44	015/42	240/20	117	100	27	0,85	0,27	58D	filito
45	r e j e i t a d o								
46	072/17	240/46	49	32	9	0,65	0,28	49B	filito

amostra	orientações		dimensões dos eixos (mm)			relações		classificação	litologia
	maior	intermediário	A	B	C	B/A	C/B		
47	265/14	203/50	72	43	20	0,60	0,47	55B	filito
48	285/24	210/horiz	62	40	17	0,65	0,43	57B	quartzito friável
49	057/06	106/74	41	26	7	0,63	0,27	47B	filito
50	097/05	187/78	89	63	19	0,71	0,30	53D	filito
51	150/83	070/24	43	35	8	0,81	0,23	53D	filito
52	120/15	210/65	39	36	29	0,92	0,81	88S	quartzito friável
53	088/26	265/55	65	42	20	0,65	0,48	59B	quartzito friável
54	034/47	226/35	38	20	7	0,53	0,35	46B	filito
55	230/60	116/horiz	61	46	18	0,75	0,39	60D	filito
56	045/22	253/35	75	62	21	0,83	0,34	62D	quartzito
57	112/55	262/20	79	48	15	0,61	0,31	49B	milonito
58	104/23	284/47	49	33	18	0,67	0,55	63D	quartzito
59	060/45	240/36	53	31	07	0,58	0,23	43B	filito
60	088/horiz	182/51	59	25	14	0,42	0,56	46B	filito
61	266/63	088/30	45	28	13	0,62	0,46	56B	quartzito
62	286/59	156/07	103	51	20	0,50	0,39	46B	filito
63	110/70	290/20	159	88	24	0,55	0,27	43B	milonito
64	275/58	014/05	98	84	33	0,86	0,39	66D	filito
65	098/22	078/72	50	30	17	0,60	0,57	59B	quartzito
66	230/75	140/horiz	101	55	17	0,54	0,31	45B	filito
67	265/55	078/20	72	36	31	0,50	0,86	60R	filito
68	111/horiz	198/50	28	21	06	0,75	0,29	55D	filito
69	234/64	264/horiz	33	22	12	0,67	0,55	63D	quartzito

amostra	orientações		dimensões dos eixos (mm)			relações		classificação	litologia
	maior	intermediário	A	B	C	B/A	C/B		
70	022/87	284/15	4	24	12	0,52	0,50	51B	filito
71	210/70	006/07	55	28	17	0,51	0,61	54B	filito
72	073/80	162/05	71	35	13	0,49	0,37	45B	quartzito friável
73	070/45	250/20	57	38	19	0,67	0,50	61D	quartzito
74	258/14	171/72	119	47	17	0,39	0,30	36B	quartzito xisto
75	255/15	348/05	55	47	14	0,85	0,30	60D	quartzito friável
76	094/25	298/60	265	240	80	0,91	0,33	65D	filito
77	086/12	021/45	173	133	37	0,77	0,28	55D	filito
78	082/horiz	322/41	79	63	40	0,80	0,63	74D	quartzito
79	210/horiz	277/50	74	60	49	0,81	0,82	81S	quartzito
80	236/04	340/10	56	56	15	1,00	0,27	65D	filito
81	260/40	328/06	79	57	18	0,72	0,32	55D	filito
82	254/horiz	001/44	92	83	56	0,90	0,67	82S	quartzito
83	330/06	051/45	54	34	12	0,63	0,35	52B	filito
84	004/88	273/24	64	62	24	0,97	0,39	72D	milonito
85	024/03	298/72	85	56	23	0,66	0,41	56B	filito
86	340/07	060/42	70	63	16	0,90	0,25	59D	filito
87	273/24	343/42	86	60	28	0,70	0,47	61D	quartzito
88	034/20	124/40	50	40	10	0,80	0,25	54D	filito
89	078/06	312/48	104	62	29	0,60	0,47	55B	filito
90	357/40	258/10	82	53	22	0,65	0,42	56B	filito
91	056/43	332/horiz	62	54	18	0,87	0,33	63D	filito
92	024/30	082/horiz	57	33	15	0,58	0,45	53D	filito

amostra	orientações		dimensões dos eixos (mm)			relações		classificação	litologia
	maior	intermediário	A	B	C	B/A	C/B		
93	322/60	116/horiz	65	62	23	0,95	0,37	69D	quartzito
94	085/38	310/23	131	93	45	0,71	0,48	62D	filito
95	300/60	270/horiz	270	193	76	0,71	0,39	58D	rocha pegmatóide
96	348/58	250/horiz	181	88	39	0,49	0,44	47B	filito
97	067/06	342/12	192	101	68	0,53	0,67	57R	rocha pegmatóide
98	047/25	123/20	32	23	07	0,72	0,30	53D	filito
99	055/40	310/horiz	55	49	29	0,89	0,59	78D	quartzito
100	024/60	290/horiz	56	25	22	0,45	0,88	56R	quartzito

R = Alongado (Rod)
 S = Esférico (Spherical)
 D = Discóide (Discoïd)
 B = Lamelar (Bladed)

ANEXO D - Contorno estrutural da primeira camada de folhelho papiráceo - semivariograma; ajuste: modelo esférico.

contorno estrutural: cota (m) em relação ao nível do mar

ANEXO E - Semivariogramas: espessura e teor em querogênio da primeira camada de folhelho papiráceo; ajuste: modelo esférico.

espessura (m)

$a = 11 \text{ km}$

$c = 0.055 \text{ m}^2$

$c_0 = 0$

teor em querogênio (%)

$a = 11 \text{ km}$

$c = 4,6 (\%)^2$

$\gamma (\%)^2 \quad c_0 = 0$

ANEXO F - Mapa geológico, escala 1:250.000.

(setor São Paulo-Volta Redonda)