

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS DA TECTÔNICA
DEFORMADORA DA FORMAÇÃO
PINDAMONHANGABA, BACIA DE TAUBATÉ, SP**

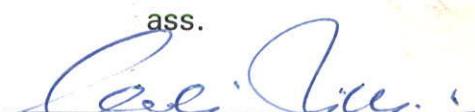
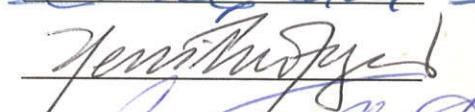
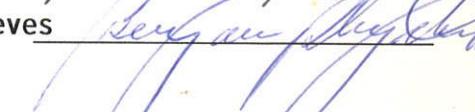
Fernando Mancini

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. Claudio Riccomini	
Examinadores:	Dr. Kenitiro Suguio	
	Dr. Benjamim Bley de Brito Neves	

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005550

**ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS DA TECTÔNICA
DEFORMADORA DA FORMAÇÃO
PINDAMONHANGABA, BACIA DE TAUBATÉ, SP**

Fernando Mancini

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar



São Paulo
1995

"Se um fenômeno pode ser explicado de uma maneira é porque admite uma série de outras possíveis explicações"

Poincaré (Optique et Electricité)

ABSTRACT

Neogene fluvial meandering deposits of the Pindamonhangaba Formation (Taubaté Basin, Southeastern Brazil) comprise two interfingered members, here named Rio Pararangaba Member and Presidente Dutra Member.

The Rio Pararangaba Member corresponds to the phase of installation of the coarse grained meandering system and is composed of cross-bedded sand-supported conglomerates of channel facies (channel lag, point bar and cutoff deposits), fining upwards to fine grained sandstones, siltstones and organic-rich claystones of oxbow-lake facies. The President Dutra Member represents the fine grained meandering system with massive to laminated claystones with interbedded sandy siltstone of flood plain facies, and sandstones of crevasse splay facies. Both members were probably deposited under a humid paleoclimate, as inferred by the proposed facies model and the clay-mineral association of detrital and authigenic kaolinites.

Post-sedimentary brittle structures, such as faults, folds and conjugate shear joints suggest three successive changes in the stress field, at first related to Neogene-Quaternary NW-SE compressive stress associated with an right-lateral E-W transcurrent binary, followed by Holocene E-W extension, and finally an contemporary E-W compressive stress field.

RESUMO

Os depósitos sedimentares neogênicos da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, localizados na região entre Jacareí e Roseira (SP), foram estudados a partir da análise estratigráfica e do levantamento das estruturas tectônicas rúpteis que os afetam, visando elaborar o modelo evolutivo para esta formação.

Como resultado dos estudos desenvolvidos, a Formação Pindamonhangaba cartografados na escala 1:100.000, pode ser dividida em dois membros interdigitados, designados de Rio Pararangaba e Presidente Dutra, assentados discordantemente sobre os sedimentos do Grupo Taubaté (formações Resende, Tremembé e São Paulo).

O Membro Rio Pararangaba é caracterizado pela presença de conglomerados areia sustentados que, para o topo, gradam para arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, representando as fácies de canal de um sistema fluvial meandrante. Localmente, ocorrem pacotes de argilas pretas, ricas em matéria orgânica, originadas pelo abandono e preenchimento de canais (*oxbow lakes*).

O Membro Presidente Dutra é composto por argilitos maciços a laminados, com intercalações de siltitos e arenitos finos, bioturbados e com impressões de fósseis vegetais, representando as fácies de planície de inundação do sistema fluvial meandrante. Camadas de arenitos grossos com clastos de argilitos podem estar presentes, indicando processos de rompimento de diques marginais (*crevasse splay*).

O modelo evolutivo para a Formação Pindamonhangaba compreenderia a instalação de um sistema fluvial meandrante de granulação grossa, com as fácies de canais (Membro Rio Pararangaba), passando para o de granulação fina, com as fácies de planície de inundação (Membro Presidente Dutra), tendo como área-fonte as rochas do embasamento pré-cambriano e do Grupo Taubaté. O aumento da sinuosidade do canal fluvial permitiu o desenvolvimento das fácies de planície de

inundação (Membro Presidente Dutra), com paleogeografia muito semelhante a do atual Rio Paraíba do Sul. O clima na época de deposição teria sido úmido, como pode ser inferido a partir dos argilominerais presentes, predominando caulinitas detriticas associadas a caulinitas autigênicas.

As estruturas tectônicas rúpteis observadas evidenciam a ocorrência de pelo menos três regimes tectônicos para a região, atuantes após a deposição da Formação Pindamonhangaba:

- regime tectônico de caráter transcorrente dextral, com compressão de direção NW-SE, no Neógeno-Quaternário, responsável pela geração de falhas-em-quilha e estruturas-em-flor positivas, as quais afetam depósitos coluviais e *stone line* sobrepostas à Formação Pindamonhangaba;

- regime tectônico extensional, de direção geral E-W, no Holoceno, gerando falhas normais e a reativação de antigas estruturas com direções NNW-NNE;

- regime compressivo E-W, atual, afetando antigas zonas de fraqueza, com a geração de juntas conjugadas de cisalhamento e reativando falhas com caráter normal.

Complementando o estudo, foram executados perfis cintilométricos em sedimentos do Membro Rio Pararangaba, os quais mostraram valores cintilométricos anômalos decorrentes da concentração de monazitas.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que colaboraram de alguma forma para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia (DPE-IGUSP), pela oportunidade, aprendizado e amizade ao longo deste estudo.

Aos professores Drs. Armando Márcio Coimbra, Paulo Roberto Santos e Benjamim Bley de Brito Neves, do IGUSP, pelas críticas e sugestões.

Aos professores Drs. Kenitiro Suguio e Thomas Rich Fairchild, do IGUSP, pelo constante auxílio e informações fornecidas.

À colega de pós-graduação, geóloga Lucy Gomes Sant'Anna, pelo inestimável auxílio na execução e interpretação das análises dos argilominerais.

Ao geólogo Mitsuru Arai, da PETROBRÁS/CENPES, pelas análises de amostras para verificação do conteúdo palinológico.

Ao Prof. Dr. Ian MacReath, do IGUSP, pela revisão do *Abstract*.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP), na pessoa de seu Diretor, Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi, à Comissão de Pós-Graduação e Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, pela infra-estrutura oferecida e apoio na confecção dos volumes finais da dissertação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pela bolsa de estudo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pelo financiamento da pesquisa.

Às equipes dos diversos laboratórios que colaboraram nesta pesquisa:

- Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia Geral do IGUSP, pelo auxílio na obtenção da fração argila das amostras analisadas;

- Laboratório de Difração de raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP, pela obtenção dos difratogramas de raios X das amostras totais;
- Laboratório de Difração de raios X do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Paulista (IGCE-UNESP), pela obtenção dos difratogramas de raios X das frações menores do que $2 \mu\text{m}$;
- Departamento de Físico-Química da Associação Brasileira de Cimento Portland (DEFIQ-ABCP), em especial à geóloga Silvia Regina S. S. Vieira, pela utilização do microscópio eletrônico de varredura;
- Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos (UFSCAR), também pela utilização do microscópio eletrônico de varredura.

Ao "Seu" Sebastião, amigo taxista em Taubaté, sem o qual parte do trabalho de campo desta pesquisa não seria possível.

Aos amigos, geólogos Wilson Luiz Lanzarini e Claudio Limeira Mello, pelas discussões e sugestões.

Aos colegas de pós-graduação do DPE e de todo o IGUSP pela amizade e convivência. Agradecimento especial à Paulo César Boggiani, Ana Lúcia D. Gesicki, Elizete Domingues Salvador, Alcina M. F. Barreto e Luís Eduardo Anelli, pelo apoio e auxílio nos momentos mais críticos.

À geóloga Rita Parisi Conde, à técnica Marcia Cristina da Ponte da Seção de Informática do IGUSP e à Ivone K. Sonoki do CPGeo-IGUSP, pela colaboração nos problemas de informática.

Aos estagiários de iniciação científica que participaram desta pesquisa: Luiz Eduardo G. Almeida, Denise Shimizu, Liliana S. Osako e Cristiane Aily Santos.

Aos funcionários do IGUSP, em especial ao pessoal da Gráfica e Biblioteca.

Aos meus amigos, geólogos Gustavo Corrêa de Abreu e Normando C. M. Queiroga, responsáveis pelos meus primeiros passos nas geociências.

A toda minha família, em especial a meus tios Henrique e Luzia por terem me acolhido, por ocasião da minha vinda para São Paulo.

A meus pais, Erasmo e Maria Severina, por tudo aquilo que fizeram e fazem por mim.

À Kátia, pelo carinho, compreensão e constante ajuda.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO.....	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2

CAPÍTULO 2

FONTES DE INFORMAÇÃO E MÉTODOS EMPREGADOS	4
2.1 LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO.....	4
2.2 INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA E ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS	5
2.3 LEVANTAMENTOS DE CAMPO	6
2.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO	6
2.5 TRABALHOS DE GABINETE	7

CAPÍTULO 3

LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE TAUBATÉ.....	9
3.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA DE TAUBATÉ	9
3.2 REVISÃO DA LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE TAUBATÉ	12
3.3 O CONHECIMENTO SOBRE A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA	18
3.3.1 ESTRATIGRAFIA	18
3.3.2 TECTÔNICA	22
3.3.3 GEOMORFOLOGIA	22
3.3.4 FÓSSEIS	25

CAPÍTULO 4

SEDIMENTAÇÃO EM SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE	27
4.1 MORFOLOGIA DE CANAIS	27
4.2 MÉTODOS DE ANÁLISE DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM SISTEMAS FLUVIAIS	31
4.3 SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE (<i>MEANDERING</i>)	36
4.3.1 GENERALIDADES.....	36
4.3.2 ELEMENTOS DEPOSIONAIS	37
4.3.2.1 Depósitos residuais de canal (<i>channel lag</i>)	37
4.3.2.2 Barras de pontal (<i>point bar</i>)	38
4.3.2.3 Depósitos de atalho (<i>cutoffs</i>) e depósitos de preenchimento de canais abandonados (<i>channel-fill deposits</i>)	38
4.3.2.4 Diques marginais (<i>natural levees</i>)	39
4.3.2.5 Depósitos de rompimento de diques marginais (<i>crevasse splay</i>)	40
4.3.2.6 Depósitos de planície de inundação (<i>flood plain deposits</i>)	40
4.3.3 MODELOS DE FÁCIES	41

CAPÍTULO 5

A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA	46
5.1 FÁCIES.....	46
5.2 PROPOSTA DE SUBDIVISÃO DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA.....	49
5.2.1 MEMBRO RIO PARARANGABA.....	49
5.2.2 MEMBRO PRESIDENTE DUTRA.....	56
5.2.3 RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	60
5.3 IDADE.....	66
5.4 ARGILOMINERAIS	67
5.5 PALEOCORRENTES.....	75
5.6 GÊNESE DOS DEPÓSITOS	77
5.7 CORRELACOES	78

CAPÍTULO 6

ASPECTOS DA TECTÔNICA DEFORMADORA DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA	80
6.1 REGIME TRANSCORRENTE DEXTRAL.....	80
6.2 REGIME EXTENSIONAL.....	84
6.3 REGIME COMPRESSIVO.....	86

CAPÍTULO 7

ASPECTOS ECONÔMICOS DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA.....	90
7.1 GENERALIDADES	90
7.2 MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO E INDUSTRIAIS.....	90
7.3 LEVANTAMENTOS CINTILOMÉTRICOS.....	91

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES	95
------------------	----

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
----------------------------------	----

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: Mapa de localização da área estudada.....	3
FIGURA 2: Quadro da evolução tectônica cenozóica de <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (segundo RICCOMINI 1989)	11
FIGURA 3: Coluna estratigráfica e regimes tectônicos para o <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil, segundo RICCOMINI 1989 (extraído de RICCOMINI & COIMBRA 1992).....	15
FIGURA 4: Mapa geológico da Bacia de Taubaté. (extraído de RICCOMINI <i>et al</i> 1991a).....	19
FIGURA 5: Seção-tipo da Formação Pindamonhangaba (extraído de RICCOMINI <i>et al</i> 1991a).....	21
FIGURA 6: Aspecto típico da geomorfologia tabuliforme da Formação Pindamonhangaba.	24
FIGURA 7: Aspecto geomorfológico dos morros mamelonizados em sedimentos Oligocênicos (Formação Tremembé).....	24
FIGURA 8: Tipos de canais fluviais (segundo MIALL 1977, extraído de RICCOMINI & COIMBRA 1993).....	28
FIGURA 9: Elementos arquitetônicos em depósitos fluviais. (extraido de MIALL 1992).	34
FIGURA 10: Bloco diagrama mostrando os elementos morfológicos de um sistema fluvial meandrante (segundo WALKER & CANT 1984).	36
FIGURA 11: Modelos deposicionais generalizados para sistema fluvial meandrante (segundo GALLOWAY & HOBDAY 1983).....	43
FIGURA 12: Modelos de rios meandrantes (segundo MIALL 1985)	44
FIGURA 13: Coluna litoestratigráfica para a Bacia de Taubaté com a proposta de divisão para a Formação Pindamonhangaba (modificada de RICCOMINI 1989).	50

FIGURA 14: Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares em arenitos e conglomerados do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba)	51
FIGURA 15: Conglomerados e arenitos conglomeráticas com bolas de argila do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba).....	52
FIGURA 16: Seção-tipo (composta) do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba)... ..	54
FIGURA 17: Seções colunares simplificadas do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba), com levantamentos cintilométricos.....	55
FIGURA 18: Argilitos variegados laminados, com intercalações de siltitos e arenitos, típicos do Membro Presidente Dutra (Formação Pindamonhangaba). ..	56
FIGURA 19: Seções colunares simplificadas do Membro Presidente Dutra (Formação Pindamonhangaba). ..	57
FIGURA 20: Seção-tipo do Membro Presidente Dutra (Formação Pindamonhangaba). ..	59
FIGURA 21: Passagem gradativa de arenitos finos a médios com matriz argilosa do Membro Rio Pararangaba, para argilitos e siltitos do Membro Presidente Dutra.	61
FIGURA 22: Contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e Resende.	62
FIGURA 23: Detalhe do contato entre as formações Pindamonhangaba e Resende.. ..	62
FIGURA 24: Contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e São Paulo.	63
FIGURA 25: Estrutura de paleocanal de grande porte junto ao contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e São Paulo.	63
FIGURA 26: Colúvios areno-argilosos sobrepostos à Formação Pindamonhangaba (Membro Presidente Dutra), com falhas e juntas conjugadas de cisalhamento.	65

FIGURA 27: Fotomicrografias e difratogramas de argilominerais da Formação Pindamonhangaba.....	69
FIGURA 28: Sentidos das paleocorrentes obtidas de estratificações cruzadas em sedimentos da Formação Pindamonhangaba.....	76
FIGURA 29: Modelo evolutivo simplificado para a Formação Pindamonhangaba...	79
FIGURA 30: Mapa geológico da Bacia de Taubaté e estilos estruturais da Formação Pindamonhangaba.	81
FIGURA 31: Falhas transcorrentes e reversas associadas ao regime transcorrente dextral.	83
FIGURA 32: Falhas de direção NNW-NNE e caráter normal, associadas ao regime extensional E-W.	85
FIGURA 33: Falhas de direção E-W e caráter predominantemente normal, associadas ao regime compressivo.	88
FIGURA 34: Pólos de planos de juntas conjugadas e falhas normais afetando depósitos coluviais, sedimentos da Formação Pindamonhangaba e rochas do embasamento.....	89
FIGURA 35: Mapa de localização dos afloramentos com levantamentos cintilométricos.	93

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Relação entre <i>sinuosidade</i> e <i>grau de entrelaçamento</i> para os diferentes tipos de canais (modificado de RUST 1978).....	29
TABELA 2: Classificação dos tipos de canais (MIALL 1977).....	30
TABELA 3: Código de litofácies (MIALL 1977) adaptada à classificação litológica de COIMBRA <i>et al.</i> (1992).....	33
TABELA 4: Quadros de comparação entre as análises de minerais pesados da Formação Pindamonhangaba.....	94

ANEXOS

ANEXO A

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE TAUBATÉ, REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP

ANEXO B

MAPA DE CAMINHAMENTOS E DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DESCritos NA REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP

ANEXO C

PROPOSTA DE DIVISÃO PARA A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

ANEXO D

DIAGRAMAS ESTRUTURAIS DA REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 GENERALIDADES

Os estudos sobre a sedimentação e tectônica da Bacia de Taubaté datam desde a primeira metade do século XIX, com os trabalhos pioneiros de PISSIS (1842a, 1842b) e referências posteriores de DERBY (1889). O conhecimento geológico sobre a bacia é hoje dos mais extensos, mas longe de ser completo. Além disso, devido ao grande número de trabalhos, surgiram muitas complicações, principalmente quanto às diferentes nomenclaturas litoestratigráficas, bem como sobre a evolução tectônica da bacia.

A maioria dos estudos versam sobre as características dos depósitos lacustres, fanglomeráticos e fluviais do Paleógeno, sendo a quantidade de dados litoestratigráficos, cronoestratigráficos ou sedimentológicos, muito maior do que para os sedimentos neogênicos, sobre os quais, só recentemente, foram desenvolvidos estudos mais específicos.

Nesse quadro, a caracterização estratigráfica e tectônica da Formação Pindamonhangaba (RICCOMINI *et al.* 1991a), com o reconhecimento dos litotipos, fácies, associações de fácies e a definição do sistema deposicional, bem como da tectônica deformadora de caráter rúptil que atuou sobre estes depósitos, torna-se fundamental para a melhor compreensão da sedimentação e dos eventos tectônicos cenozóicos.

1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

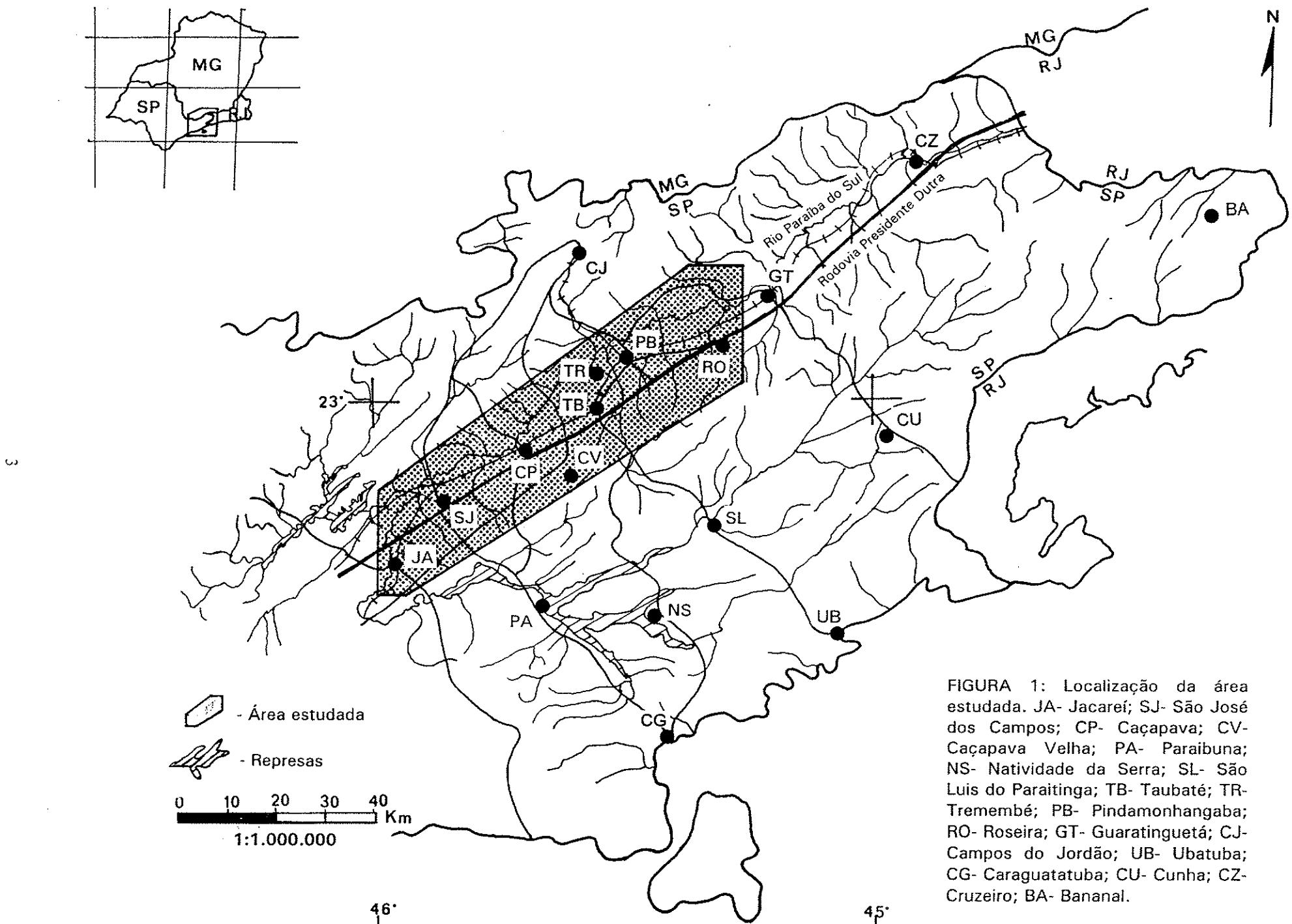
O mapeamento geológico de semi-detalhe (escala 1:100.000) da Formação Pindamonhangaba e o estudo de seus depósitos sedimentares, visando caracterizar a estratigrafia, o modelo deposicional e os movimentos tectônicos que os deformaram, foram os principais objetivos do presente estudo.

O reconhecimento do sistema deposicional da Formação Pindamonhangaba e dos eventos tectônicos geradores das diferentes estruturas rúpteis presentes, são fundamentais para a compreensão de um passado geológico relativamente jovem (Neógeno-Quaternário), envolvendo o modelamento recente do relevo da bacia e o possível acúmulo de bens minerais de particular interesse à construção civil e cerâmica, exemplificado pela ocorrência de pacotes argilosos, arenosos e conglomeráticos e de concentrações anômalas de minerais ricos em elementos terras-raras (ETR).

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A Formação Pindamonhangaba situa-se na porção central da Bacia de Taubaté, na feição geográfica conhecida como Vale do Paraíba (Rio Paraíba do Sul). A área estudada corresponde a uma extensa faixa, alongada segundo a direção NE, perfazendo um total aproximado de 2.050 km² (FIGURA 1).

As principais localidades situadas na área de estudo são as cidades de Jacareí, São José dos Campos, Caçapava, Taubaté e Pindamonhangaba, interligadas pela Rodovia Presidente Dutra (BR-116), importante via de acesso do eixo Rio-São Paulo. A área é também cortada por várias vias secundárias que, ao sul, interligam o Vale do Paraíba ao litoral paulista e, ao norte, às cidades localizadas na Serra da Mantiqueira. A intensa malha de estradas vicinais existente também favoreceu os levantamentos de campo.



CAPÍTULO 2

FONTES DE INFORMAÇÃO E MÉTODOS EMPREGADOS

Os métodos utilizados para o desenvolvimento deste estudo são baseados na cartografia geológica, análise estratigráfica e estrutural. Como cartografia geológica entende-se não apenas o mapeamento geológico da Formação Pindamonhangaba, mas o conjunto de atividades integradas de campo e gabinete.

Os trabalhos realizados durante a execução desta pesquisa são descritos sucintamente, ressaltando-se a simultaneidade e constante reavaliação de várias etapas durante o transcorrer dos trabalhos.

2.1 LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO

O início da pesquisa foi marcado por extenso levantamento bibliográfico sobre assuntos de interesse e inerentes ao desenvolvimento dos trabalhos. Revisões temáticas consideradas relevantes para o entendimento dos dados obtidos foram realizadas a partir de textos clássicos e atuais sobre sistemas fluviais e o contexto geológico e estratigráfico da Bacia de Taubaté.

Para confecção do mapa geológico da área estudada, com ênfase à cartografia geológica da Formação Pindamonhangaba, na escala 1:100.000, foram utilizados como bases auxiliares os seguintes documentos:

- mapa geológico do *Rift Continental* do Sudeste do Brasil, na escala 1:250.000, elaborado por RICCOMINI (1989);
- mapas geológicos das quadrículas da Região Administrativa 3 do Estado de São Paulo, na escala 1:100.000, confeccionados pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT (1977);
- mapa geológico da Bacia de Taubaté, na escala aproximada 1:230.000, elaborado por SUGUIO (1969);

- mapa geológico da Folha São José dos Campos, na escala 1:100.000, de CARNEIRO (1977) e
 - mapas geológicos das Folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, na escala 1:50.000, elaborados pelo IPT (1990).

As bases cartográficas utilizadas foram produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), compreendendo as folhas topográficas, na escala 1:50.000, de Jacareí, São José dos Campos, Taubaté, Pindamonhangaba e São Luís do Paraitinga, editadas no período de 1973 a 1974 e, na escala 1:250.000, as folhas de Santos e Guaratinguetá, do ano de 1976.

2.2 INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA E ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENsoRES REMOTOS

A análise e interpretação fotogeológica foram realizadas com base em fotografias aéreas, em preto e branco (P&B), na escala 1:25.000, obtidas pela VASP AEROFOTOGRAFETRIA S.A. para a Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo, no período de maio a julho de 1973. A interpretação fotogeológica preliminar visou a determinação de domínios com diferentes características morfológicas e texturais, permitindo a confecção de um mapa inicial da distribuição dos sedimentos da Formação Pindamonhangaba e o levantamento de lineamentos possivelmente relacionados com estruturas tectônicas no terreno.

Complementando o levantamento fotogeológico, foram analisadas imagens TM-LANDSAT 5, banda 4, em cópias em papel P&B, na escala 1:100.000, relativas à passagem de 23 de abril de 1991, objetivando o levantamento de lineamentos presentes na área, seccionando os depósitos sedimentares da Formação Pindamonhangaba, e a delimitação da área ocupada por estes sedimentos a partir das características texturais e geomorfológicas observadas nas imagens.

2.3 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

As principais informações para o desenvolvimento da pesquisa foram obtidas nos levantamentos de campo, os quais tiveram como objetivos o mapeamento dos depósitos sedimentares da Formação Pindamonhangaba, na escala 1:100.000, com a distribuição das principais associações de fácies e o cadastramento das estruturas tectônicas rúpteis que os afetam.

Os levantamentos de campo compreenderam a descrição de afloramentos, a confecção de seções colunares e perfis geológicos, com especial atenção às exposições da Formação Pindamonhangaba e aquelas onde ocorriam contatos desta formação com as unidades subjacentes. Foram coletadas amostras de argilitos e arenitos de diferentes locais da bacia para posterior análise de argilominerais e de minerais pesados, respectivamente.

Informações da literatura sobre depósitos de elementos terras raras (ETR), em sistemas fluviais, serviram como base para a seleção de afloramentos nos quais tais concentrações poderiam ser encontradas. Perfis verticais cintilométricos foram levantados nestes afloramentos visando verificar estas prováveis ocorrências.

Quanto às estruturas rúpteis, foram coletados dados relativos a planos de falhas e estrias, juntas e fraturas, com a determinação cronológica relativa das estruturas tectônicas sobrepostas, quando possível.

Foram visitados diversos afloramentos, descritos em trabalhos anteriores (ALMEIDA 1958, TRICART & SILVA 1958, SUGUIO 1969 e VESPUCCI 1984), hoje interpretados como pertencentes à Formação Pinamonhangaba, para a reavaliação desses dados prévios, tendo como base conceitos de análise de fácies (*v. g.* MIALL 1990, MIALL 1992, BRIDGE 1993).

2.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

As amostras coletadas durante os trabalhos de campo foram tratadas em laboratório com a finalidade de se obter dados mineralógicos e sedimentológicos sobre a Formação Pindamonhangaba.

Considerando-se as diferentes fácies portadoras de sedimentos argilosos (planície de inundação, canais abandonados, diques marginais, rompimento de diques marginais, barra de pontal, depósitos de atalho) foram selecionadas amostras de vários tipos de argilitos os quais foram analisados por difração de raios X de rocha total. Após esta análise, as mesmas amostras de argilitos foram novamente preparadas por decantação e sifonamento, permitindo a separação da fração menor do que 2 μm , as quais foram analisadas uma vez mais por difração de raios X.

As amostras de arenitos foram preparadas por peneiramento e, das várias frações obtidas, foram separados os minerais pesados por diferença de densidade, utilizando-se bromofórmio. Montadas as lâminas, os minerais pesados foram observados com o auxílio de microscópio petrográfico de luz transmitida, para a contagem dos tipos de minerais presentes.

Cinco amostras de argilito preto foram processadas para verificação do possível conteúdo palinológico, tendo sido examinadas pelo geólogo Mitsuru Arai, da PETROBRÁS/CENPES.

A análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi executada sobre as amostras de argilitos já estudadas por difração de raios X, visando caracterizar os argilominerais quanto à sua forma, a qual, por vezes, permite a interpretação de sua origem, se detritica ou neoformada, além de inferências paleoambientais.

2.5 TRABALHOS DE GABINETE

Os trabalhos de gabinete compreenderam principalmente a confecção do mapa geológico, na escala 1:100.000, com a análise das fácies sedimentares e das feições tectônicas mais importantes que afetam os sedimentos da Formação Pindamonhangaba. Para confecção desse mapa foi empregada a documentação bibliográfica e cartográfica disponível, complementada pela análise de imagens de sensores remotos, fotografias aéreas e levantamentos de campo.

A análise das seções colunares levantadas e dos afloramentos descritos baseou-se em modelos recentes de sistemas fluviais (*v.g.* CANT 1992, MIALL 1978, 1981, 1985, 1987 e 1992, BRIDGE 1993, RICCOMINI & COIMBRA 1993), nos conceitos de sistemas deposicionais (GALLOWAY & HOB DAY 1983, DAVIS JUNIOR 1983, ANDERTON 1985, READING 1986, MIALL 1990, VISHER 1990, BLATT *et al.* 1991, PROTHERO 1990, WALKER & JAMES 1992), como também nas classificações litológica e de estruturas sedimentares (COIMBRA *et al.* 1992, 1993).

Para a definição das diferentes orientações de esforços geradores das estruturas tectônicas rúpteis, os dados referentes principalmente a planos de falhas e estrias neles contidas foram tratados pelos métodos gráficos tradicionais, como os de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) através do programa TRADE, desenvolvido pelo IPT.

A análise estrutural, com a hierarquização das estruturas sobrepostas, baseou-se nos conceitos de geração e desenvolvimento de estruturas rúpteis tratados em trabalhos como os de TJIA (1964), BERGERAT (1987), HANCOCK (1985), HANCOCK & ENGELDER (1989), RICCOMINI (1989) e VICENTE *et al.* (1992). As interpretações a partir desta análise consideraram, entre outros modelos, o de cisalhamento de RIEDEL (1929), discutido em SADOWSKI (1983), ZALÁN (1986), MASSONNAT & ODONNE (1994), MASSONNAT & MANISSE (1994).

CAPÍTULO 3

LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE TAUBATÉ

3.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA DE TAUBATÉ

As rochas pré-cambrianas que constituem o embasamento da Bacia de Taubaté são compostas por milonitos, blastomilonitos, milonitos-gnaisses, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, anfibolitos, xistos, quartzitos, granitos e migmatitos, freqüentemente cortadas por intrusões de diabásio de idade jurássica superior a cretácica (v.g. RICCOMINI 1989). Neste embasamento estão presentes vários sistemas de falhas transcorrentes, de direção E a ENE, ativas durante o final do Ciclo Brasiliano, configurando a estruturação geral da bacia (HASUI & PONÇANO 1978, IPT 1978, RICCOMINI 1989, IPT 1990).

Atualmente é indiscutível a concepção de uma origem tectônica, balizada por falhamentos, para a Bacia de Taubaté, hipótese já admitida por WASHBURNE (1930). Diversos trabalhos (v.g. DEFFONTAINES 1939, DE MARTONNE 1943, RIBEIRO FILHO 1948, CORDANI *et al.* 1974) contribuiram para a maior aceitação dessa proposta.

Apenas MORAES REGO (1933) discordava de origem tectônica para a bacia, sugerindo um processo de erosão diferencial, sobre uma estrutura isoclinal, para a instalação do sítio deposicional da Bacia de Taubaté.

ALMEIDA (1976) definiu o Sistema de *Rifts* Continentais da Serra do Mar, no qual estaria incluída a Bacia de Taubaté. A origem deste Sistema de *Rifts* estaria relacionada ao amplo processo tectônico que afetou a porção sul/sudeste da Plataforma Brasileira, a partir do limite permo-triássico, idéia esta sustentada por vários autores (v.g. MELO *et al.* 1985).

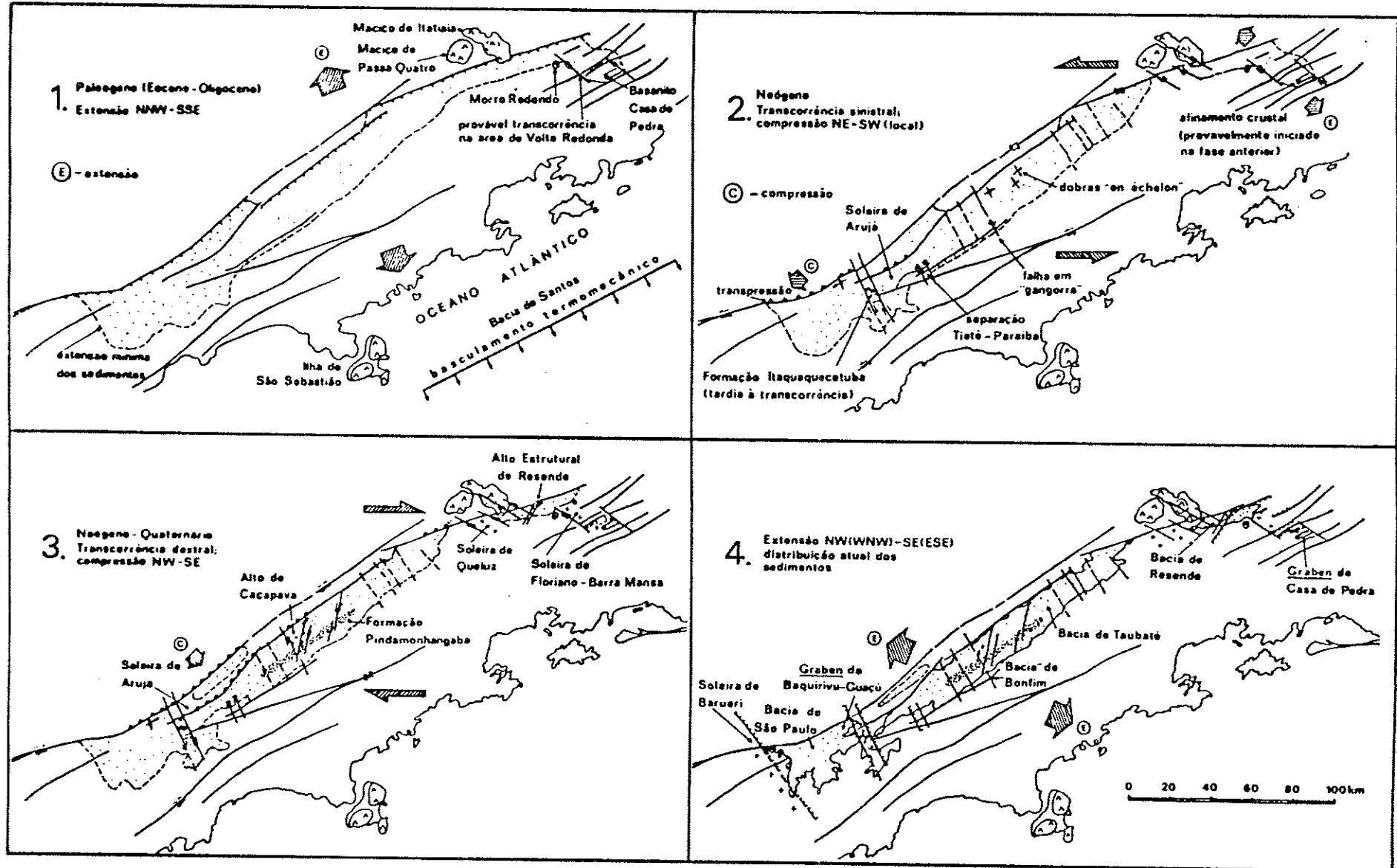
Segundo RICCOMINI (1989), a Bacia de Taubaté é parte integrante do que designou de *Rift Continental* do Sudeste do Brasil (RCSB), feição tectônica

cenozóica que estende-se do Estado do Rio de Janeiro até o Paraná, englobando ainda as bacias de Curitiba (PR), São Paulo (SP), Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Bacia de São João (RJ), além dos *grabens* de Sete Barras (SP) e da Guanabara (RJ). Para este autor, o modelo tectônico para origem e evolução do RCSB compreenderia uma série de mudanças na orientação dos campos de esforços ocorridos durante o Cenozóico (FIGURA 2):

- Paleógeno: extensão NNW-SSE resultando na formação da depressão original com preenchimento vulcano-sedimentar (Grupo Taubaté);
- Neógeno (Mioceno?): transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, com geração de soleiras (Arujá, Queluz, etc.) e separação das drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul;
- Plioceno (?) a Pleistoceno Inferior: fase tectonicamente estável com a implantação do sistema fluvial meandrante da Formação Pindamonhangaba;
- Pleistoceno Superior: inicialmente com estabilidade tectônica seguida de nova fase de transcorrência agora dextral, com compressão NW-SE e geração de novas soleiras;
- Holoceno: extensão NW-SE;
- Atual: campo de tensões indicando compressão.

O regime tectônico compressivo final, com eixo de tensão principal máxima σ_1 , horizontal, orientado aproximadamente E-W, foi verificado por SALVADOR (1994) na localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ), nas bacias de Taubaté e Resende, a partir do exame de falhas e famílias de juntas de cisalhamento conjugadas em depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais (SALVADOR & RICCOMINI 1994, SALVADOR & RICCOMINI 1995).

FIGURA 2: Quadro da evolução tectônica cenozoica de Rift Continental do Sudeste do Brasil (segundo RICCOMINI 1989).



3.2 REVISÃO DA LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE TAUBATÉ

As primeiras referências aos sedimentos do Vale do Rio Paraíba do Sul são creditadas a PISSIS (1842a, 1842b), que teceu comentários sobre a provável idade terciária destes, e a DERBY (1889), primeiro a reconhecer sua importância. FLORENCE & PACHECO (1929) referiram-se litologicamente aos sedimentos da Bacia de Taubaté como "Camadas Paraíba do Sul", fazendo-os constar do Mapa Geológico de São Paulo de 1929 (*in* WASHBURNE 1930), atribuindo-lhes idade terciária com a denominação de "Taubaté".

WASHBURNE (1930) verificou a existência de dois pacotes sedimentares nos "Estratos Terciários do Paraíba": um inferior de origem lacustre e outro superior com características fluviais. Entretanto não definiu estes pacotes como formações. MORAES REGO (1933) realizou o reconhecimento destes dois pacotes sedimentares, denominando o inferior de "Camadas do Paraíba" e o superior de "Camadas de São Paulo", devido a semelhança com sedimentos da Bacia de São Paulo. A presença de discordância erosiva entre estes pacotes sedimentares foi inicialmente assinalada por CAMPOS (1952), na região de Tremembé.

ALMEIDA (1955) reconheceu duas formações na Bacia de Taubaté, separadas por discordância erosiva. A inferior, silto-argilosa e fossilífera, denominada posteriormente de Formação Tremembé (ALMEIDA 1958), caracterizada pela presença de folhelhos betuminosos, sendo recoberta erosivamente pela superior, compreendendo depósitos fluviais areno-argilosos com níveis conglomeráticos, correlacionáveis às "Camadas de São Paulo". Ao pacote superior AB'SÁBER (1958) propôs a designação de Formação Taubaté.

O termo Taubaté foi posteriormente empregado para o conjunto das duas formações geológicas reconhecidas por vários autores, porém com grandes controvérsias quanto às suas designações.

MEZZALIRA (1962), tentando sistematizar a nomenclatura, sugeriu o termo Série Taubaté para o conjunto das duas formações separadas pela referida discordância: a inferior (Formação Tremembé) e a superior (Formação São Paulo).

Esta proposta foi utilizada por SUGUIO (1969), em estudo sobre as características sedimentológicas dos depósitos da Bacia de Taubaté, sem contudo individualizá-las em seu mapa geológico, denominando os sedimentos de antigos e recentes (*sedimentos aluvionares*).

AB'SÁBER (1969), em estudo com ênfase nos sedimentos quaternários, propôs a denominação de Grupo Paraíba do Sul para os depósitos da Bacia de Taubaté, dividido nas seguintes formações: Tremembé, São José dos Campos e Parateí do Meio, respectivamente da mais antiga para a mais recente. Esta proposta não obteve repercussão em virtude dos argumentos de que a discordância poderia ser apenas local e pela denominação "Paraíba do Sul" já encontrar-se comprometida com unidade pré-cambriana homônima (CARNEIRO *et al.* 1976, HASUI & PONÇANO 1978, IPT 1978).

CARNEIRO *et al.* (1976) propuseram a divisão da bacia em dois compartimentos estruturais, Parateí e Jacareí, que teriam influência na evolução sedimentar. Adotaram a designação Grupo Taubaté, sendo este composto por uma unidade inferior, correspondente a Formação Tremembé de ALMEIDA (1958), e a superior que passaram a designar de Formação Caçapava. A primeira seria caracterizada pela deposição em ambiente lacustrino, com sedimentação ligada à lenta subsidência e com idade entre o Oligoceno e o Mioceno Inferior, enquanto que a segunda, composta por depósitos fluviais de canais de planície de inundação de rios referidos como anastomosados, com episódios de maior energia seria de idade pliocênica ou pleistocênica.

Através de mapeamento geológico na escala 1:100.000, pesquisadores do IPT (IPT 1978) procuraram preencher a lacuna deixada pelos mapas geológicos anteriores, onde apenas os contornos e feições maiores da bacia eram mapeados. Por questão de prioridade, mantiveram o nome de Formação Taubaté para o conjunto dos pacotes sedimentares na coluna estratigráfica adotada.

HASUI & PONÇANO (1978) dividiram os depósitos sedimentares em três conjuntos, conforme seus ambientes de deposição:

- lacustre: folhelhos e argilitos;

- fluviais: sedimentos imaturos com estratificações cruzadas e níveis conglomeráticos;
- marginais: brechas sedimentares e conglomerados imaturos, estes dispostos nas bordas da bacia.

A partir desta divisão, os autores mantiveram a designação de Grupo Taubaté, dividido nas formações Tremembé e Caçapava. Os termos conglomeráticos marginais restaram sem designação.

VESPUCCI (1984) realizou análise da Bacia de Taubaté, sob o enfoque de sistemas deposicionais. Descreveu, pela primeira vez, depósitos considerados como aluviões antigos do Rio Paraíba do Sul e fácies referidas como turbidíticas lacustres na Formação Tremembé (SUGUIO & VESPUCCI 1985) e reconheceu cinco sistemas deposicionais, estritamente continentais, controlados pelo tectonismo:

- sistema de leques aluviais Jacareí;
- sistema de leques aluviais Quiririm;
- sistema fluvial entrelaçado (*braided*) Jacareí;
- sistema fluvial meandrante Caçapava;
- sistema lacustre Tremembé.

Considerando as relações entre estes cinco sistemas deposicionais, propôs um modelo de evolução em três fases contínuas para o preenchimento sedimentar da bacia: fase inicial lacustrina, fase transicional e fase final fluviais, atribuindo a designação de Formação Jacareí para o sistema de leques aluviais.

MELO *et al.* (1986), estudando as bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté, reconheceram fácies interdigitadas de leques aluviais, fluviais e lacustres com a vigência de clima semi-árido, com fases úmidas e atividade tectônica como sendo os responsáveis pela origem dos depósitos de leques aluviais.

RICCOMINI (1989), analisando a evolução das bacias do *Rift Continental* do Sudeste do Brasil, aplicou o conceito de fácies e de sistemas deposicionais para caracterizar o preenchimento vulcano-sedimentar destas bacias, reconhecendo a existência de vinte fácies sedimentares, divididas em cinco sistemas deposicionais, relacionando-os a unidades litoestratigráficas (FIGURA 3):

- leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados (Formação Resende);
 - lacustre (Formação Tremembé);
 - fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e porção sudoeste da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo);
 - fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba (Formação Itaquaquecetuba);
 - fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté (Formação Pindamonhangaba).

A Bacia de Taubaté encerraria duas seqüências sedimentares de idade cenozóica (RICCOMINI 1989, RICCOMINI *et al.* 1991b). A seqüência inferior enfeixada no Grupo Taubaté, de idade paleogênica, compreende as formações Resende, Tremembé e São Paulo. A superior apresenta idade compreendida no intervalo entre o Mioceno e o Quaternário, tendo sido designada de Formação Pindamonhangaba (FIGURA 3).

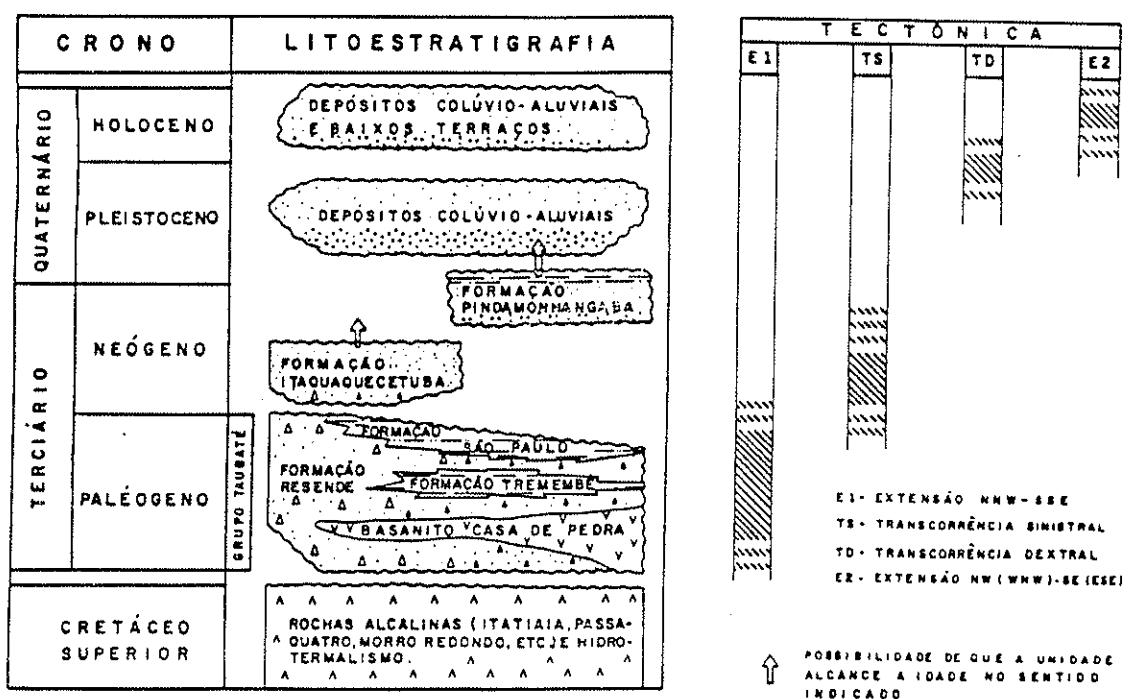


FIGURA 3: Coluna estratigráfica e regimes tectônicos para o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, segundo RICCOMINI 1989 (extraído de RICCOMINI & COIMBRA 1992).

As principais alterações propostas por RICCOMINI (1989) para a coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté são a definição da Formação Pindamonhangaba, compreendendo depósitos fluviais meandrantes que eram denominados de Formação Caçapava (CARNEIRO *et al.* 1976), e a revisão da Formação Resende, incluindo os depósitos do sistema de leques aluviais associados à planície de rios entrelaçados, que anteriormente também recebiam a designação de Formação Caçapava.

Posteriormente, pesquisadores ligados ao IPT (IPT 1990) analisaram os depósitos sedimentares da bacia utilizando a proposta de estratigrafia dinâmica (GAMA Jr. 1989), compondo uma nova coluna estratigráfica, onde reconheceram quatro seqüências deposicionais estratigráficas genéticas, utilizando o conceito de seqüência estratigráfica de VAIL *et al.* (1977 *apud* IPT 1990), que corresponderiam a ciclos de sedimentação como reflexos de variações globais do nível do mar, compostas por tratos de sistemas deposicionais. Estas quatro seqüências foram denominadas de:

- Seqüência Tremembé (primeiro ciclo de sedimentação), que compreenderia sistema de leques aluviais oligocênicos, que gradariam sucessivamente para planícies aluviais de um sistema fluvial entrelaçado, e um sistema fluvial meandrante, assoreando um sistema lacustre;
- Seqüência Taubaté (segundo ciclo de sedimentação), composta por conjunto de tratos idênticos ao da seqüência anterior, com idade relacionada ao Oligoceno Superior;
- Seqüência Pindamonhangaba (terceiro ciclo de sedimentação), com leques aluviais gradando para sistema entrelaçado restrito, próximo aos ambientes responsáveis pelo suprimento de sistema fluvial meandrante;
- Seqüência Vale do Paraíba (quarto ciclo de sedimentação); composta por sistema de leques aluviais (talus inconsolidados) que passam gradativamente para o sistema fluvial meandrante atual do Rio Paraíba do Sul.

Esta proposta deve ser considerada com cautela, uma vez que os depósitos analisados são tipicamente continentais, sem conexão com o mar. Em adição, implicaria em relegar o papel do tectonismo na sedimentação, a qual teve

atuação marcante na geração dos depósitos sedimentares da Bacia de Taubaté. Considera-se também que a divisão dos depósitos sedimentares em seqüências genéticas, com base em observações de campo, é pouco prática quanto ao reconhecimento de seus limites, principalmente para as duas primeiras seqüências de leques aluviais (Tremembé e Taubaté).

CAMPANHA (1994), utilizando-se dos mesmos conceitos aplicados pelo trabalho dos pesquisadores do IPT (IPT 1990), propôs algumas modificações para a interpretação da arquitetura deposicional da Bacia de Taubaté. Tal proposta também relaciona os eventos deposicionais com curvas de variação do nível do mar, dividindo a litoestratigrafia formal em cinco seqüências deposicionais, correspondendo cada uma a um trato de sistema de nível de base baixo ou alto.

Para a evolução da bacia, CAMPANHA (1994) considerou a ocorrência de três “bacias de Taubaté”, informais, sobrepondo-se no tempo e espaço, responsáveis pelo respectivo registro sedimentar. A “primeira bacia de Taubaté” corresponderia às unidades sísmicas propostas por MARQUES (1990), tidas por este autor como do Cretáceo Superior até o Paleoceno, e foi chamada de “Seqüência Basal”. Sobre esta “primeira bacia”, teria sido instalada durante o Eoceno até o Oligoceno Superior, a “segunda bacia de Taubaté”, responsável pela geração dos depósitos de leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçado e meandrante e sistema lacustre das seqüências designadas de Taubaté e Tremembé.

Durante o Mioceno ocorreria a “terceira bacia de Taubaté” com depósitos de sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados, meandrante pelítico e meandrante psamítico abrigando a denominada Seqüência Pindamonhangaba. Após a sedimentação da Seqüência Pindamonhangaba, ter-se-ia a “quarta bacia de Taubaté” que compreenderia os depósitos pliocênicos e recentes, correspondendo a Seqüência Vale do Paraíba.

Além deste modelo evolutivo, CAMPANHA (1994) propôs a divisão da Formação São Paulo, considerando a porção basal desta como uma nova unidade, designando-a de Formação Guararema, aflorante na região homônima. Em adição, definiu a Fácies Santo Anastácio, correspondendo a depósitos de leques aluviais e de rios entrelaçados do Plioceno, sugeriu a inclusão da Formação Itaquaquecetuba

na coluna litoestratigráfica da Bacia de Taubaté e a redefinição da Formação Resende (RICCOMINI 1989) e a divisão da Formação Pindamonhangaba.

A sugestão para a divisão da Formação Pindamonhangaba em dois sistemas fluviais, um basal conglomerático e um superior, predominantemente, de granulometria fina, parece viável. As outras propostas de CAMPANHA (1994) para a Bacia de Taubaté, principalmente quanto ao reconhecimento dos depósitos de leques aluviais e de sistema fluvial entrelaçado, relacionados pela autora, como correspondentes à Formação Pindamonhangaba, são incompatíveis com a litoestratigrafia proposta por RICCOMINI (1989) para esta unidade.

A proposição do termo Fácies Santo Anastácio não pode ser aceita, pois tal designação confunde-se com a Formação Santo Anastácio, pertencente ao Grupo Bauru (*v.g.* FERNANDES 1992)

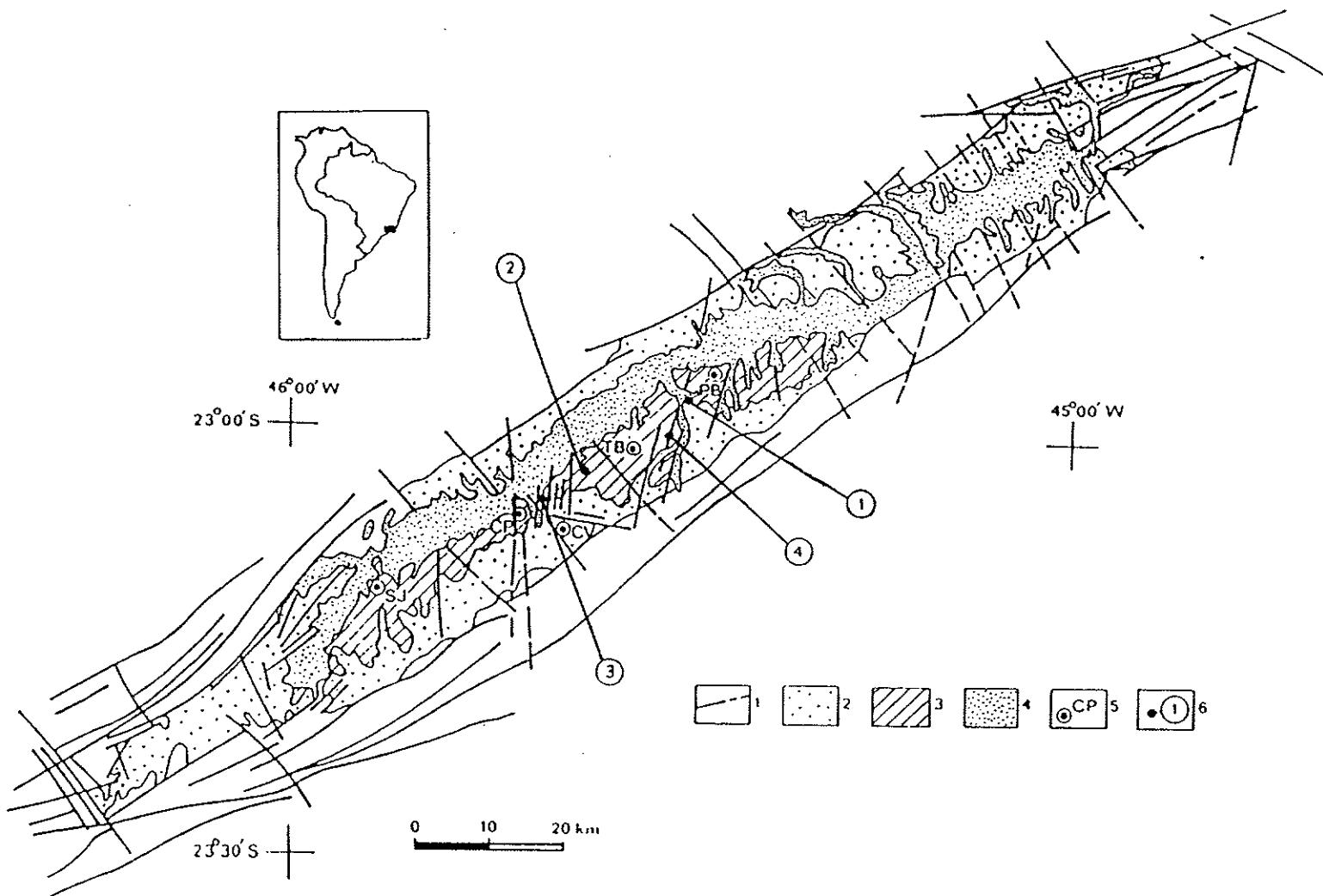
Deve-se considerar também que a divisão em seqüências deposicionais é pouco prática no campo, tendo em vista as pequenas diferenças para distinção entre elas, a carência de dados cronológicos e a descontinuidade das exposições que prejudicam sua melhor definição.

3.3 O CONHECIMENTO SOBRE A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

3.3.1 ESTRATIGRAFIA

A Formação Pindamonhangaba foi proposta informalmente por RICCOMINI (1989), que apresentou o primeiro mapeamento da unidade na escala 1:250.000 (FIGURA 4). Compreende depósitos areno-argilosos da porção central da Bacia de Taubaté originados em sistema fluvial meandrante, que encontram-se em discordância angular sobre os sedimentos do Grupo Taubaté e recobertos por colúvios quaternários.

FIGURA 4: Mapa geológico da Bacia de Taubaté. 1- Falhas de reativação cenozóica; 2- Grupo Taubaté; 3- Formação Pindamonhangaba; 4- Depósitos aluviais quaternários; 5- Principais localidades (SJ- São José dos Campos; CP- Cacapava; CV- Caçapava Velha; TB- Taubaté; PB- Pindamonhangaba) 6- Seção-tipo (1) e seções-de-referência (2, 3, 4) da Formação Pindamonhangaba (extraído de RICCOMINI et al 1991a).



A proposição formal da designação Formação Pindamonhangaba foi realizada por RICCOMINI *et al.* (1991a), sugerindo como seção-tipo o corte do quilômetro 333 da estrada de ferro Rio-São Paulo da Rede Ferroviária Federal S. A. (RFFSA, FIGURA 5), e como seções-de-referência (hipoestratótipos) os afloramentos dos quilômetros 120 e 124,5 da Rodovia Presidente Dutra e aquele situado a cerca de 2,3 quilômetros da saída 109 desta rodovia, próximo a Tabuões (leste de Taubaté).

Ainda neste trabalho, RICCOMINI *et al.* (1991a), tecendo várias considerações sobre as características sedimentares, paleoambiente, tectônica deformadora e idade, dividiram a formação em sete fácies..

- fácie a, de conglomerados, com seixos bem arredondados de quartzo e quartzito, matriz arenosa grossa e mal selecionada, localizada na porção basal e correspondendo à fase de instalação fluvial;
- fácie b, de arenitos grossos argilosos, mal selecionados, com níveis de conglomerados decimétricos e estratificação cruzada tabular decimétrica;
- fácie c, de areias médias a finas, mal selecionadas, com estratificações cruzadas acanaladas centimétricas a decimétricas;
- fácie d, de siltitos, maciços a estratificados ou laminados, com espessuras métricas;
- fácie e, de arenitos conglomeráticos com matriz argilosa, granodecrescentes ascendentes para siltitos e argilitos, com camadas de espessuras métricas dispostas em estratificações sigmoidais métricas, com *climbing ripples*;
- fácie f, de arenitos de granulometria média a grossa, com granodecrescência ascendente para siltitos e argilitos; as estruturas gradativas são rítmicas, com estratificações plano-paralelas horizontais de espessura centimétrica a decimétrica, lateralmente persistentes;
- fácie g, de lamitos arenosos, ocasionalmente com grânulos de quartzo, sem geometria peculiar.

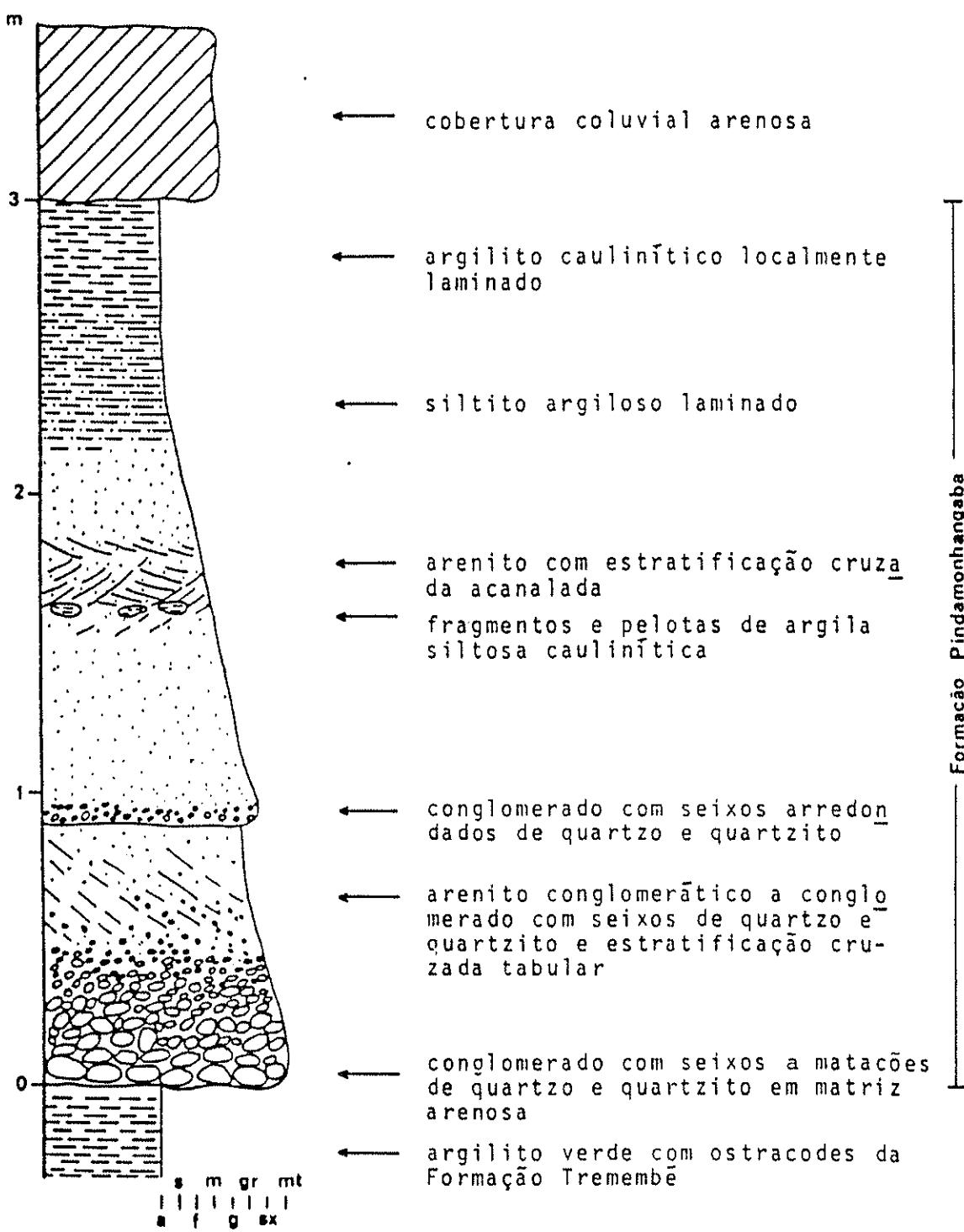


FIGURA 5: Seção-tipo da Formação Pindamonhangaba (composta). Estrada de ferro Rio-São Paulo (RFFSA), quilômetro 333 e proximidades. Coordenadas aproximadas 22° 57' 30" S e 45° 30'10" W (extraído de RICOMINI et al 1991a).

3.3.2 TECTÔNICA

Para RICCOMINI (1989) e RICCOMINI *et al.* (1991a), a Formação Pindamonhangaba teria sua instalação durante uma fase de quietude tectônica e seria afetada por tectonismo pós-deposicional, como já verificado por SUGUIO & VESPUCCI (1986), condicionado por transcorrência dextral e posterior extensão a partir do Pleistoceno.

Recentes estudos referentes à tectônica rúptil deformadora da Formação Pindamonhangaba indicaram a ocorrência de pelo menos três regimes tectônicos superpostos (MANCINI 1994, MANCINI & RICCOMINI 1994):

- fase de transcorrência dextral, com compressão máxima, σ_1 , orientada segundo NW-SE e extensão NE-SW associada a binário E-W, responsável por falhas que afetam as coberturas colúvio-aluviais;

- fase extensional E-W (WNW-ESE), geradora de um grande número de falhas normais e juntas de extensão nos depósitos da Formação Pindamonhangaba. Troncos de madeiras carbonificadas presentes em depósitos de baixos terraços cortados por falhas normais desta fase forneceram idade de 270 ± 120 anos A.P. (RICCOMINI *et al.* 1991c).

- regime tectônico compressivo, com σ_1 horizontal, orientado aproximadamente segundo E-W, pouco definido nos afloramentos da Formação Pindamonhangaba devido a reativação de antigas estruturas.

3.3.3 GEOMORFOLOGIA

A área estudada está localizada na província geomorfológica correspondente ao Planalto Atlântico (ALMEIDA 1964), envolvendo as zonas do Planalto do Paraitinga, Médio Vale do Paraíba e Serra da Mantiqueira.

Esta divisão foi seguida, com poucas modificações pelo Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT 1981) e pelo mapa elaborado por

pesquisadores desta instituição para a implantação da usina nuclear de Angra dos Reis (IPT 1982).

No Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT 1981), a área estudada compreende porções do Planalto Atlântico, relacionadas à zona do Médio Vale do Paraíba, caracterizada pelas subzonas de Morros Cristalinos e Colinas Sedimentares, e em menores proporções, às zonas da Serra da Mantiqueira (Subzona Ocidental) e Planalto do Paraitinga (Subzona Serrania de Natividade/Quebra-Cangalha).

Neste contexto geomorfológico, a Formação Pindamonhangaba destaca-se pelo conspícuo relevo tabuliforme, diferenciando sobremaneira das formas de colinas arredondadas que caracterizam os depósitos oligocênicos (FIGURAS 6 e 7). Tanto o topo como a base desta formação encontram-se nivelados em altitudes de 620 e 555 metros, respectivamente, na região entre Caçapava e Pindamonhangaba, e 660 e 560 metros na região de São José dos Campos e Jacareí. O nivelamento de topo já fora observado por AB'SÁBER & BERNARDES (1956) e RICCOMINI (1989) tendo sido estudado em detalhe por MEDEIROS & AB'SÁBER (1969) e SANTOS & AB'SÁBER (1969) em locais onde aplainava, também, sedimentos coluviais.

O nivelamento do topo da Formação Pindamonhangaba, corresponde aos níveis de terraços intermediários e de pedimentação, chamados de Superfície de Caçapava e Superfície de São José dos Campos (AB'SÁBER 1968, 1969), ou de pediplano Pd1 reconhecido por BIGARELLA *et al.* (1965) em vários locais do sul e sudeste brasileiro. Entretanto, tal superfície reflete antes a geometria planar dos depósitos argilosos de topo do que níveis de aplainamentos, como sugerido por RICCOMINI (1989) à semelhança do observado por FÚLFARO & SUGUIO (1968) para a Formação Rio Claro.

O nivelamento da base, marcado pelo contato da Formação Pindamonhangaba com sedimentos do Grupo Taubaté, parece corresponder ao pediplano Pd2 de BIGARELLA *et al.* (1965), que teria aplainado o antigo relevo gerado após a deposição dos sedimentos oligocênicos, diminuindo o gradiente e permitindo a instalação do sistema fluvial meandrante



FIGURA 6: Aspecto típico da geomorfologia tabuliforme da Formação Pindamonhangaba. (Afloramento a leste de Jacareí, JR-221).



FIGURA 7: Aspecto geomorfológico dos morros mamelonizados em sedimentos Oligocênicos (Formação Tremembé) próximos a várzea do Rio Paraíba do Sul (Vista a norte de Taubaté, Jr-116).

A forma de relevo tabular da Formação Pindamonhangaba foi descrita por MODENESI & JORDÃO (1992) como uma feição geomorfológica extensa, muito destacada da paisagem da região pela quebra abrupta no flanco norte-noroeste, onde cede lugar à planície aluvial recente, em posição topográfica inferior, nivelada a cerca de 540-545 metros de altitude, caracterizando-se por colinas semimamelonizadas, de pequena amplitude (50 a 100 metros), com topo chato e vertentes de inclinação suave (<11°) e perfil convexo-côncavo.

Localmente, no topo dos tabuleiros, ocorrem depressões fechadas, encharcadas ou não, pouco estudadas até o presente momento. FILIZOLA & BOULET (1993) relacionam a formação e evolução destas depressões à erosão química e estruturas tectônicas presentes nos sedimentos.

3.3.4 FÓSSEIS

A Formação Pindamonhangaba, ainda sob a denominação de Formação São Paulo ou Formação Caçapava, foi considerada afossilífera por vários autores (SUGUIO 1969, HASUI & PONÇANO 1978).

AB'SÁBER (1969) encontrou fragmentos de "linhitos" entre os cascalhos da associação de fácies de canal no corte do quilômetro 333 da estrada de ferro Rio-São Paulo da RFFSA, sugerindo que estes eram oriundos da Bacia do Bonfim.

VICALVI (1982) descreveu fragmentos de pequenos peixes caracídeos de água doce, dos gêneros *Brycon* e *Triportheus*, no que considerou como Formação Caçapava, em corte da Rodovia Presidente Dutra, próximo a Taubaté. Esta ocorrência pode estar inserida no contexto de planície de inundação da Formação Pindamonhangaba ou ainda no sistema lacustre de Formação Tremembé, faltando, contudo, a verificação de tal evidência.

Ocorrências fossilíferas vegetais foram reconhecidas em sedimentos da fácies de planície de inundação da Formação Pindamonhangaba (RICCOMINI 1989). Dentre estas, distribuídas principalmente entre as cidades de Taubaté e Caçapava, destaca-se aquela localizada junto do quilômetro 1,6 da SP-123, rodovia Quiririm-

Campos do Jordão, em cava de empréstimo. Amostras coletadas neste local e em ocorrência do quilômetro 124,5 da Rodovia Presidente Dutra (SP-RJ) foram estudadas por FITTIPALDI & SIMÕES (1990) e FITTIPALDI (1990), este último visando a comparação entre restos vegetais de vários depósitos cenozóicos do Estado de São Paulo. Foram reconhecidos basicamente fragmentos de caules e folhas, com formas típicas de melastomatáceas, folhas alongadas com nervação paralelinérvia, provavelmente de gramíneas ou monocotiledôneas, e folhas que se assemelham às de *Anacardium* (FITTIPALDI & SIMÕES 1990).

Recentemente, foi encontrada impressão de molusco com aproximadamente 4 cm de comprimento da valva em argilitos da fácies de planície de inundação da Formação Pindamonhangaba (K. Suguio e T. R. Fairchild, inf. verbal), estando o material a espera de estudos futuros.

CAPÍTULO 4

SEDIMENTAÇÃO EM SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE

4.1 MORFOLOGIA DE CANAIS

A primeira idéia para classificação de um rio é a de considerar-se a morfologia do canal como o quesito principal. Parece óbvio distinguir-se um canal retilíneo de um tipicamente meandrante. Contudo, nem sempre na natureza os padrões extremos de uma classificação são representados a todo momento. Os padrões intermediários sobrepujam os modelos típicos e, ao longo de um mesmo rio, a passagem de características próprias de um determinado padrão para outro pode ocorrer de maneira gradativa ao longo de seu curso, ou dois ou mais tipos de padrões podem estar superpostos com o passar do tempo geológico.

A morfologia dos canais fluviais é controlada por uma série de fatores autocíclicos e alocíclicos que apresentam relações bastante complexas (MIALL 1981, 1992, RICCOMINI & COIMBRA 1993). Como autocíclicos são considerados: a descarga (tipo e quantidade), a carga de sedimentos transportada, a largura e profundidade do canal, a velocidade de fluxo, a declividade, a rugosidade do leito, a cobertura vegetal nas margens e ilhas. Estes, por sua vez, são condicionados pelos fatores alocíclicos, como variáveis climáticas (pluviosidade, temperatura) e geológicas (litologia, falhamentos).

LEOPOLD & WOLMAN (1957) classificaram os canais fluviais em três tipos principais: entrelaçado (*braided*), meandrante (*meandering*) e retilíneo (*straight*). Com o avanço nas pesquisas e o grande número de trabalhos publicados sobre sistemas fluviais, os canais que vinha sendo designados de anastomosados (*anastomosing* ou *anastomosed*) deixaram de ser tratados como sinônimos de

entrelaçados (*braided*), gerando um quarto tipo quanto a morfologia (SMITH & PUTNAM 1980, RICCOMINI & COIMBRA 1993, FIGURA 8).

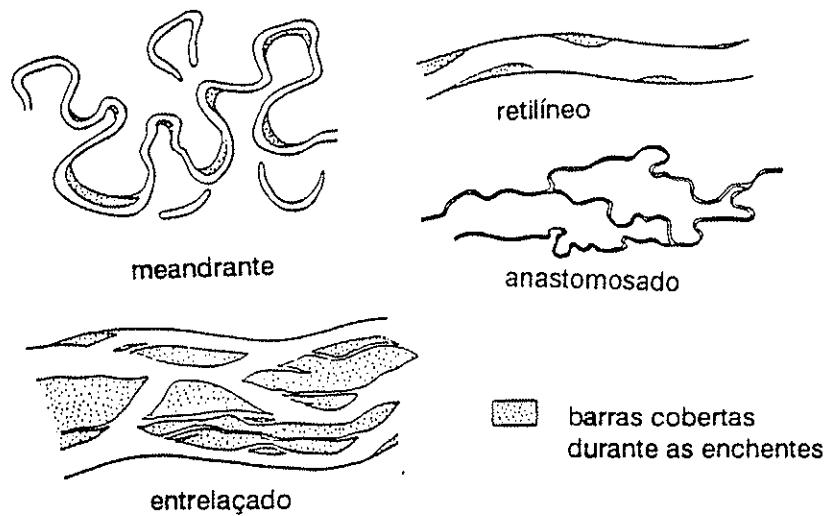


FIGURA 8: Tipos de canais fluviais (segundo MIALL 1977, extraído de RICCOMINI & COIMBRA 1993).

SCHUMM (1963) associou aos três padrões iniciais o regime de transporte da carga predominante (em suspensão, mista ou de fundo), enquanto RUST (1978) elaborou uma classificação quantitativa para a morfologia de canais considerando os parâmetros *sinuosidade* (relação entre o comprimento do talvegue e o comprimento do vale) e *grau de entrelaçamento* (relação entre o número de barras ou ilhas por comprimento de onda do canal), reconhecendo a superposição entre diferentes padrões. RUST (1978), relacionou estes parâmetros aos quatro tipos morfológicos de canais citados (TABELA 1).

GRAU DE ENTRELACAMENTO	SINUOSIDADE	
	BAIXA (< 1,5)	ALTA (> 1,5)
< 1 (canal único)	RETILÍNEO	MEANDRANTE
> 1 (canais múltiplos)	ENTRELACADO	ANASTOMOSADO

TABELA 1: Relação entre *sinuosidade* e *grau de entrelacamento* para os diferentes tipos de canais (Modificado de RUST 1978).

MIALL (1978), revisando o modelo para o sistema fluvial entrelaçado, resume algumas características úteis para a classificação dos tipos de padrões de canais fluviais (TABELA 2).

Estes parâmetros e classificações podem ser relativamente bem aplicados para sistemas atuais, onde a visualização dos fenômenos erosivos e sedimentares, bem como a distribuição tridimensional são facilmente observados. Entretanto, a definição e distinção de tipos de padrões para sistemas fluviais antigos, a partir de afloramentos geralmente alterados e não contínuos, pode ser confusa e de difícil execução, como observado por BLATT *et al.* (1991).

TABELA 2: Classificação dos tipos de canais (MILLALL 1977)

TIPO	MORFOLOGIA	SINUOSIDADE	TIPO DE CARGA	PORCENTAGEM DE CARGA DE FUNDO (DA CARGA TOTAL)	RAZÃO LARGURA/PROFUNDIDADE	COMPORTAMENTO EROSIVO	COMPORTAMENTO DEPOSICIONAL
MEANDRANTE	canais simples	> 1,3	carga de suspensão ou mista	< 11	< 40	incisão do canal, alargamento do meandro	formação de barras de pontal
ENTRELACADO	dois ou mais canais com barras e pequenas ilhas	< 1,3	carga de fundo	> 11	> 40	alargamento do canal	agradação do canal, formação de barras no meio do canal
RETILÍNEO	canal simples com barras longitudinais	< 1,5	carga de suspensão mista ou de fundo	< 11	< 40	incisão e alargamento mínimos do canal	formação de barras na lateral do canal
ANASTOMOSADO	dois ou mais canais com ilhas largas e estáveis	> 2,0	carga de suspensão	< 03	< 10	alargamento lento do canal	acresção lenta da margem

4.2 MÉTODOS DE ANÁLISE DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM SISTEMAS FLUVIAIS

Para a análise e interpretação dos depósitos sedimentares fluviais e seus processos geradores, é comum efetuar-se a comparação de perfis verticais destes depósitos com modelos de fácies, sucessões e associações de fácies, que representem a combinação condensada de feições de depósitos sedimentares recentes e antigos, e que descrevem as propriedades inerentes a um determinado sistema deposicional (v.g. WALKER 1984, 1990, 1992, MIALL 1984, 1985, ANDERTON 1985, BLATT *et al.* 1991, BRIDGE 1993).

Os modelos de fácies devem reunir informações provenientes de diferentes exemplos de um sistema deposicional específico, o qual, além de ser utilizado como ponto de referência para interpretação de novos casos estudados, deve permitir inferências a partir de um número limitado de dados obtidos nestes novos casos (v.g. WALKER 1992).

A análise de fácies é efetuada com o levantamento e descrição de seções, visando caracterizar um corpo rochoso a partir da combinação particular de litologia e estruturas físicas e biológicas que forneçam a este corpo rochoso aspecto diferente das rochas a ele adjacentes (BLATT *et al.* 1991, WALKER 1992). As várias fácies analisadas podem ser reunidas em associações ou sucessões de fácies, com o intuito de generalizar, categorizar e simplificar as observações da variabilidade litológica de um modelo ou de uma bacia (MIALL 1984).

MIALL (1974), a partir da revisão das principais litofácies, assembléias de fácies e estruturas sedimentares registradas em depósitos de canais entrelaçados modernos, propôs uma classificação baseada em código de litofácies, revista e expandida em trabalho posterior (MIALL 1978, TABELA 3).

Com a utilização destes códigos, compostos por uma letra inicial maiúscula, representando a granulação do material, seguida por uma ou duas letras minúsculas, que indicam as estruturas sedimentares presentes, pode-se interpretar cada litofácie em termos de sua origem hidrodinâmica e posição nas diferentes

fácies do sistema fluvial, como por exemplo, a planície de inundação, canais, barras de pontal (MIALL 1978, 1981).

Este método, bastante difundido e utilizado também para outros tipos de sistemas deposicionais, aplica-se tanto para registros modernos como para antigos. Entretanto, MIALL (1977) observa que a utilização na interpretação de registros antigos é dificultada pelo número e qualidade das observações e tais interpretações podem não ser conclusivas para a identificação do tipo de sistema deposicional fluvial, pois muitas fácies ocorrem em diferentes sistemas, devendo, nestes casos, ser considerada a associação e as sucessões de fácies em perfis verticais.

Para o estudo do sistema fluvial da Formação Pindamonhangaba, a limitação para utilização dos códigos de litofácies, devido ao número e qualidade dos afloramentos, foi um dos fatores que influenciou o desenvolvimento da pesquisa pois, o reconhecimento de várias das litofácies principalmente quanto as estruturas sedimentares foi dificultado pela impossibilidade de observação tridimensional de tais estruturas, descontinuidade e distância entre as exposições.

RICCOMINI & COIMBRA (1993), estudando as características dos sistemas fluviais entrelaçados e anastomosados, adaptaram a classificação litológica de COIMBRA *et al.* (1992) aos códigos de litofácies de MIALL (1977, 1978, TABELA 3).

O método de análise de fácies com seções verticais pode não ser suficiente para representar adequadamente as variações laterais e tridimensionais da composição e geometria dos depósitos sedimentares. Deste modo, MIALL (1985) sugere um método de análise complementar, no qual subdivide os depósitos fluviais em suítes locais, consistindo de um ou mais conjuntos de oito elementos arquitetônicos tridimensionais básicos (FIGURA 9), representados por:

- canais (CH);
- barras e formas de leito conglomeráticas (GB);
- formas de leito arenosas (SB);
- estruturas de acresção à jusante (DA);
- depósitos de acresção lateral (LA);
- depósitos de fluxo sedimentar gravitacional (SG);

TABELA 3: Código de litofácies (MILL 1977) adaptado com a classificação litológica de COIMBRA et al. (1992). Extraído de RICCOMINI & COIMBRA (1993).

LITOFAÇIES	CLASSIFICAÇÃO LITOLÓGICA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
<i>Gms</i>	OAAS, ortoconglomerados arenosos (areia sustentados) e PLS, paraconglomerados (lama sustentados)	maciços	depósitos de fluxo de detritos
<i>Gm</i>	O, ortoconglomerados (clasto sustentados), OACS, ortoconglomerados arenosos (clasto sustentados)	maciços ou grosseiramente estratificados (acamadamento horizontal, imbricação)	barras longitudinais, depósitos residuais de canais (<i>lag</i>), depósitos de peneiramento (estrutura gradacional inversa)
<i>Gt</i>	AC, arenitos conglomeráticos e OAAS, ortoconglomerados arenosos (areia sustentados)	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais
<i>Gp</i>	AC, arenitos conglomeráticos e OAAS, ortoconglomerados arenosos (areia sustentados)	estratificação cruzada planar	barras linguóides
<i>St</i>	A, arenitos e AC, arenitos conglomeráticos (areia média a muito grossa, podendo conter grânulos e pequenos seixos)	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (0) ou agrupadas (π)	dunas (regime de fluxo inferior)
<i>Sp</i>	A, arenitos e AC, arenitos conglomeráticos (areia média a muito grossa, podendo conter grânulos e pequenos seixos)	estratificações cruzadas planares isoladas (0) ou agrupadas (π)	barras linguóides transversais e ondas-de-areia (regime de fluxo inferior)
<i>Sr</i>	A, arenitos (areia muito fina a grossa)	marcas onduladas de todos os tipos	ondulações (regime de fluxo inferior)
<i>Sh</i>	A, arenitos (areia muito fina a muito grossa, podendo conter grânulos)	laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamado planar (regimes de fluxo superior e inferior)
<i>Sl</i>	A, arenitos (areia fina)	estratificação cruzada de baixo ângulo ($<10^\circ$)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais, antidunas
<i>Se</i>	A, arenitos com intraclastos	sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	preenchimento de sulcos
<i>Ss</i>	A, arenitos (areia fina a grossa, podendo incluir grânulos)	sulcos amplos e rasos, incluindo estratificações cruzadas tipo γ	preenchimento de sulcos
<i>Sse, She, Spe</i>	A, arenitos	análogos a <i>Ss</i> , <i>Sh</i> e <i>Sp</i>	depósito eólicos
<i>Fl</i>	AP, arenitos pelíticos, PA, pelitos arenosos e P, pelitos	laminação fina, ondulações de amplitude muito pequena	depósitos de transbordamento ou de decantação de enchentes
<i>Fsc</i>	P, pelitos	laminada a maciça	depósitos de áreas pantanosas ou planícies de inundação
<i>Fcf</i>	P, pelitos, localmente com moluscos de água doce	maciça	depósitos de pântanos alagadiços
<i>Fm</i>	P, pelitos	maciça com gretas de contração (ressecação)	depósitos de transbordamento
<i>Fr</i>	P, pelitos	marca de raízes	camadas pelíticas subjacentes a camadas de carvão (<i>underclay</i>)
<i>C</i>	carvão, pelitos carbonosos	restos vegetais, filmes de lama	depósitos de pântano
<i>P</i>	carbonatos (calcreltes)	feições pedogenéticas	solos

- lençóis laminados de areia (LS) e
- depósitos de recobrimento de materiais finos (OF).

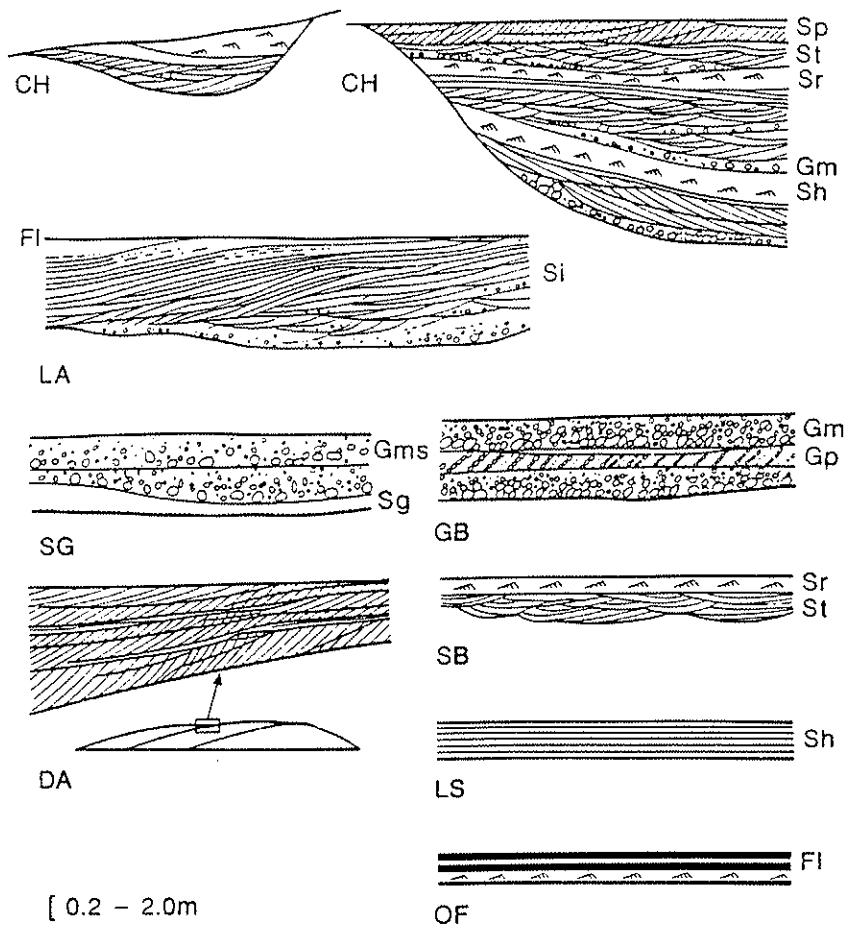


FIGURA 9: Elementos arquitetônicos em depósitos fluviais. CH- canais; LA- acresção lateral; SG- fluxo gravitacional; DA- acresção à jusante; GB- formas de leito e barras cascalhentas; SB- formas de leito arenosas; LS- arenitos laminados; OF- cobertura de finos (extraido de MIALL 1992).

Em alguns casos, o conceito de elemento arquitetônico seria semelhante à definição de associação de fácies, ou seja, a grupos de fácies geneticamente relacionados com significado ambiental (WALKER 1992),

O reconhecimento dos elementos arquitetônicos também não logrou sucesso no estudo dos depósitos da Formação Pindamonhangaba. Os poucos afloramentos com extensão que permitissem a utilização de tal análise, não apresentavam variações, impossibilitando a observação tridimensional das feições sedimentares.

Segundo MIALL (1992) os depósitos fluviais representam um importante componente do registro estratigráfico, ocorrendo em várias situações geotectônicas e atuando como indicadores dos controles tectônicos e da variação do nível do mar. Estes depósitos podem ser analisados em duas escalas básicas:

- escala de detalhe, onde porções do depósito são estudadas individualmente, correspondente à análise de fácies;
- escala geral, onde são estudadas assembléias de fácies agrupadas em elementos arquitetônicos, caracterizados por diferentes formas e geometrias internas que representam algumas feições do sistema fluvial, separados por superfícies limites de diferentes ordens e hierarquias.

BRIDGE (1993) faz severas críticas às propostas de classificação de elementos arquitetônicos separados por superfícies limites (MIAL 1985, 1992), considerando que vários destes elementos representariam simples litofácies e que sua aplicação em campo seria pouco prática, principalmente devido à dificuldade de observação tridimensional das estruturas e geometrias dos corpos sedimentares antigos.

As críticas de BRIDGE (1993) são coerentes para a análise de depósitos antigos. Entretanto, o código de litofácies de MIALL (1978) é uma ferramenta muito prática para descrição e interpretação das litofácies que compõem um sistema fluvial antigo ou recente, sendo que, a utilização das superfícies limites deve ser restrita a depósitos recentes onde as seções permitam a observação tridimensional das grandes estruturas sedimentares (macroformas), suas variações laterais e relações com os corpos adjacentes.

4.3 SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE (*MEANDERING*)

4.3.1 GENERALIDADES

O sistema fluvial meandrante (FIGURA 10) vem sendo intensamente estudado devido aos processos de migração lateral do canal e aos aspectos econômicos de seus depósitos sedimentares. Caracteriza-se por canais simples com alta sinuosidade, carga predominantemente em suspensão, razão largura/profundidade do canal menor do que 40 (MIALL 1977, TABELA 2).

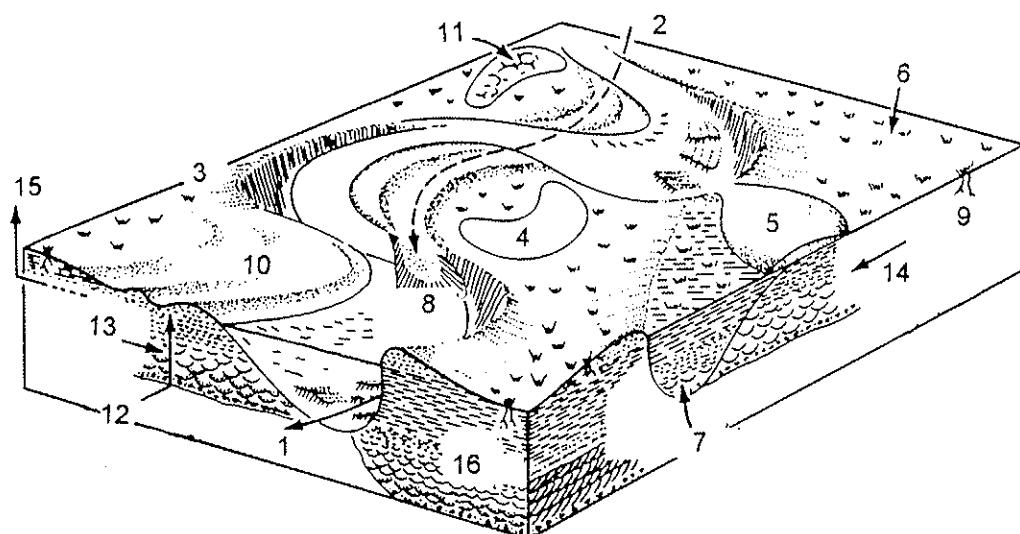


FIGURA 10: Bloco diagrama mostrando os elementos morfológicos de um sistema fluvial meandrante. 1- talvegue; 2- fluxo de talvegue; 3- dique marginal; 4- meandro abandonado; 5- depósitos de rompimento de dique marginal; 6- bacia de inundação; 7- atalho em corredeira; 8- barra de atalho; 9- raízes de plantas; 10- estruturas de migração de barras de pontal (*scroll bars*); 11- zona de dissecação com gretas; 12- seqüência granodecrescente; 13- acresção lateral ativa; 14 sistema de acresção lateral abandonado; 15- acresção vertical; 16- preenchimento da canal antigo (segundo WALKER & CANT 1984).

A migração lateral dos canais desse sistema ocorre pela erosão e sedimentação dos meandros, devido ao fluxo tridimensional helicoidal gerado no canal e ao gradiente topográfico extremamente baixo. Desta maneira, há erosão nos leitos côncavos e deposição nos leitos convexos subsequentes, com geração de barras de pontal.

4.3.2 ELEMENTOS DEPOSIONAIS

Analizando o modelo de fácies para o sistema fluvial meandrante (FIGURA 10), pode ser observada uma associação característica de fácies que apresenta relações internas complexas durante a evolução do canal. A presença de barras de pontal com superfícies de acresção lateral (como estratificações cruzadas *epsilon*), planícies de inundação bem desenvolvidas e decrescência ascendente da granulometria e do porte das estruturas sedimentares são consideradas características típicas dos depósitos sedimentares gerados em sistema fluvial meandrante. Para melhor entendimento das características do sistema fluvial meandrante, serão abordados, a seguir, os principais tipos de depósitos ou fácies, presentes neste sistema.

4.3.2.1 Depósitos residuais de canal (*channel lag*)

Os depósitos de canais são caracterizados por possuirem os sedimentos mais grossos de um sistema fluvial meandrante, situados na parte mais profunda do leito. Litologicamente, predominam conglomerados e areias com granulometria variando de grossa a média, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Localmente podem ocorrer corpos de lamitos, representando queda de blocos erodidos das margens devido à migração do canal (COLLINSON 1986).

4.3.2.2 Barras de pontal (*point bar*)

Os depósitos de barras de pontal são os mais interessantes e representam o maior volume de sedimentos acumulados em um intervalo de tempo no sistema fluvial meandrante (PLINT 1983). Formam-se pela erosão dos sedimentos das margens côncavas, os quais são depositados nas margens convexas dos meandros seguintes pelo processo de acresção lateral.

O fenômeno da acresção lateral, responsável pela natureza das estruturas sedimentares e pela migração do canal e das barras de pontal, depende de vários fatores, principalmente da sinuosidade do canal, tipo e quantidade de carga transportada. Na acresção lateral os planos de tempo não são limites horizontais entre as feições deposicionais, mas antes mergulham paralelamente à migração lateral do eixo do meandro, formando estruturas sigmoidais para dentro do canal. Estes planos são chamados de *estratificações cruzadas epsilon* (PLINT 1983, NANSON & PAGE 1983, WALKER & CANT 1984, PROTHERO 1990).

Desta maneira, os depósitos de barras de pontal tornam-se um exemplo clássico de transgressão no tempo com continuidade lateral, pois unidades rochosas similares e laterais não foram depositadas ao mesmo tempo (PROTHERO 1990).

4.3.2.3 Depósitos de atalho (*cutoffs*) e depósitos de preenchimento de canais abandonados (*channel-fill deposits*)

Um meandro pode ser abandonado gradualmente por "atalho em corredeira" (*chute cutoff*), quando o canal passa a ocupar antigos locais de sedimentação e o fluxo diminui paulatinamente, por "atalho em colo" (*neck cutoff*), quando ocorre abertura de um novo canal entre dois meandros ou ainda por avulsão de vários meandros concomitantemente. Após o abandono, forma-se um meandro abandonado (*oxbow lake*), com depósitos predominantemente arenosos para o primeiro processo e argilosos para o segundo.

Os canais de atalhos cortando as barras de pontal, principalmente os atalho em corredeira (*chute cutoff*), podem ser reconhecidos pela sua pequena escala, presença de cascalhos e estratificações cruzadas acanaladas quebrando a seqüência granodecrescente ascendente da barra de pontal ou mesmo da planície de inundação (PROTHERO, 1990).

Pode ocorrer ainda o abandono de um segmento do canal através da captura por outro canal ou por avulsão, geralmente relacionados à atividade tectônica. Nestes casos, com a diminuição repentina do afluxo de sedimentos de carga de fundo, o canal é vagarosamente preenchido por material em suspensão da planície de inundação, formando corpos de argilas restritos e alongados sobre depósitos conglomeráticos e arenosos típicos de canal (SMITH 1987).

4.3.2.4 Diques marginais (*natural levees*)

Depósitos representados por corpos elevados, alongados em faixas sinuosas junto às bordas do canal, denominados de diques marginais, formam-se em períodos de inundação, pois, quando ocorre a invasão da planície de inundação, devido ao extravasamento das águas do canal, a velocidade de transporte destas águas diminui bruscamente, depositando areias finas próximo às margens e gerando uma estrutura com seção triangular.

Estes depósitos caracterizam-se pela presença de camadas de areias médias a finas, com estratificações onduladas de pequeno porte (centimétricas), associadas a argilas laminadas. Por ser uma feição elevada na planície de inundação, freqüentemente é coberta por vegetação, podendo preservar marcas de raízes, paleosolos, gretas de ressecção, fragmentos orgânicos (REINECK & SINGH 1980).

4.3.2.5 Depósitos de rompimento de diques marginais (*crevasse splay*)

Durante enchentes de grande porte, a energia do fluxo do rio pode romper o dique marginal, formando canais efêmeros e pouco definidos que espalham-se por sobre os depósitos de planície de inundação, geralmente com extensão poucos metros, podendo, em casos excepcionais, atingir algumas centenas de metros (REINECK & SINGH 1980).

Litologicamente, tais depósitos são compostos de areias e argilas que podem misturar-se com os depósitos do dique marginal e da planície de inundação, formando, muitas vezes, brechas intraformacionais com clastos de argilas da própria planície de inundação. Ocorrem estruturas sedimentares como estratificação cruzada de pequena escala, *climbing-ripples*, laminação plano-paralela, estruturas de corte-e-preenchimento na base. Pode ser encontrado material fóssil retrabalhado de outros depósitos e, comumente, são recobertos por camadas de argila oriundas da instalação de nova planície de inundação.

4.3.2.6 Depósitos de planície de inundação (*flood plain deposits*)

A planície de inundação é a área relativamente plana adjacente a um rio, coberta por água nas épocas de enchente, sendo o termo bacia de inundação (*flood basin*) é reservado às partes mais baixas desta planície de inundação constantemente inundada. Possui forma alongada, acompanhando o canal fluvial, com sedimentação clástica, predominando os processos de suspensão, o que gera uma cobertura de poucos centímetros de silte e argila uniformemente laminados (BLATT *et al.* 1991). Raramente ocorrem camadas convolutas de pequeno porte, geradas pela carga sobreposta à planície de inundação por ocasião do rompimento de diques marginais.

A planície de inundação apresenta-se intensamente vegetada, podendo formar significativos depósitos de *humus* e horizontes de solos, além de outras feições como bioturbações, marcas de raízes, gretas de ressecamento e depósitos de

turfa e carvão. Nódulos de carbonatos, concreções de ferro e sais alcalinos podem ocorrer sob clima árido (PROTHERO 1990).

4.3.3 MODELOS DE FÁCIES

O modelo de fácies básico, ou padrão, para o sistema fluvial meandrante (FIGURA 10) é um dos mais elaborados dentre os sistemas fluviais, contando com suporte de inúmeros estudos, baseados não só em observações de sistemas atuais mas também em comparações destas observações com o registro estratigráfico em depósitos antigos. O modelo padrão representa a reunião das características presentes em vários casos estudados, posteriormente "destiladas", fornecendo as feições comuns do modelo, como proposto por WALKER (1984, 1992).

Desta maneira, uma determinada seqüência de canal meandrante, antiga ou recente, apresenta variações em relação ao modelo ideal, mas a grande maioria das feições intrínsecas ao modelo padrão podem ser reconhecidas.

GALLOWAY & HOBDAY (1983) e GALLOWAY (1985) argumentam que, para seqüências de preenchimento de canais meandrantes, dois modelos têm sido sintetizados por um considerável número de autores: o modelo meandrante de granulometria fina e o meandrante de granulometria grossa modificado por atalho (FIGURA 11).

O modelo meandrante de granulometria fina é o mais conhecido, caracterizando-se por um sistema de canais com alta sinuosidade, facilmente reconhecido por sua arquitetura interna bastante ordenada (FIGURA 11a), com seqüência sedimentar marcada por faixas arenosas, lenticulares, com mergulhos para o centro do canal, limite superior geralmente gradativo com amalgamação dos corpos arenosos passando para depósitos argilosos.

O modelo meandrante de granulometria grossa, por sua vez, caracteriza-se pelas significativas diferenças produzidas na seqüência sedimentar pelo abandono do canal, com desenvolvimento de atalho, e seqüência vertical

apresentando granulometria com pequeno afinamento para o topo, ao contrário do modelo anterior (FIGURA 11b).

Seguindo as propostas de análise e interpretação dos elementos arquitetônicos e de hierarquias de superfícies limites, MIALL (1985) elaborou doze modelos de sistemas fluviais, sendo três deles típicos do meandrante (FIGURA 12):

a) Modelo meandrante de granulometria grossa (modelo 5 de MIALL 1985), que é caracterizado pela ocorrência de complexas barras de pontal com numerosas formas de leito, tais como dunas e ondas de areia. Ciclos granodecrescentes ascendentes podem ou não se desenvolver, dependendo da sinuosidade e tipo de fluxo no meandro, sendo comuns na planície de inundação as marcas de meandros abandonados (FIGURA 12a).

b) Modelo meandrante arenoso (carga mista) (modelo 6 de MIALL 1985) onde as barras de pontal apresentam geometria simples, com poucas e pequenas formas de leito nas superfícies de acresção. Marcas de meandros e canais abandonados, depósitos de rompimento de diques marginais e granodecrescência ascendente são feições comuns (FIGURA 12b).

c) Modelo meandrante de granulometria fina (modelo 7 de MIALL 1985) o qual apresenta alta sinuosidade e predomínio de transporte de carga em suspensão. Na base das barras de pontal ocorrem conglomerados residuais de canais e arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, passando bruscamente para depósitos pelíticos (FIGURA 12c).

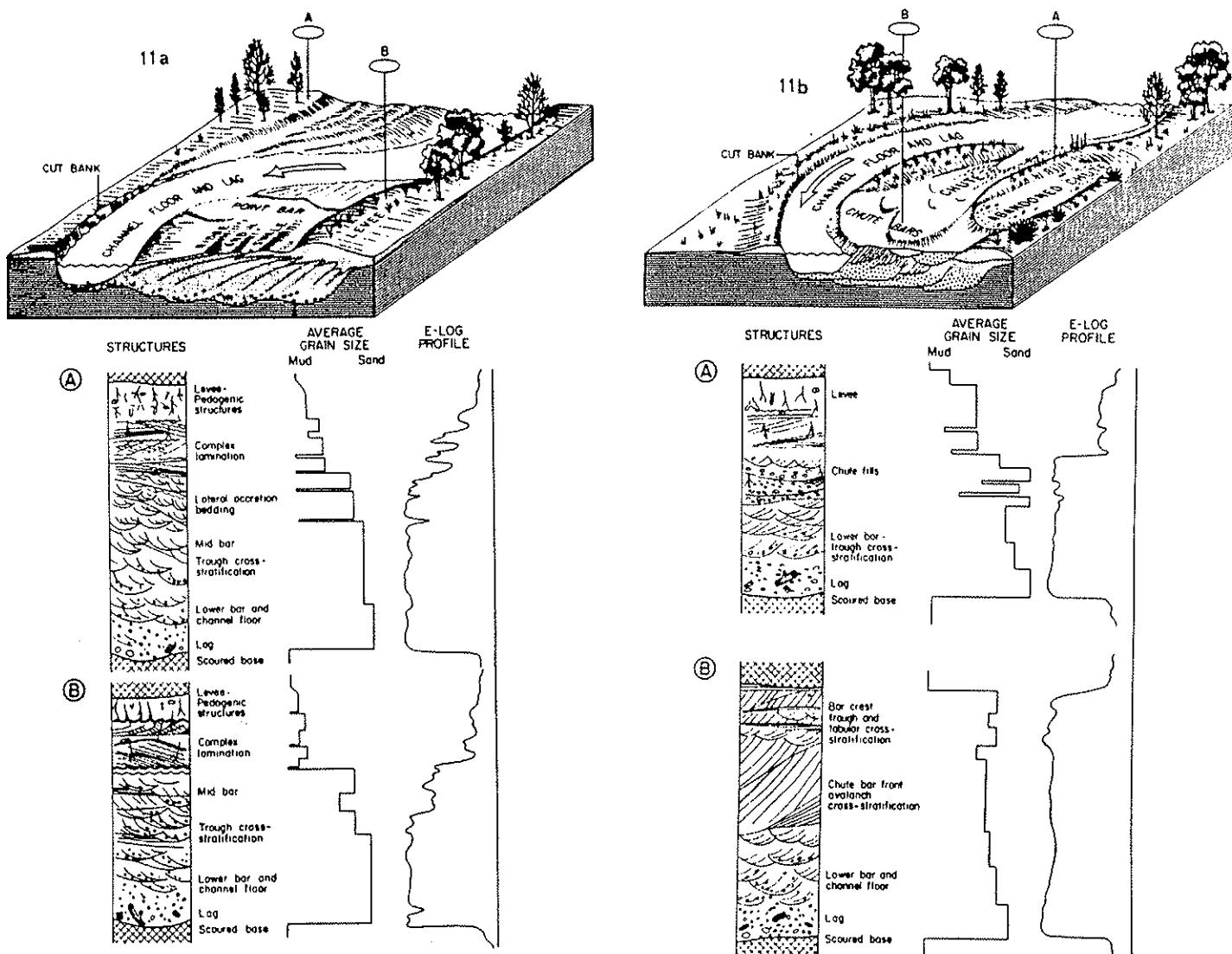


FIGURA 11: (11a)- Modelo deposicional generalizado, seqüências verticais e perfis elétricos (S.P.) para sistema meandrante de granulometria fina em canal de alta sinuosidade. A- seqüência completa com granodecrescência ascendente na barra de pontal ; B- seqüência vertical localizada na parte distal da barra de pontal. (5b)- Modelo deposicional generalizado, seqüências verticais e perfis elétricos (S.P.) para um sistema meandrante de granulometria grossa modificado por atalho. A- seqüência de barra de pontal capeada por depósitos de atalho de canal; B- seqüência de canal e barra de pontal capeados por barras de atalho (segundo GALLOWAY & HOBDAY 1983).

aumento de depósitos de barras de canais (dunas, ondas de areia, depósitos de crevasses)

aumento da razão carga de fundo/carga em suspensão

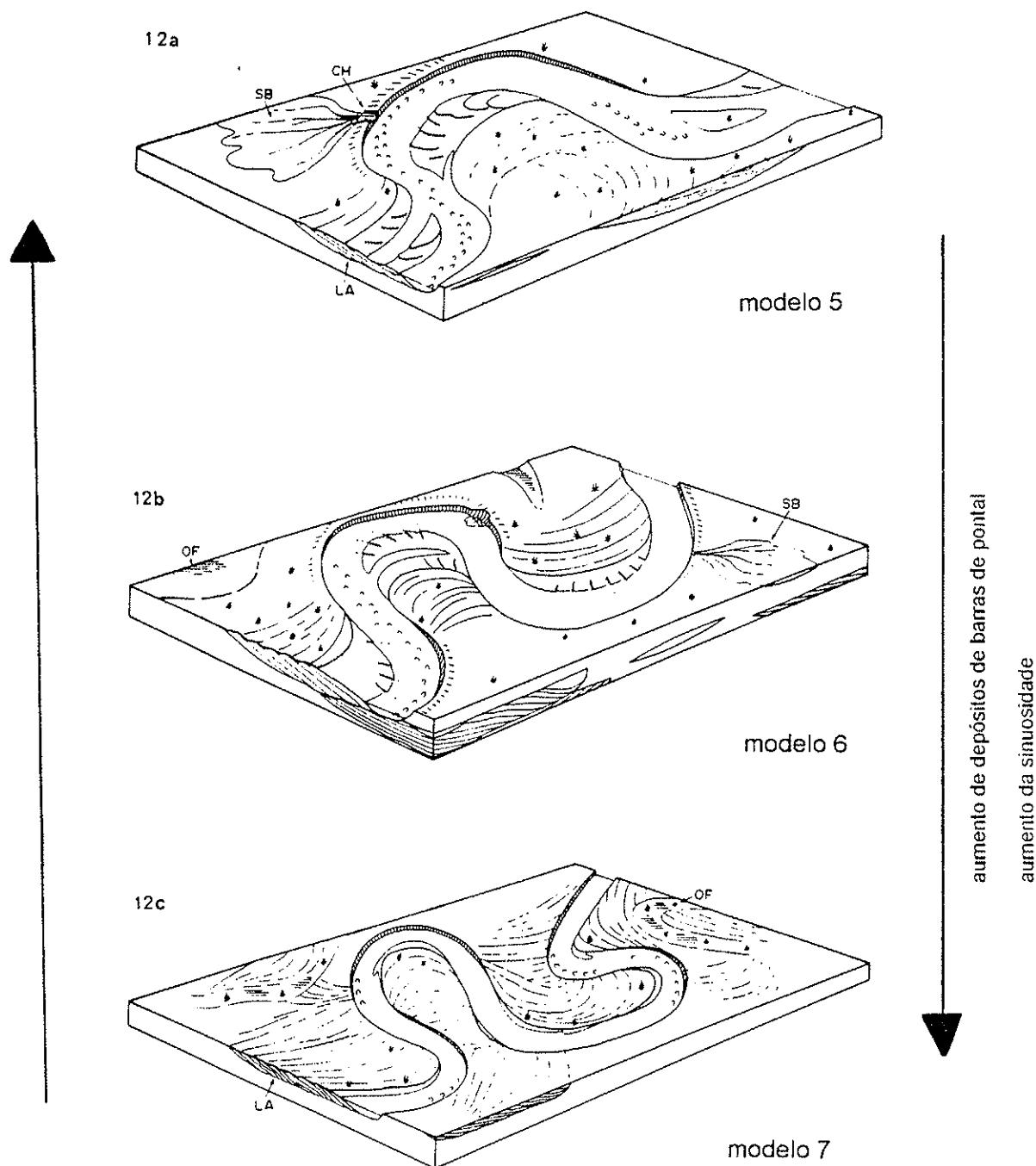


FIGURA 12: Modelos de rios meandrantes: 12a- de granulometria grossa; 12b- arenoso de carga mista; 12c- de granulometria fina (segundo MIALL 1985).

MIALL (1987), em síntese sobre a evolução dos estudos de modelos de fácies fluviais, retoma sua proposta anterior (MIALL 1985), sugerindo o abandono de modelos padrões gerais para sistemas fluviais. O modelo de sistema fluvial meandrante seria apenas utilizado didaticamente. Para um determinado sistema, recente ou antigo, haveria um modelo de fácies específico, que pudesse ser utilizado como um sumário para explicação da seqüência de variabilidade dos processos fluviais registrados nos depósitos sedimentares e únicos para o sistema em questão. Entretanto, com estudos detalhados, seria possível reconhecer os oito elementos arquitetônicos básicos, comuns a todos os sistemas fluviais.

CAPÍTULO 5

A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

Os dados obtidos das descrições de afloramentos pertencentes à Formação Pindamonhangaba, com a análise das litologias e estruturas sedimentares e tectônicas presentes, bem como a interpretação fotogeológica e de imagens de satélite, forneceram subsídios para o estudo estratigráfico e tectônico e a elaboração do mapa geológico, na escala 1:100.000, da referida formação (ANEXOS A e B).

5.1 FÁCIES

A confecção de seções colunares com a análise das litologias, estruturas sedimentares e relações de contatos, permitiram o reconhecimento de sete litofácies presentes nos sedimentos da Formação Pindamonhangaba:

Fácies C - As litologias características da fácie C são ortoconglomerados areia sustentados, maciços ou localmente com estratificações cruzadas acanaladas da médio porte (1 m), e com seixos imbricados, predominando os de quartzo e quartzito sobre os de gnaisses, lamitos e argilitos. Texturalmente são mal selecionados, com seixos de formas discóides, esféricas e alongadas, arredondados a subarredondados. Concentram-se na base dos depósitos da Formação Pindamonhangaba, sobrepostos aos sedimentos do Grupo Taubaté, podendo, raramente, ocorrer formas de paleocanais de grande porte (2 m em seção). Correspondem as litofácies *Gms* e *Gm* de MIALL (1978) e a fácie *a* de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies Ac - A fácie Ac é composta por arenitos conglomeráticos e arenitos grossos a médios, com níveis decimétricos de conglomerados e seixos de quartzo e quartzito arredondados a bem arredondados. Localmente ocorrem arenitos grossos bem selecionados, ricos em minerais pesados como turmalina e zircão, ou com a presença de seixos a calhaus de argilitos. Os arenitos grossos apresentam granodecrescência ascendente para arenitos médios. As estruturas sedimentares características dessa fácie são estratificações cruzadas tabulares decimétricas a métricas (1,5 m), e acanaladas centimétricas a decimétricas (30 cm), que, para o topo, gradam para estratificações plano-paralelas. Ocorrem porções ferruginosas, localmente com o desenvolvimento de crostas limoníticas. Corresponde às litofácies *Gt*, *St* e *Sp* de MIALL (1978) e às fácies b e c de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies Am - Na fácie Am predominam arenitos médios a grossos de matriz argilosa, com raros grânulos e seixos de quartzo e lamitos dispersos pelos planos de estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo e médio porte (1 a 2 m). Em direção ao topo gradam para arenitos finos com estratificações e laminationes plano-paralelas. Os afloramentos representantes desta fácie encontram-se bastante alterados, dificultando a observação das estruturas sedimentares, pouco preservadas. Representam as litofácies *Sf* e *Sh* MIALL (1978) e a fácie b de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies Af - Fácies de arenitos finos a médios intercalados com camadas centimétricas de siltitos e argilitos, correspondendo a litofácie *Fl* de MIALL (1978). Nos arenitos médios predominam estratificações plano-paralelas com raras cruzadas tabulares centimétricas, gradando ascendentemente para arenitos finos com laminationes plano-paralelas rítmicas e intercalações de lâminas milimétricas de siltitos. As lâminas milimétricas de siltitos e argilitos aumentam de espessura rumo ao topo desta fácie, alcançando porte centimétrico e formando estratificações plano-paralelas com ocorrência de bioturbações. Correlaciona-se às fácies c e d de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies Al - Os sedimentos que compõem a fácie Al apresentam distribuição restrita, sendo compostos por arenitos conglomeráticos ricos em matriz argilosa com intraclastos de arenitos, siltitos e argilitos. Constituem camadas decimétricas a métricas (10 cm a 1,5 m) com geometria de estratificações sigmoidais, geralmente sobrepostas a camadas plano-paralelas de argilitos e siltitos. Apresentam granodecrescência ascendente para siltitos a argilitos com intercalações de arenitos finos, que, lateralmente, na porção distal das formas sigmoidais, passam a apresentar laminações plano-paralelas e *climbing ripples*. Enquadram-se nas litofácies *S1* e *Ss* do código de litofácies de MIAILL (1978) e na fácie *e* de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies La - A fácie La caracteriza-se pela presença de lamitos arenosos com grânulos e seixos de quartzo, quartzito e argilitos, em corpos maciços, de pequena extensão, com formas pouco definidas e contatos abruptos. Localmente ocorre junto a arenitos feldspáticos com seixos a calhaus de argilitos, misturados a arenitos grossos e médios em camadas decimétricas (10 a 15 cm), com extensão lateral restrita. Corresponde à fácie *g* descritas por RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies F - A fácie F é representada pela predominância de argilitos e siltitos estratificados a laminados, rítmicos, gradando ascendente para camadas mais espessas de argilitos maciços. Na base desta fácie intercalam-se camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos a muito finos, ocasionalmente feldspáticos, com laminação plano-paralela e *climbing ripples*. Os argilitos e siltitos apresentam grande persistência lateral, ocorrendo níveis centimétricos ricos em restos vegetais fósseis e, mais raramente, níveis bioturbados e estruturas convolutas de pequeno porte; nestes sedimentos foram encontrados os moluscos fósseis anteriormente referidos. Corresponde às litofácies *Fsc*, *Fcf* e *Fr* de MIAILL (1978) e a fácie *f* de RICCOMINI *et al.* (1991a);

Fácies Fc - Nesta fácie ocorrem camadas decimétricas e individualizadas de siltitos laminados que gradam para camadas de argilitos maciços ricos em

matéria orgânica. Formam corpos restritos, vertical e lateralmente, completando geralmente a seqüência granodecrescente iniciada pelos conglomerados de base da fácies C, os quais, em direção ao topo, gradam para arenitos das fácies Ac e Am, estes, por sua vez capeados pelos argilitos e siltitos da fácies em questão.

5.2 PROPOSTA DE SUBDIVISÃO DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

O mapeamento geológico na escala 1:100.000 das litofácies acima descritas permitiu a verificação da presença de dois conjuntos distintos de sedimentos na Formação Pindamonhangaba. O primeiro corresponde a uma associação de fácies de canal com predomínio de conglomerados e arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. O segundo conjunto é representado pela associação de fácies de planície de inundação, caracterizada pelos argilitos e siltitos com estratificações plano-horizontais, de grande persistência lateral.

Considerando-se a fácil distinção e a possibilidade de mapeamento destes dois conjuntos litofaciológicos, sugere-se informalmente a divisão da Formação Pindamonhangaba em dois membros: Membro Rio Pararangaba e Membro Presidente Dutra (FIGURA 13 e ANEXO C).

5.2.1 MEMBRO RIO PARARANGABA

O Membro Rio Pararangaba, em termos litológicos, é constituído por conglomerados, nos quais predominam seixos de quartzo e quartzito em detrimento dos de gnaisse, granitos e lamitos, imersos em matriz composta por areias médias a grossas. Níveis de arenitos grossos com grânulos de quartzo e a presença de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno (10 cm) a médio (1,0 m) porte, representariam as formas de leito de canais como dunas subaquosas sinuosas (FIGURA 14).

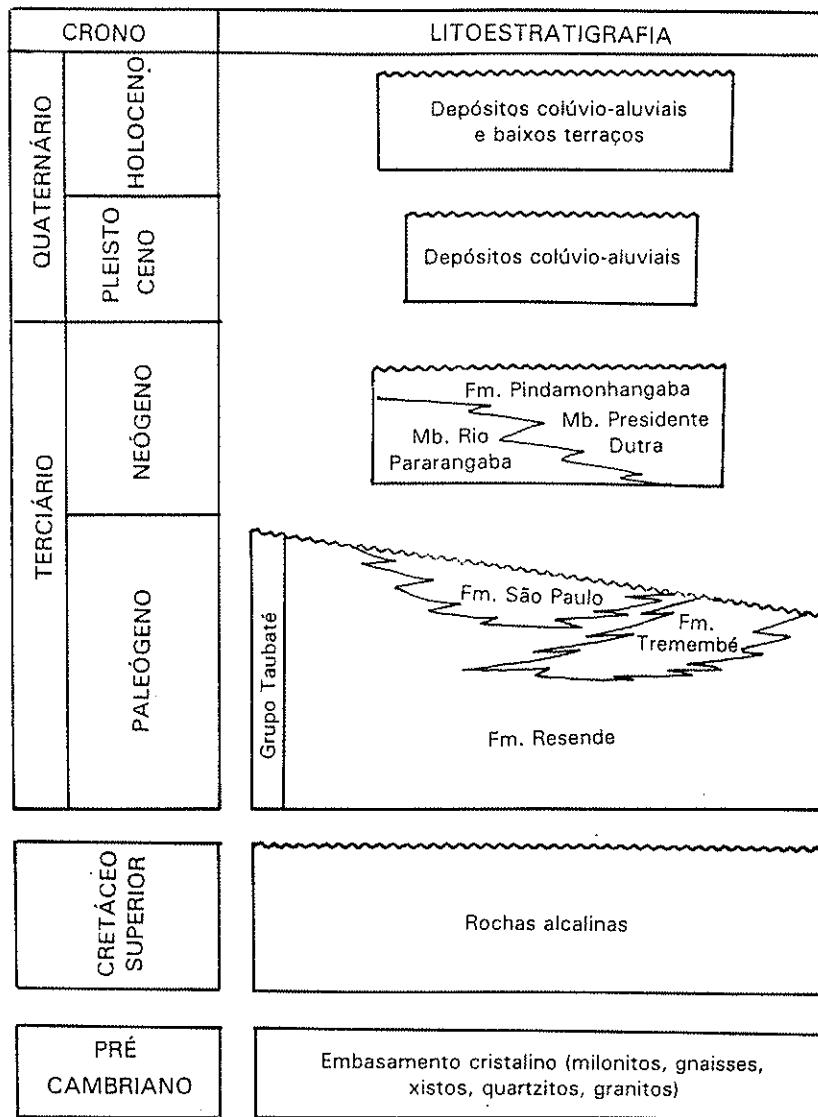


FIGURA 13: Coluna litoestratigráfica para a Bacia de Taubaté com a proposta de divisão para a Formação Pindamonhangaba (modificada de RICCOMINI 1989).

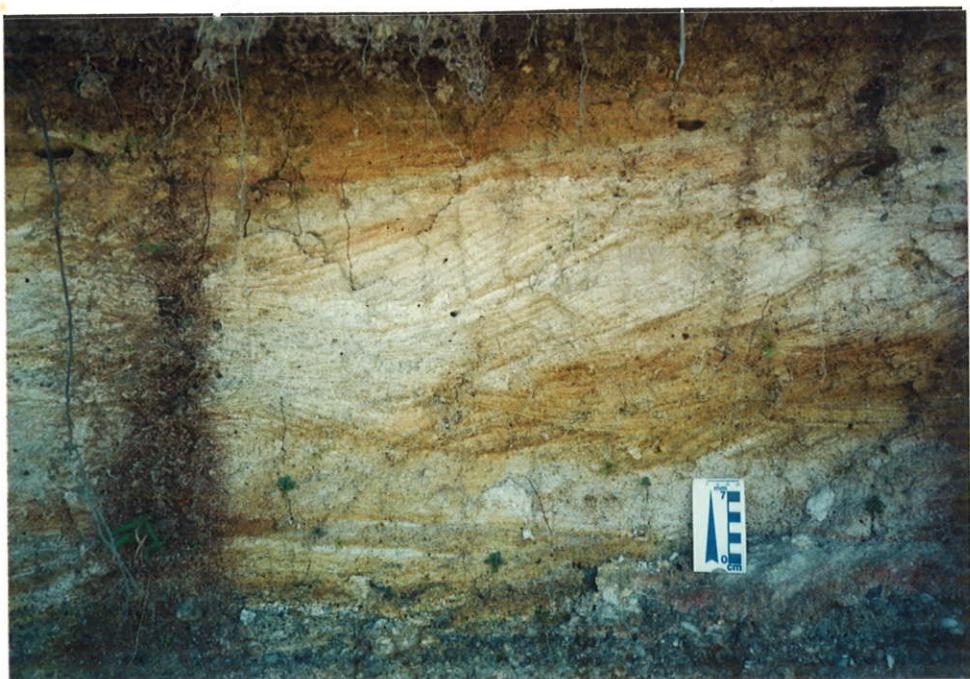


FIGURA 14: Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares em arenitos e conglomerados da Formação Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba). Afloramento na SP-123, aproximadamente 1,5 km da Rodovia Presidente Dutra (JR-003).

Para o topo, os conglomerados gradam para depósitos relacionados a fácies de barras de pontal, caracterizados por corpos espessos de arenitos (até 4 metros de espessura), de granulometria fina a média, intercalados a siltitos e ricos em matriz argilosa, o que confere certa plasticidade e forte poder de liga a estes sedimentos.

As estruturas sedimentares são pouco preservadas devido ao alto grau de intemperismo dos afloramentos descritos, mas níveis dispersos de conglomerados e de areias grossas, com grânulos e seixos de quartzo e argilas, angulosos a sub-

angulosos, quartzitos, feldspatos e rochas do embasamento, estes subarredondados a arredondados, sugerem resquícios de estratificação. Em pontos isolados e restritos foi possível a melhor caracterização destas estruturas, reconhecendo-se a presença de estratificações cruzadas tabulares e estratificações do tipo *epsilon* (superfícies de acresção lateral).

Secundariamente ocorrem, paleocanais de pequeno porte (1 a 2 metros de largura em seção transversal), com conglomerados ricos em seixos de quartzo e quartzito e, em menor proporção, seixos de lamitos argilosos, provavelmente relacionados a antigos afluentes de um canal principal, ou representando depósitos de atalho de canais (*cutoff*), gerados em eventos de inundações.

Canais abandonados, preenchidos no topo por argilas e siltitos (*oxbow lakes*), podem apresentar localmente camadas argilosas, ricas em matéria orgânica e arenitos com bolas de argilas (FIGURA 15). Embora no geral as macroformas de canais não estejam bem preservadas, é possível localmente reconhecer algumas destas feições, com presença de seixos imbricados.



FIGURA 15: Conglomerados e arenitos conglomeráticas com bolas de argila da Formação Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba). Afloramento próximo ao Cemitério do Distrito de Eugênio de Melo (JR-167).

O Membro Rio Pararangaba aflora principalmente ao longo da atual várzea do Rio Paraíba do Sul, na região de Jacareí, São José dos Campos e Pindamonhangaba. Sugere-se como seção-tipo a exposição próxima a margem esquerda do rio homônimo, na estrada de acesso à fábrica da General Motors do Brasil no Município de São José dos Campos, e como seções-de-referência os afloramentos localizados na antiga estrada Rio-São Paulo, aproximadamente a 6 km de São José dos Campos em direção a Jacareí, próximo ao Jardim Morumbi , o corte da antiga cava para exploração de areia em Taubaté no Bairro Independência e o afloramento no km 1,5 da SP-123, próximo a Quiririm (FIGURAS 16 e 17).

A espessura média em afloramento do Membro Rio Pararangaba não ultrapassa 4 m. Entretanto, considerando-se a base dos afloramentos localizados junto a várzea do Rio Paraíba e a porção média das colinas tabulares, onde ocorre a topo deste membro, pode-se considerar sua espessura total de aproximadamente 30 m.

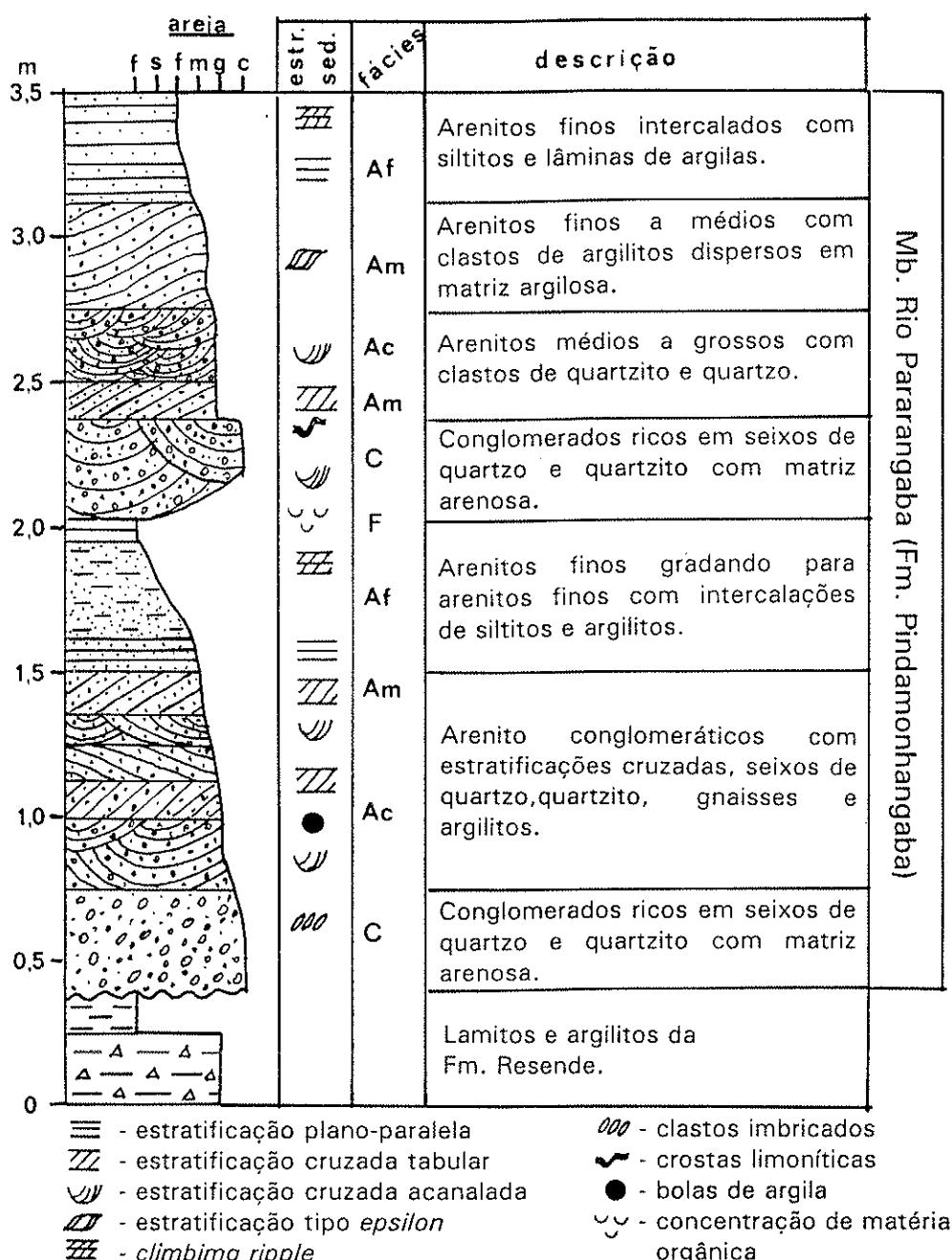


FIGURA 16: Seção-tipo (composta) do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba). Afloramento na estrada de acesso a fábrica da General Motors do Brasil e Eugênio de Melo, aproximadamente a 500 m do cruzamento do Rio Pararangaba (margem esquerda) com a Rodovia Presidente Dutra (JR202) e imediações.

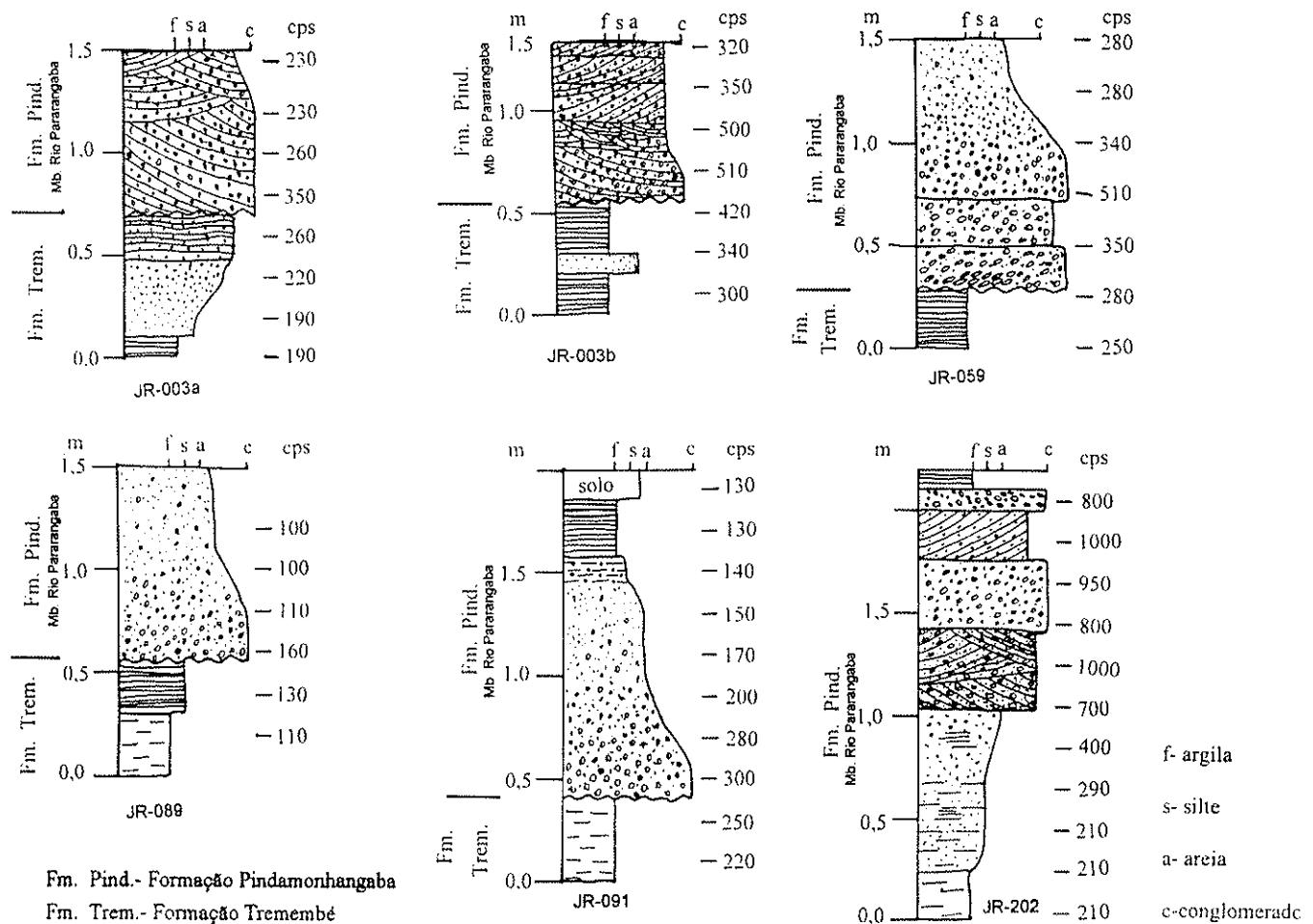


FIGURA 17: Seções colunares simplificadas do Membro Rio Pararangaba (Formação Pindamonhangaba), com levantamentos cintilométricos (valores em cps- ciclos por segundo).

5.2.2 MEMBRO PRESIDENTE DUTRA

O Membro Presidente Dutra é composto por argilitos e siltitos bem laminados, de cores variegadas, associados a corpos mais espessos (10 a 15 cm) de arenitos finos, reflexo de épocas de enchentes e, subordinadamente, a lamitos com intraclastos relacionados a rompimento de diques marginais (FIGURA 18). Os argilitos apresentam intensa bioturbação, níveis centimétricos a decimétricos com impressões de folhas fósseis e, raramente, de moluscos.



FIGURA 18: Argilitos variegados laminados, com intercalações de siltitos e arenitos, típicos do Membro Presidente Dutra (Formação Pindamonhangaba). Cava de extração de argila próxima ao Rio Itaim (margem esquerda), sul de Taubaté (JR-084).

As estruturas sedimentares presentes no Membro Presidente Dutra, variam de pequeno a médio porte (1mm a 30 cm), ocorrendo, principalmente, laminação plano-paralela, estratificação gradativa e, ocasionalmente, estruturas e marcas de sobrecarga. Nas porções arenosas, relacionadas a épocas de enchentes com rompimento de diques marginais, podem estar presentes laminações cruzadas de pequeno porte, marcas onduladas, *climbing ripples*, pelotas de argila intraformacionais e estratificação plano-paralela (FIGURA 19).

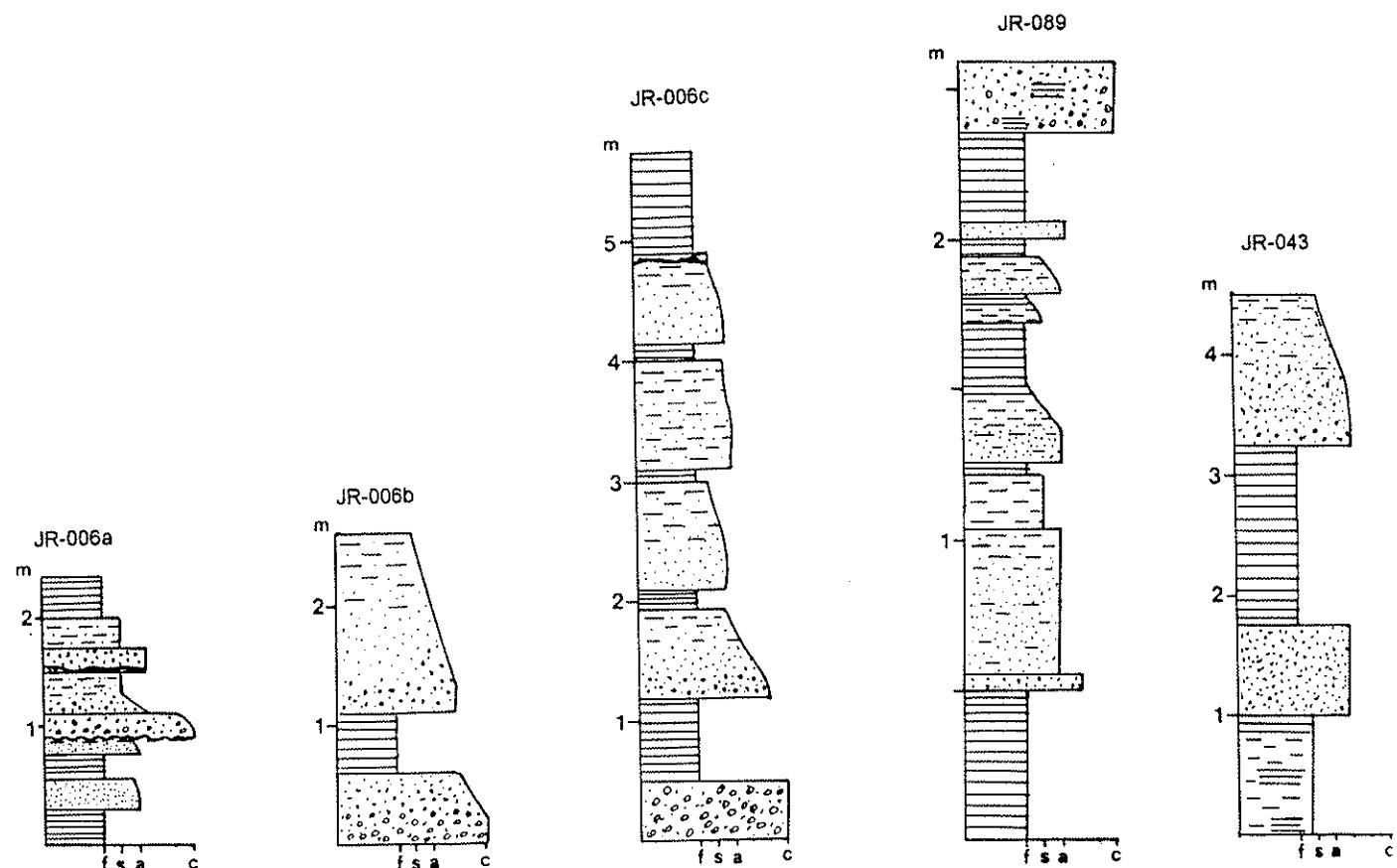


FIGURA 19: Seções colunares simplificadas do Membro Presidente Dutra (Formação Pindamonhangaba).

Este membro é caracterizado pelo predomínio das fácies F e Af, subordinadamente intercaladas com a fácie La sendo que, na base, podem ocorrer restritamente as fácies Am e Ac, caracterizando uma associação de fácies típica de planície de inundação.

A maioria dos afloramentos da Formação Pindamonhangaba correspondem a depósitos referentes ao Membro Presidente Dutra, com as melhores seções localizadas entre as cidades de Taubaté e Jacareí, ao longo da Rodovia Presidente Dutra. A seção-tipo sugerida é o corte localizado em antiga cava de exploração de argila localizada a sul de Taubaté, próximo a Base Aérea de Veículos do Exército (BAVEX), na margem esquerda do Rio Itaim (FIGURA 20). Como seções-de-referência podem ser relacionados os cortes da Rodovia Presidente Dutra, principalmente aqueles localizados no km 124, sentido São Paulo-Rio, o corte na saída para Caçapava Velha (km 121) e aquele situado a 2,3 km da saída 109 da mesma rodovia, na região de Taubaté, nos arredores de Tabuões.

A espessura média total desta unidade, considerando que sua base localiza-se geralmente na porção média das colinas tabulares, pode atingir até 40 m; entretanto as maiores exposições não ultrapassam 8 m de espessura.

A divisão litoestratigráfica ora sugerida para a Formação Pindamonhangaba, nos membros Rio Pararangaba e Presidente Dutra, deverá ser alvo de proposição formal, com publicação de artigo científico, seguindo os procedimentos expostos no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (PETRI *et al.* 1986)

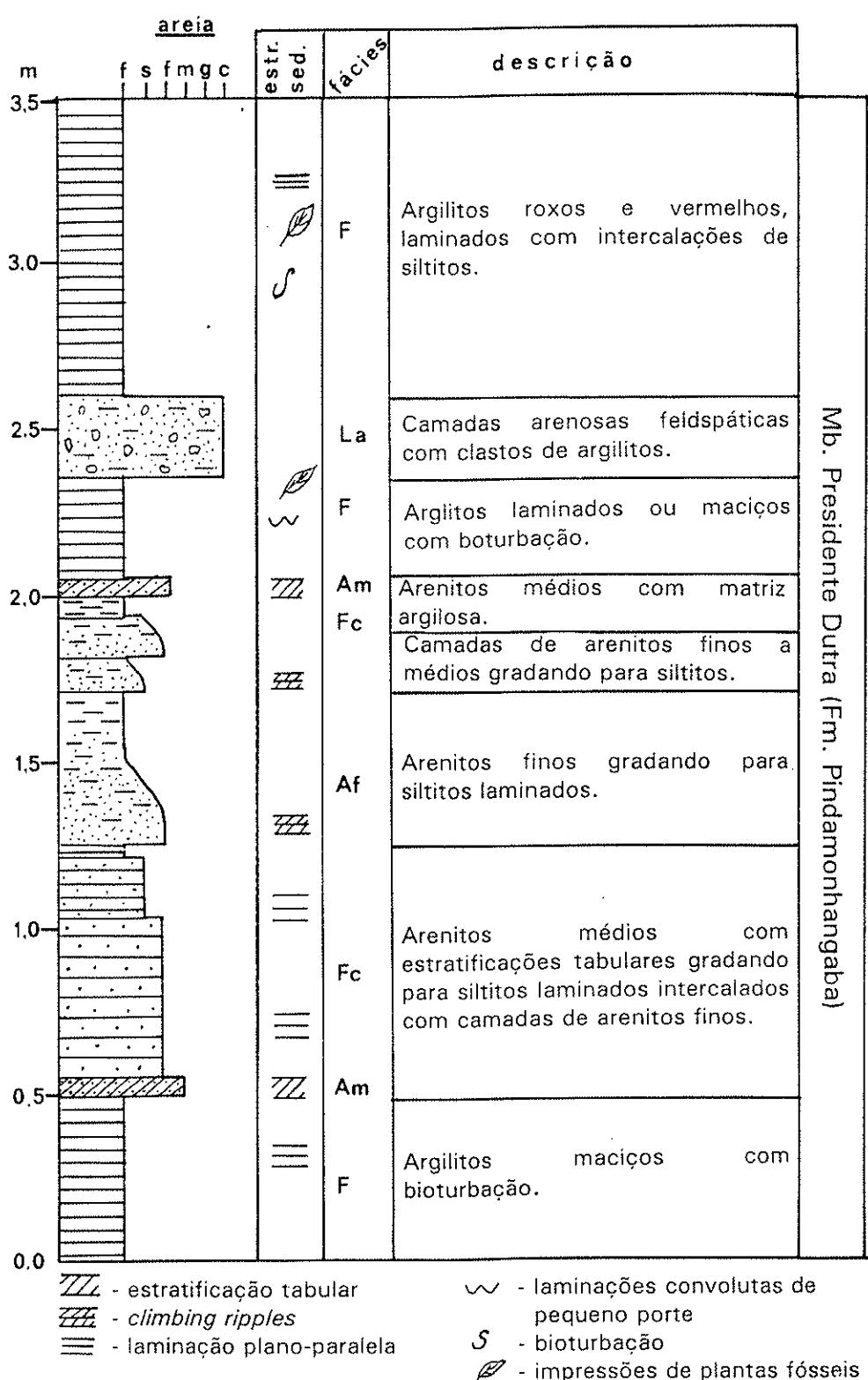


FIGURA 20: Seção-tipo do Membro Presidente Dutra. Cava de extração de argila próximo a margem esquerda do Rio Itaim nas imediações da Base Aérea de Veículos do Exército (BAVEX, JR-084).

5.2.3 RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

O contato entre os dois membros sugeridos para a divisão da Formação Pindamonhangaba é transicional. Na base da formação predominam as litologias constituintes do Membro Rio Pararangaba, enquanto que lateralmente, no rumo SE, e para o topo ocorrem os argilitos do Membro Presidente Dutra. A transição é raramente observada em afloramento isolado, sendo necessário várias exposições próximas para verificação da passagem lateral entre estes membros.

A transição lateral entre os membros pode ser reconhecida em corte na Rodovia Presidente Dutra, logo após o Rio Una, no sentido Rio-São Paulo. Neste afloramento ocorre uma seqüência de conglomerados, típicos de canais, passando para arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas que, no rumo para São Paulo, gradam para arenitos médios a finos com cruzadas tabulares e estes intercalam-se com camadas plano-horizontais centimétricas de argilitos e siltitos, que vão se espessando até predominarem sobre os arenitos, formando camadas com espessura métrica. A primeira camada de argilito, intercalada aos arenitos finos a médios, pode ser considerada como o contato entre o Membro Rio Pararangaba com o Membro Presidente Dutra, pois tal seção mostra nitidamente a passagem das fácies de canal e barras de pontal para as fácies de planície de inundação (FIGURA 21).

O contato basal da Formação Pindamonhangaba com as unidades subjacentes é do tipo discordante angular. Na porção basal do Membro Rio Pararangaba é comum a presença de conglomerados ricos em seixos de quartzo e quartzito contendo ainda fragmentos de lamitos e argilitos, respectivamente das formações Resende e Tremembé.

O contato entre a Formação Pindamonhangaba e os argilitos e folhelhos lacustres da Formação Tremembé foram observadas em numerosas exposições localizadas nas proximidades da várzea atual do Rio Paraíba do Sul. No presente estudo, foram verificados, pela primeira vez, os contatos entre a Formação Pindamonhangaba e os lamitos arenosos vermelhos de depósitos fanglomeráticos

distais da Formação Resende, e com os argilitos e lamitos do sistema fluvial meandrante da Formação São Paulo.

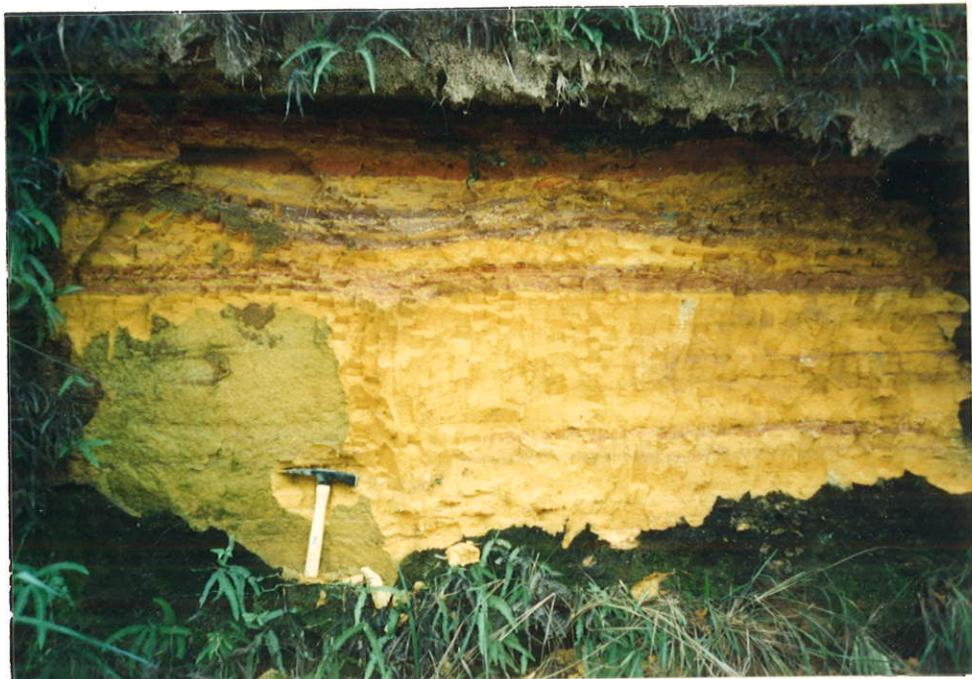


FIGURA 21: Passagem gradativa de arenitos finos a médios com matriz argilosa do Membro Rio Pararangaba, para argilitos e siltitos do Membro Presidente Dutra. Afloramento na Rodovia Presidente Dutra, próximo ao Rio Una (JR-226).

A discordância entre a Formação Pindamonhangaba e Formação Resende pode ser observada em vários afloramentos entre São José dos Campos e Jacareí. Destes, destaca-se o corte na Rodovia Presidente Dutra, junto ao trevo de acesso para a Refinaria do Vale do Paraíba (REVAP), em São José dos Campos (FIGURAS 22 e 23). Já o contato com a Formação São Paulo foi verificado apenas na região de Jacareí (FIGURA 24), caracterizando-se por marcante descontinuidade erosiva, ao longo da qual tem-se conglomerados ricos em seixos de quartzo assentados sobre argilitos roxos, arenitos médios e lamitos argilosos, localmente representada por feições de paleocanais de grande porte (2 a 3 metros de largura, FIGURA 25).



FIGURA 22: Contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e Resende. Afloramento próximo ao acesso a REVAP, Rodovia Presidente Dutra, em São José dos Campos (JR-009).



FIGURA 23: Detalhe do contato entre as formações Pindamonhangaba e Resende. Mesmo local da foto anterior.



FIGURA 24: Contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e São Paulo. Afloramento na antiga estrada Rio-São Paulo, próximo ao Jardim Morumbi em São José dos Campos (JR-222).



FIGURA 25: Estrutura de paleocanal de grande porte junto ao contato entre as formações Pindamonhangaba (Membro Rio Pararangaba) e São Paulo. Afloramento na antiga estrada Rio-São Paulo, próximo a Jacareí (JR-223)

A observação direta do contato entre as formações Pindamonhangaba e São Paulo é o critério mais seguro para a distinção das unidades, dada a grande semelhança litológica entre elas. Quando o contato é ausente, alguns critérios que podem ser utilizados são a presença de camadas de lamitos e arenitos feldspáticos na Formação São Paulo e a posição geomorfológica, com a Formação Pindamonhangaba colocada em um patamar mais elevado do que a Formação São Paulo, além da relação lateral desta última com os depósitos fanglomeráticos da Formação Resende.

Contatos tectônicos, principalmente por falhas de componentes normais, podem também ser observados com as formações Tremembé e Resende, respectivamente, em corte na Rodovia Presidente Dutra, no trevo de acesso a Caçapava Velha e junto ao Vale do Rio Pararangaba, na antiga estrada Rio-São Paulo, entre São José dos Campos e Eugênio de Melo. Ao sul da Cidade de Jacareí é observado o contato tectônico entre o Membro Rio Pararangaba e os milonitos e gnaisses do embasamento pré-cambriano.

As unidades sobrejacentes aos sedimentos da Formação Pindamonhangaba correspondem a depósitos coluviais e colúvio-aluviais argilo-arenosos, de cor amarela a avermelhada, mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo angulosos e estrutura maciça (FIGURA 26). Localmente ocorrem níveis de colúvios com matéria orgânica e turfas em pequenas concentrações. A presença de linhas de seixos na porção basal destes depósitos coluviais é uma feição notável, acompanhando nitidamente a morfologia das encostas. Estes depósitos podem apresentar espessura de até 6 metros e, localmente, encontram-se bastante fraturados e falhados, muitas vezes em contato tectônico lateral com os sedimentos da Formação Pindamonhangaba.

A presença de estruturas tectônicas nestes colúvios quaternários, diretamente sobrepostos aos sedimentos da Formação Pindamonhangaba, representam uma fonte valiosa de informações sobre os regimes tectônicos que atuaram após a sedimentação, bem como para a obtenção da idade mínima desta formação. Tais depósitos assemelham-se em estruturas, litologias e cor aos depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira e segunda geração descritos por

SALVADOR (1994) para a região entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). Estes últimos são correlacionados, respectivamente, às aloformações Cotiara, mais antiga que 9.800 anos A.P. e Manso, com cerca de 8.500 anos A.P., da região de Bananal (SP), descritas por MOURA & MELLO (1991) e MELLO (1992).



FIGURA 26: Colúvios arenoso-argilosos sobrepostos à Formação Pindamonhangaba (Membro Presidente Dutra), com falhas e juntas conjugadas de cisalhamento. Afloramento a sul de Caçapava (JR-036).

5.3 IDADE

Os depósitos sedimentares correspondentes à Formação Pindamonhangaba foram considerados como das mais diversas idades, sendo enquadrados por vários autores como camadas quaternárias (MORAES 1945) ou como pleistocênicas (AB'SÁBER 1969). Idade miocênica a pleistocênica foi postulada por RICCOMINI (1989) e RICCOMINI *et al.* (1991a).

A tentativa de datação pela análise do conteúdo paleontológico, mesmo sendo conhecidas ocorrências de vegetais fósseis (FITTIPALDI 1990, FITTIPALDI & SIMÕES 1990), foi infrutífera, pois as formas encontradas são muito semelhantes às atualmente viventes, portanto sem valor cronológico.

Nos levantamentos de campo foram encontrados níveis argilosos, de cor preta, ricos em matéria orgânica, promissores em termos do conteúdo palinológico, segundo os critérios estabelecidos por ARAI (1982). Após análise realizada pelo Geólogo Mitsuru Arai, na PETROBRÁS/CENPES, as amostras revelaram-se todas estéreis em palinomorfos, sendo que duas delas apresentaram grande quantidade de fitoclastos (matéria orgânica lenhosa e herbácea). Isto mostra a não preservação do material polínico nos sedimentos oxidados da Formação Pindamonhangaba, os quais apresentam ampla variedade de cores secundárias.

Considerando-se que:

- a Formação Pindamonhangaba assenta-se discordantemente sobre os sedimentos paleogênicos do Grupo Taubaté (formações Resende, Tremembé e São Paulo), como verificado durante os levantamentos de campo;

- ALMEIDA (1955) já indicara que esta discordância equivaleria a um intervalo cronológico suficiente para que os folhelhos da Formação Tremembé fossem litificados e erodidos, haja vista a presença de seixos rolados de folhelhos "oleíferos" nos conglomerados basais da Formação Pindamonhangaba;

- recobrindo a Formação Pindamonhangaba encontram-se depósitos coluviais de idade pleistocênica (RICCOMINI *et al.* 1989);

- datações C14 (FILIZOLA 1993), em turfas assentadas diretamente sobre os sedimentos da Formação Pindamonhangaba, indicam idades entre 16.000 e 12.500 anos A.P.;
- a possível correlação entre superfície nivelada do topo da Formação Pindamonhangaba a superfície neogênica Pd1, e que
 - os conglomerados da base da Formação Pindamonhangaba, assentados discordantemente sobre os sedimentos oligocênicos do Grupo Taubaté, parecem ter se desenvolvido sobre a superfície paleogênica Pd2 (BIGARELLA *et al.* 1965), seria mais seguro a manutenção da idade miocênica a pliocênica para a Formação Pindamonhangaba, sem possibilidade, até o presente momento, de melhor definição dentro deste intervalo.

5.4 ARGILOMINERAIS

Foram executadas análises por difração de raios X (DRX) e obtidas fotomicrografias pelo microscópio eletrônico de varredura (MEV) em amostras de argilitos da Formação Pindamonhangaba, provenientes das fácies de abandono de canal e de planície de inundação, visando a identificação dos argilominerais e seus aspectos morfológicos e texturais. Estas informações foram importantes para a interpretação das condições paleoclimáticas, processos de alteração e neoformação que atuaram nas rochas.

As análises por DRX, executadas primeiramente com as amostras totais, no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP), forneceram difratogramas com picos indicando a presença de caulinita, quartzo e mica. Pelas análises das frações menores do que 2,0 μm de cada amostra, realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), foram reconhecidas reflexões basais que confirmaram a presença de caulinita e mica, em difratogramas de amostras

naturais e calcinadas a 500°C/5 horas, e constatada a presença de esmectita, através da glicolagem das amostras (FIGURA 27 - I a XV).

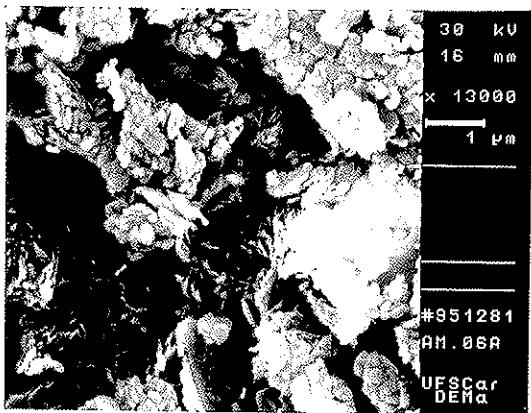
Estudos anteriores de imagens de MEV levaram ao reconhecimento de argilominerais do grupo da caulinita de origem detritica e neoformadas (RICCOMINI 1989, RICCOMINI *et al.* 1991a, BRANDT NETO *et al.* 1991) na Formação Pindamonhangaba.

Para verificação da morfologia dos argilominerais, as amostras analisadas por DRX foram submetidas ao exame pelo microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca JEOL, modelo JSM-T300, do Departamento de Físico-Química da Associação Brasileira de Cimento Portland (DEFIQ-ABCP) e pelo aparelho *Digital Scanning Microscope*, modelo 940A, marca ZEISS, pertencente ao Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos (DEMa-UFSCar). A análise das imagens obtidas pelo MEV confirmaram o predomínio de caulinitas detriticas grossas, com formas pseudohexagonais arredondadas e dimensões variando entre 5 a 10 µm, podendo alcançar 30 µm (FIGURA 27 - I, III, IV, VI, VII, VIII).

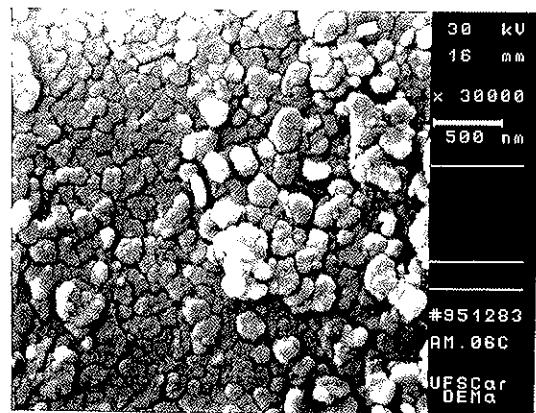
A estas caulinitas detriticas associam-se caulinitas de granulação fina (< 0,5 µm), que ora ocorrem em formas de agregados homogêneos constituindo uma matriz fina (FIGURA 27 - I, II, IV, VI), ora circundando grãos de quartzo ou em agregados isolados de dimensões reduzidas, de aproximadamente 2 µm (FIGURA 27 - IX, X, XII).

Foram observados ainda caulinitas neoformadas, com textura vermiciforme (5 a 15 µm) ou em "folhas de livros" (0,5 - 2 µm), imersos na matriz caulinítica fina ou nos poros entre as caulinitas detriticas pseudohexagonais (FIGURA 27 - III, V, VII, XIII, XIV).

Micas placoides detriticas, com dimensões de 10 a 15 µm, exibindo desplacamento, provavelmente associadas a ação do imtemperismo (FIGURA 27 - IV, XV), foram verificadas em algumas amostras



27 - I



27 - II

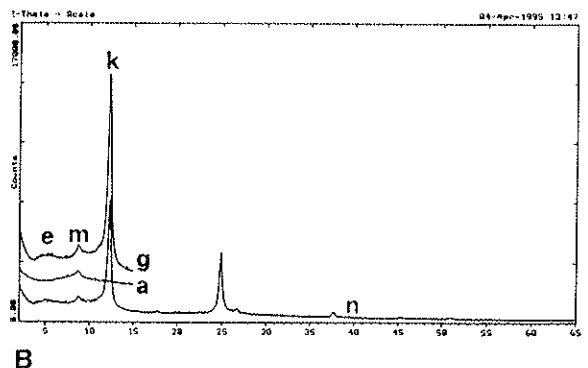
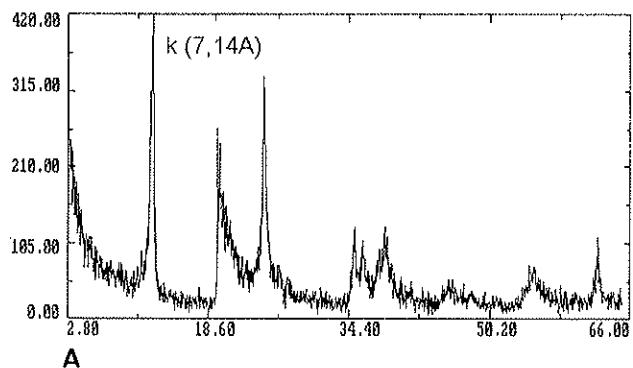


FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba.

AMOSTRA JR- 019

FIGURA 27- I: Caulinitas finas em agregados em contato com caulinitas grossas detriticas (porção inferior)

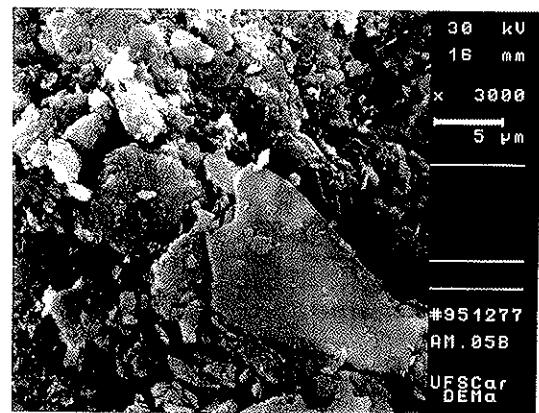
FIGURA 27- II: Detalhe das caulinitas finas da fotomicrografia anterior. Notar matriz homogênea gerada pelas caulinitas finas.

A- Difratogramma da análise por raios X de amostra total (k- caulinita).

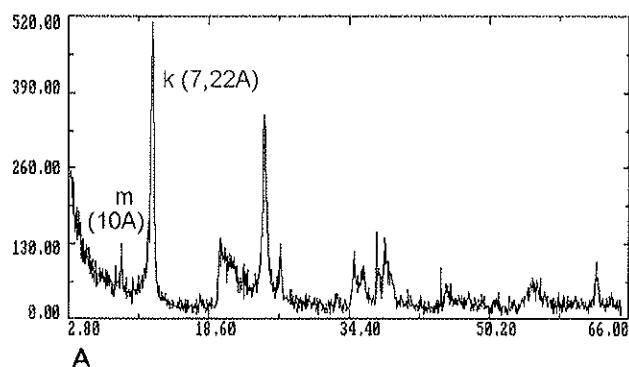
B- Difratogramma da análise por raios X da fração menor do que 2 μ m (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caulinita; m- mica; e- esmectita)



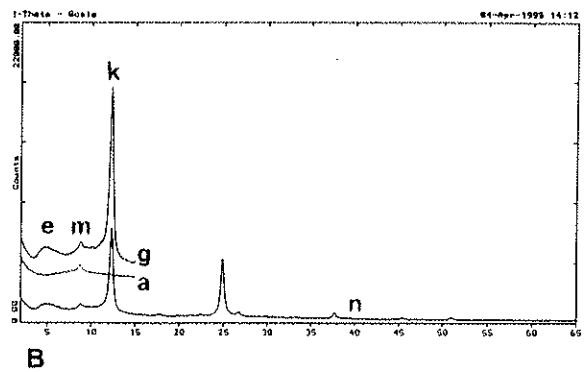
27 - III



27 - IV



A



B

FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba (continuação).

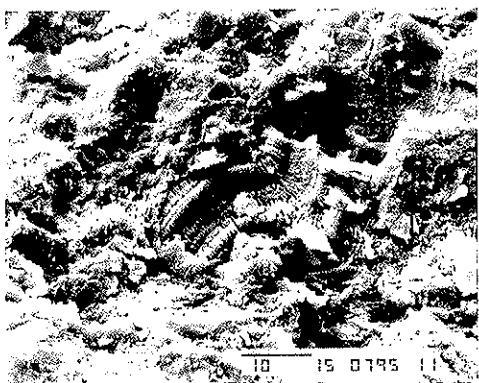
AMOSTRA JR- 094

FIGURA 27- III: Placas hexagonais de caulinita detritica associada à caulinita vermiciforme de origem autigênica.

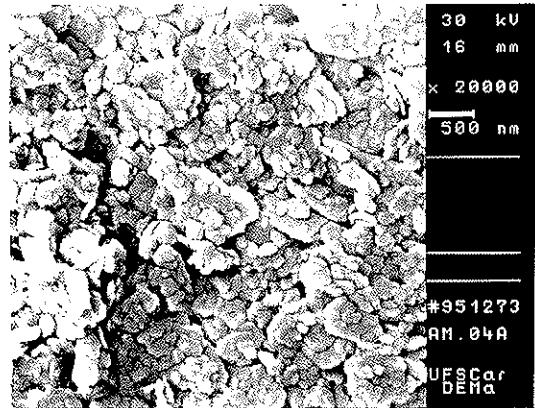
FIGURA 27- IV: Visão geral da amostra. Notar a presença de caulinitas grossas (2 - 5 µm) com formas subhexagonais imersas em matriz fina também de caulinita. Grão de mica (15 µm) no canto inferior direito.

A- Difratogramma da análise por raios X de amostra total (k- caulinita; m- mica).

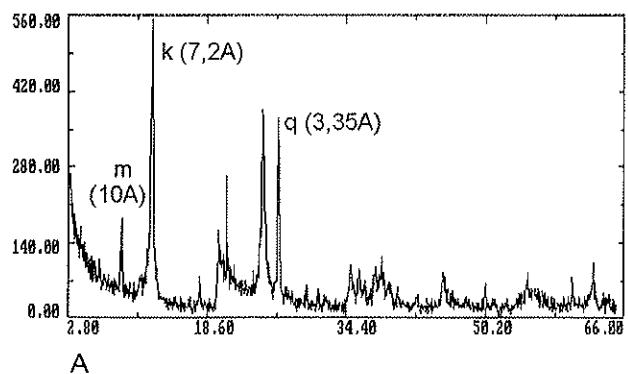
B- Difratogramma da análise por raios X da fração menor do que 2µm (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caulinita; m- mica; e- esmectita)



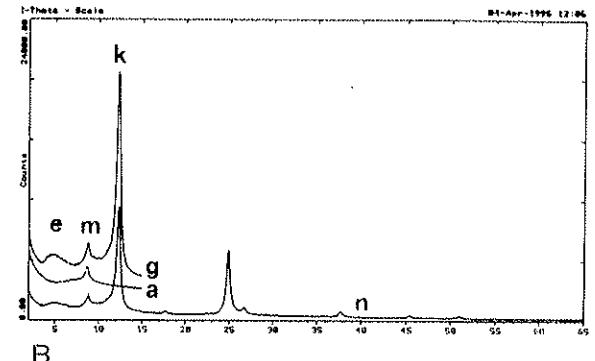
27 - V



27 - VI



A



B

FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba (continuação).

AMOSTRA JR- 172

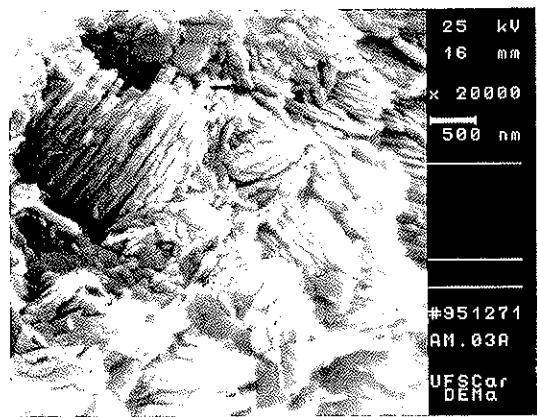
FIGURA 27- V: Caulinita vermiciforme ($2 \mu\text{m}$) imersa em matriz caulinítica detritica.

FIGURA 27- VI: Caulinitas grossas detriticas hexagonais com bordas arredondadas, imersas em matriz de caulinitas finas em agregados.

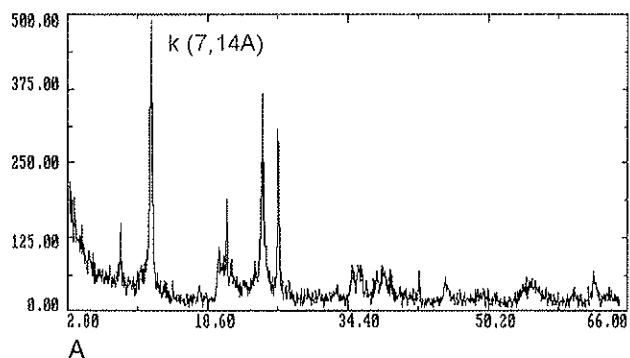
A- Difratograma da análise por raios X de amostra total (k- caulinita; m- mica; q- quartzo).
 B- Difratograma da análise por raios X da fração menor do que $2\mu\text{m}$ (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caulinita; m- mica; e- esmectita)



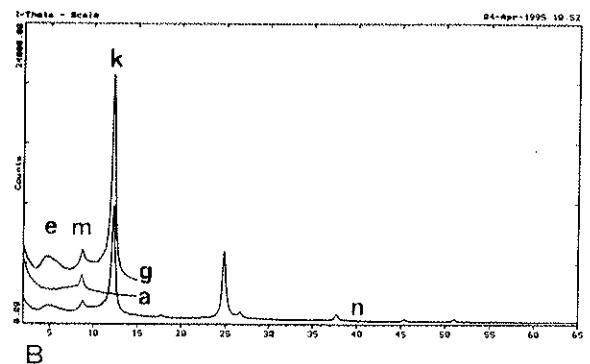
27 - VII



27 - VIII



A



B

FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba (continuação).

AMOSTRA JR- 171

FIGURA 27- VII: Caulinitas detriticas ($30 \mu\text{m}$) com bordas arredondadas, compondo matriz porosa tendo caulinita fina, autigênica, em textura "livro" nos interstícios.

FIGURA 27- VIII: Detalhe das caulinitas em textura "livro" presentes nos interstícios da matriz porosa.

A- Difratogramma da análise por raios X de amostra total (k- caulinita).

B- Difratogramma da análise por raios X da fração menor do que $2\mu\text{m}$ (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caulinita; m- mica; e- esmectita)

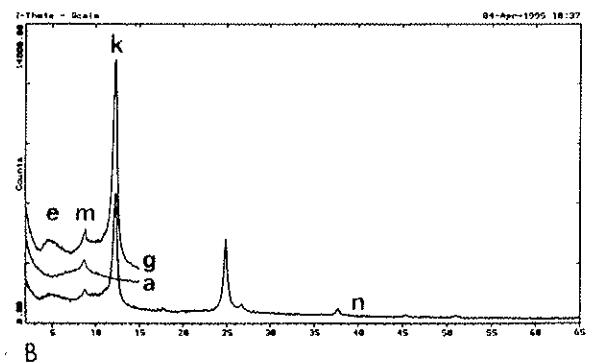
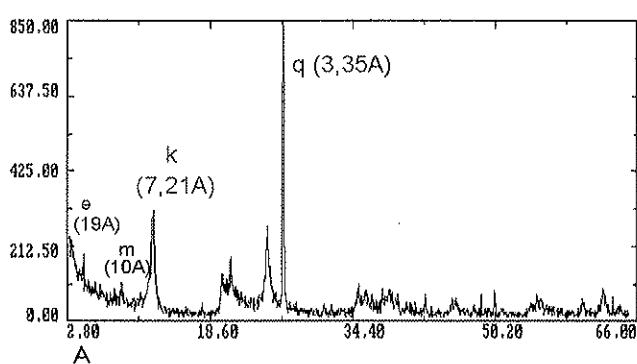
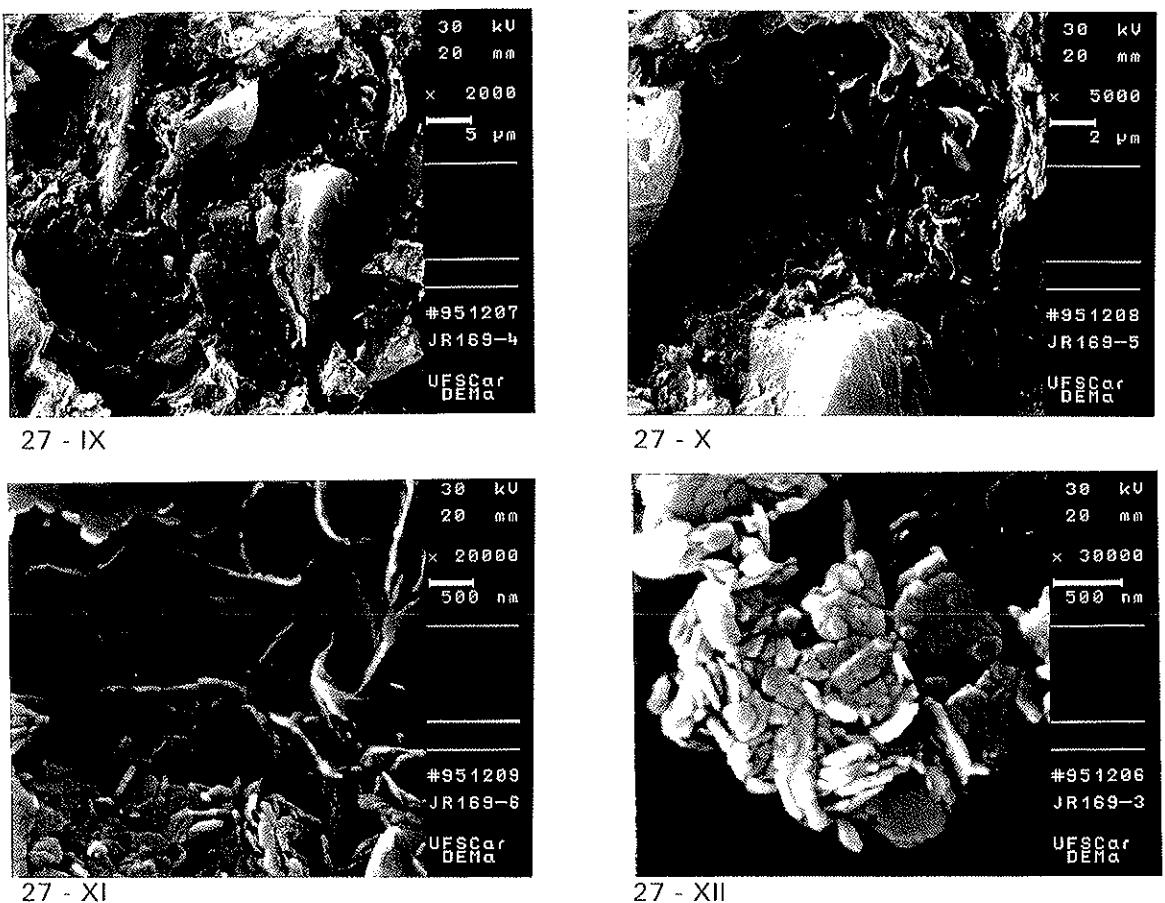


FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba (continuação).

AMOSTRA JR- 169

Seqüencia mostrando a presença de grãos de quartzo angulosos juntos a caulinitas grossas, hexagonais (27-IX). O grão de quartzo encontra-se bordejado por caulinitas muito finas (27-X) que formam aglomerados nos poros da matriz (27-XI e XII). Notar a presença de finas esmectitas detriticas com bordas arqueadas.

A- Difratograma da análise por raios X de amostra total (k- caulinita; m- mica; e- esmectita; q- quartzo).

B- Difratograma da análise por raios X da fração menor do que 2 μ m (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caulinita; m- mica; e- esmectita)

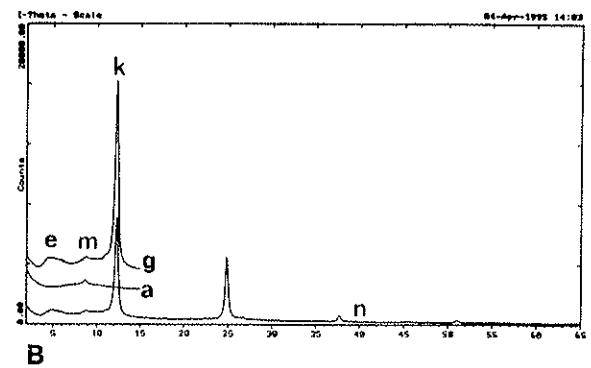
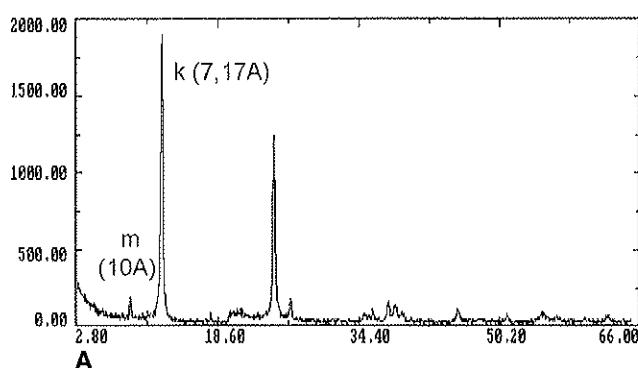
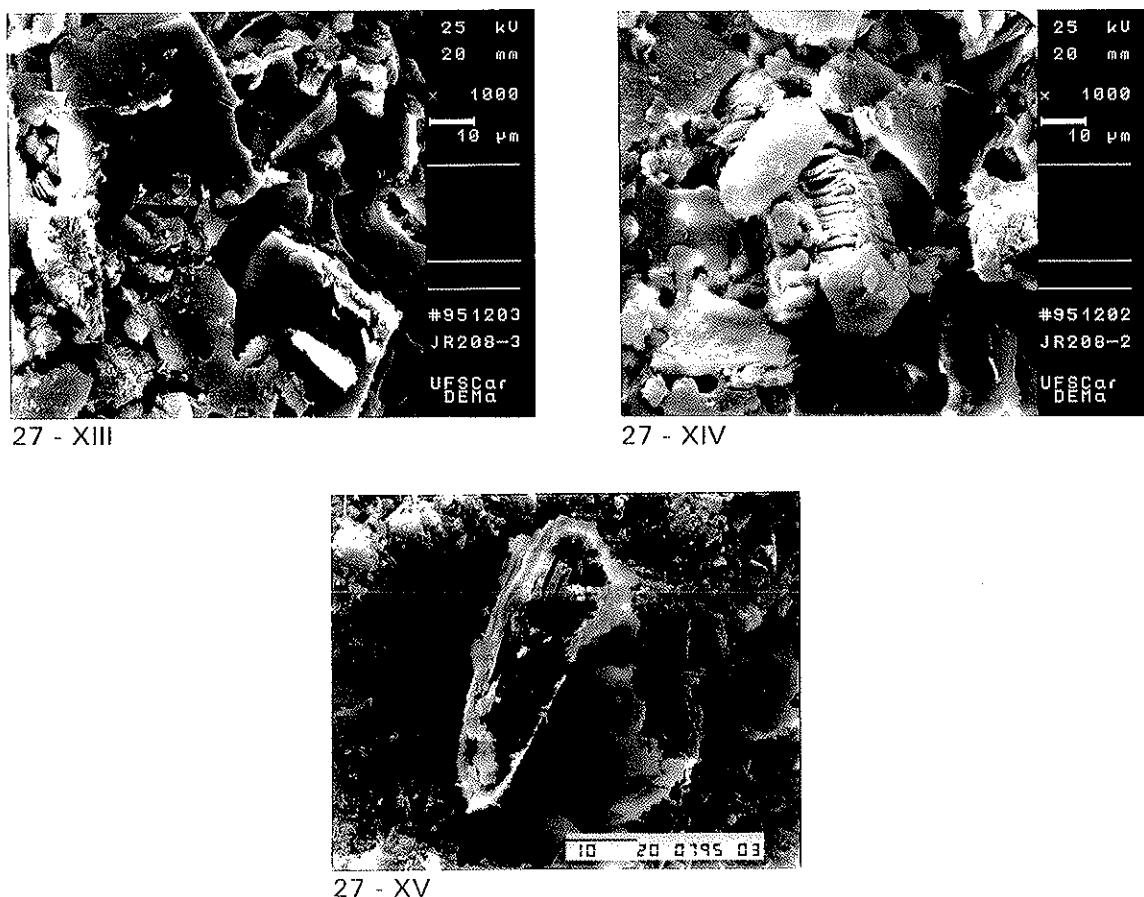


FIGURA 27: Fotomicrografias de argilominerais e difratogramas de raios X de amostras da Formação Pindamonhangaba (continuação).

AMOSTRA JR- 208

FIGURA 27 - XIII: Caulinitas pseudohexagonais ($20 \mu\text{m}$) com formas subarredondadas e caillinitas vermiciformes, autigênicas, em textura “livro” nos poros da matriz.

FIGURA 27 - XIV: Detalhe da caillinita em textura “livro” da fotomicrografia anterior.

FIGURA 27 - XV: Grão de mica detritica com cerca de $50 \mu\text{m}$ apresentando sinais de alteração com desagregação das placas.

A- Difratograma da análise por raios X de amostra total (k- caillinita; m- mica).

B- Difratograma da análise por raios X da fração menor do que $2\mu\text{m}$ (g- amostra glicolada; a- amostra aquecida; n- amostra normal; k- caillinita; m- mica; e- esmectita)

Esmectita, apresentando-se como placas finas de bordas arqueadas, com formas pouco preservadas, de dimensões reduzidas ($1 - 2 \mu\text{m}$), foi observada em apenas uma amostra, representante da fácie de preenchimento de canal, localizada próxima ao contato da Formação Pindamonhangaba com a Formação Resende, considerada como a provável fonte destas esmectitas detriticas, às quais foram significativamente alteradas para caulinitas de granulação fina (FIGURA 27 - IX, X, XI).

5.5 PALEOCORRENTES

Os dados de paleocorrentes obtidos são poucos e bastante dispersos pela bacia, referindo-se a estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e, mais restritamente, a seixos imbricados.

A dificuldade para a obtenção de paleocorrentes na Formação Pindamonhangaba deve-se ao fato de que apenas um pequeno número de afloramentos permitem a realização de medidas, além do elevado grau de alteração e friabilidade do material.

Os sentidos das paleocorrentes concentram-se para o quadrante NE, compatível com o vetor médio (N50E) verificado por SUGUIO (1969) em afloramento hoje referido à Formação Pindamonhangaba e semelhante ao do atual curso Rio Paraíba do Sul (FIGURA 28)

A análise dos dados permite verificar que ocorre uma maior dispersão nos valores obtidos de estratificações cruzadas tabulares relacionadas a depósitos de barras de pontal, enquanto que, para os dados referentes a estratificações cruzadas acanaladas e seixos imbricados, presentes nas fácies de canal, a dispersão é menor. Tal característica, indica uma variação angular entre o sentido do fluxo gerador dos depósitos de barras de pontal em relação ao sentido predominante no canal, característica típica dos canais meandrantes.

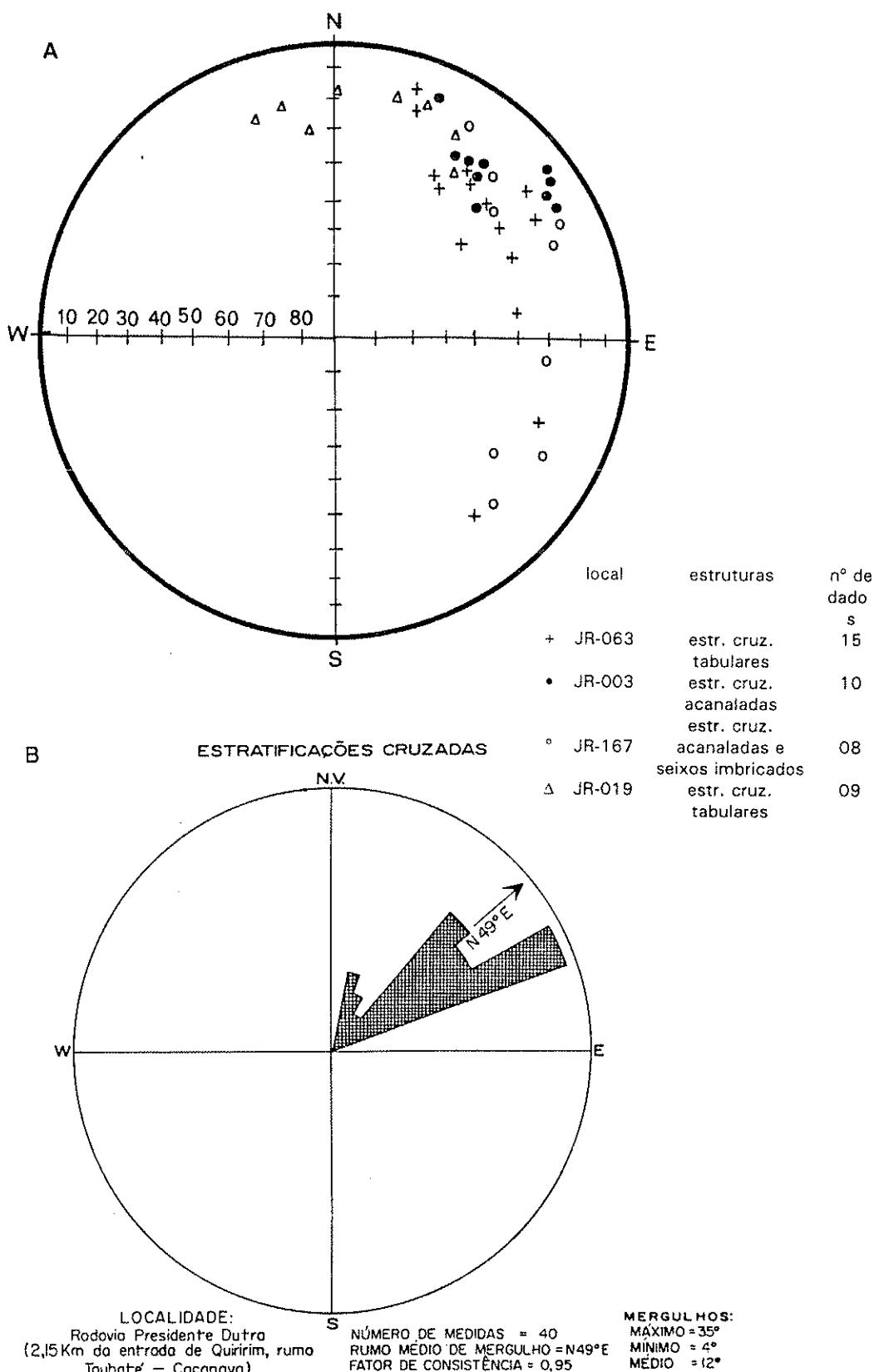


FIGURA 28: Sentidos das paleocorrentes obtidas de estratificações cruzadas em sedimentos da Formação Pindamonhangaba. A- Dados obtidos neste trabalho; B- Dados de SUGUIO (1969).

5.6 GÊNESE DOS DEPÓSITOS

A análise das fácies permitiu elaborar o modelo de evolução para a Formação Pindamonhangaba confirmado-se um sistema fluvial meandrante. Considerando os modelos propostos por GALLOWAY & HOB DAY (1983), a Formação Pindamonhangaba seria relacionada ao modelo meandrante de granulometria fina, bastante semelhante ao atual Rio Paraíba do Sul.

As características que sustentam a proposição deste sistema meandrante são: a decrescência ascendente da granulometria e do porte das estruturas sedimentares, tais como estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e *epsilon*, estratificação e laminação plano-paralela, predomínio de material de granulometria fina (pelitos) distribuídos em extensa área, relação lateral entre as fácies, bioturbação e fósseis.

Entre as fácies caracterizadas, predominam os depósitos relacionados à planície de inundação, por sua vez, a mais monótona quanto a variação de estruturas sedimentares. Sobre esta planície desenvolvia-se uma vegetação composta principalmente por gramíneas e árvores de pequeno porte, que deram origem a vários níveis fossilíferos.

Este modelo, relativamente simplificado, inicia-se com a instalação do sistema fluvial meandrante, com características do modelo 5 de MIALL (1985), ou seja, predomínio de granulometria grossa (Mb. Rio Pararangaba), com planície de inundação pouco desenvolvida (Mb. Presidente Dutra), em clima úmido. Esta instalação ocorreria após o soerguimento da Soleira de Queluz, que barraria parcialmente o canal preexistente, diminuindo o gradiente da região entre Jacareí e Roseira, seguido por uma fase de quietude tectônica atestada pela própria instalação do sistema meandrante.

O sistema meandrante instalado aumentaria gradativamente sua sinuosidade graças a estabilidade tectônica predominante, permitindo o desenvolvimento da planície de inundação (Mb. Presidente Dutra), passando para um modelo tipo 7 de MIALL (1985) e ocasionado a migração do canal para a borda norte da bacia. Alterações climáticas e posteriores eventos tectônicos,

proporcionariam o abandono deste sistema soerguendo, aplainando e gerando depósitos coluviais sobre a Formação Pindamonhangaba (FIGURA 29).

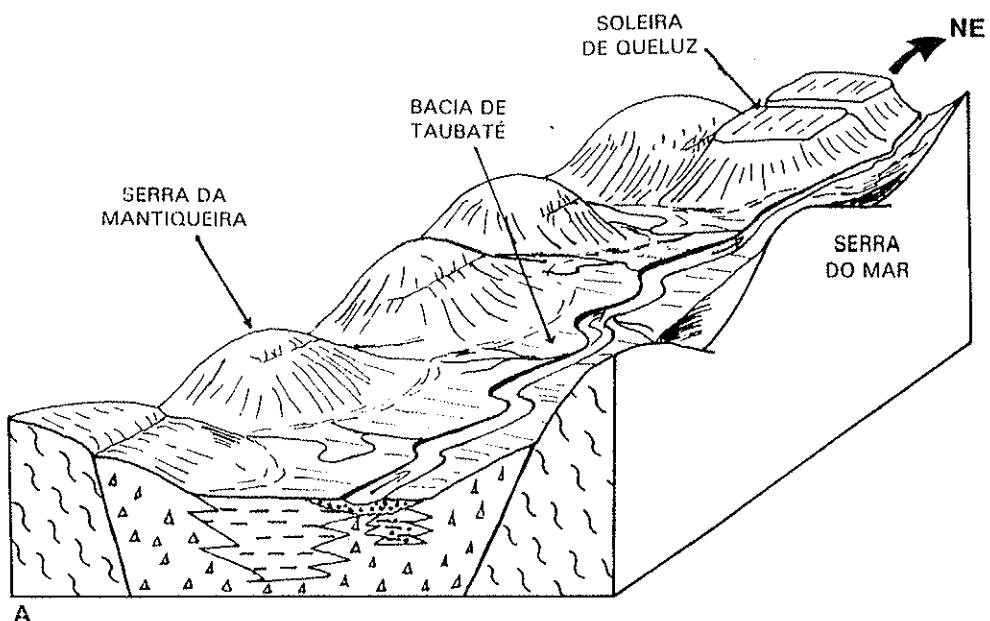
A paleogeografia reinante na época da deposição dos sedimentos da Formação Pindamonhangaba seria muito semelhante a do atual Rio Paraíba do Sul. Dessa forma, tal unidade poderia ser considerada como um "paleo-Paraíba", instalado no Neógeno, com o advento da separação das bacias de Taubaté e São Paulo, sentido de fluxo para NE e migração geral do sistema na direção da borda norte da bacia.

A aparente esterilidade dos vários níveis argilosos que a princípio indicavam-se promissores em conteúdo palinológico e a semelhança dos fitofósseis com formas atuais, não permitiram o melhor estabelecimento da idade destes depósitos, permanecendo o intervalo entre o Mioceno e o Plioceno como o mais provável para a deposição da Formação Pindamonhangaba.

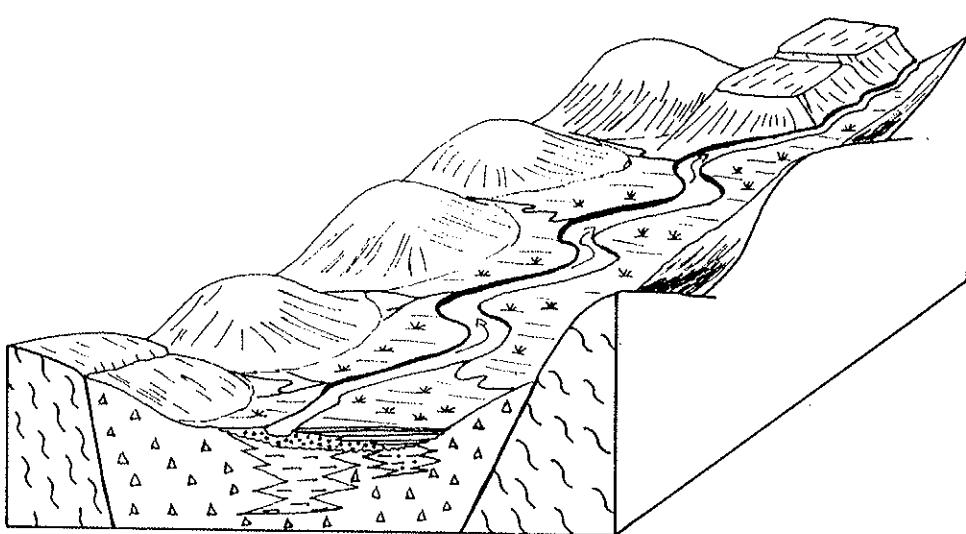
5.7 CORRELACÕES

A não obtenção de uma idade mais precisa para os depósitos da Formação Pindamonhangaba dificulta sobremaneira possíveis correlações com outras unidades. Entretanto, pela semelhança das características sedimentares e geomorfológicas, pode-se tentativamente, sugerir algumas correlações preliminares, principalmente com base nas semelhanças entre litologias, estruturas sedimentares, feição geomorfológica de topo aplainado e pela posição estratigráfica que ocupam.

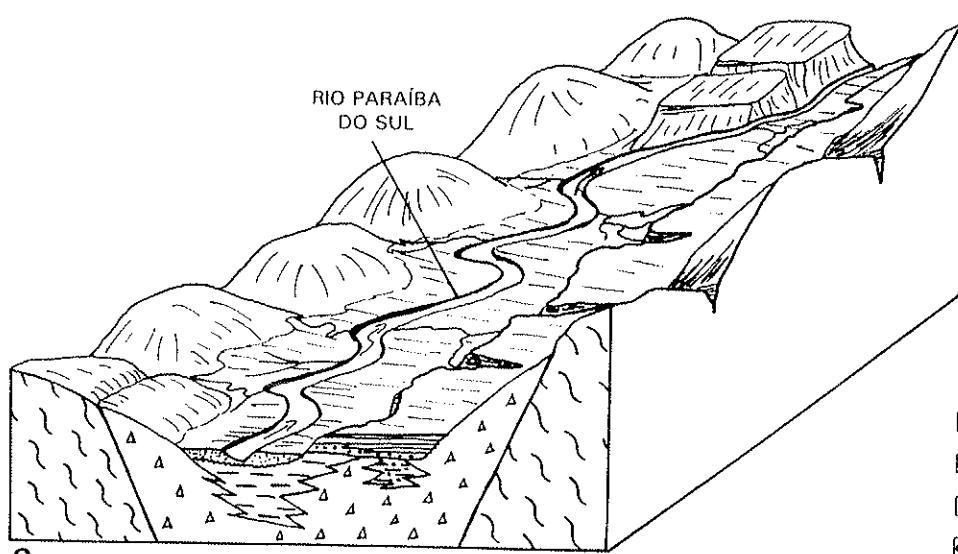
Neste contexto, a Formação Pindamonhangaba pode ser correlacionada com a Formação Rio Claro (FÚLFARO & SUGUIO 1968) e com a Formação Pariquera-Açu, no Baixo Ribeira de Iguape, recentemente redefinida por MELO *et al.* (1990), como já apontado por RICCOMINI *et al.* (1991a).



A- Durante o Mioceno, após o soerguimento da Soleira de Queluz, proporcionando o estrangulamento da drenagem nesta região, instalou-se o sistema fluvial meandrante da Formação Pindamonhangaba em fase de quietude tectônica. Durante a fase de instalação ocorreu o desenvolvimento mais acentuado do Membro Pararangaba com uma planície de inundação restrita. Esta fase corresponderia ao modelo 5 de MIALL (1985).



B- Com a diminuição do gradiente hidráulico, a sinuosidade do sistema aumentou gradativamente permitindo uma maior migração do canal em direção a borda norte da bacia e melhor desenvolvimento dos depósitos de planície de inundação do Membro Presidente Dutra. Esta fase representaria o modelo 7 de MIALL (1985).



C- Com a deposição na planície de inundação desenvolveria-se a superfície de topo aplinado que, posteriormente, devido a alterações climáticas e posterior tectonismo, seria entalhada pelo atual Rio Paraíba do Sul.

- | | |
|---------------------------|---------------------|
| Depósitos quaternários | Fm. Pindamonhangaba |
| Mb. Presidente Dutra | Mb. Rio Pararangaba |
| Fm. São Paulo | |
| Fm. Resende | Fm. Tremembé |
| Embasamento Pré-Cambriano | |

FIGURA 29: Modelo evolutivo simplificado para a Formação Pindamonhangaba

CAPÍTULO 6

ASPECTOS DA TECTÔNICA DEFORMADORA DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

A análise dos dados de estruturas rúpteis que afetam a Formação Pindamonhangaba permitiu a determinação das diferentes orientações dos campos de esforços que as geraram. A atuação destes campos de esforços, sobre antigas estruturas do embasamento e unidades subjacentes à Formação Pindamonhangaba, acarretou a reativação e gerou novas falhas, fraturas e juntas nesta formação.

A distribuição espacial das diferentes estruturas, compatíveis com o modelo de cisalhamento de RIEDEL (1929), em conjunto com a análise estrutural de planos de falhas com estrias superpostas, possibilitou o estabelecimento da cronologia e relação entre os campos de esforços geradores das estruturas tectônicas rúpteis observadas, tendo sido definidos três regimes tectônicos relacionados a estas direções dos campos de esforços. Tais regimes tectônicos enquadram-se no modelo de evolução tectônica para o *Rift Continental* do Sudeste do Brasil, proposto por RICCOMINI (1989) e complementado por SALVADOR (1994), e são responsáveis pela geração de estruturas de diferentes naturezas (FIGURA 30), relacionadas a distintos tipos de movimentações abaixo detalhadas.

6.1 REGIME TRANSCORRENTE DEXTRAL

O regime de transcorrência dextral, com direção de compressão máxima, σ_1 , horizontal, orientada segundo NW-SE e extensão NE-SW, horizontal, associada a binário de direção E-W, ocorreu provavelmente após o Pleistoceno Superior, pois as falhas aqui geradas afetam as coberturas colúvio-aluviais sobrepostas a Formação Pindamonhangaba. Este regime foi o primeiro a afetar os depósitos desta formação, gerando falhas transcorrentes dextrais sintéticas ao binário principal, orientadas

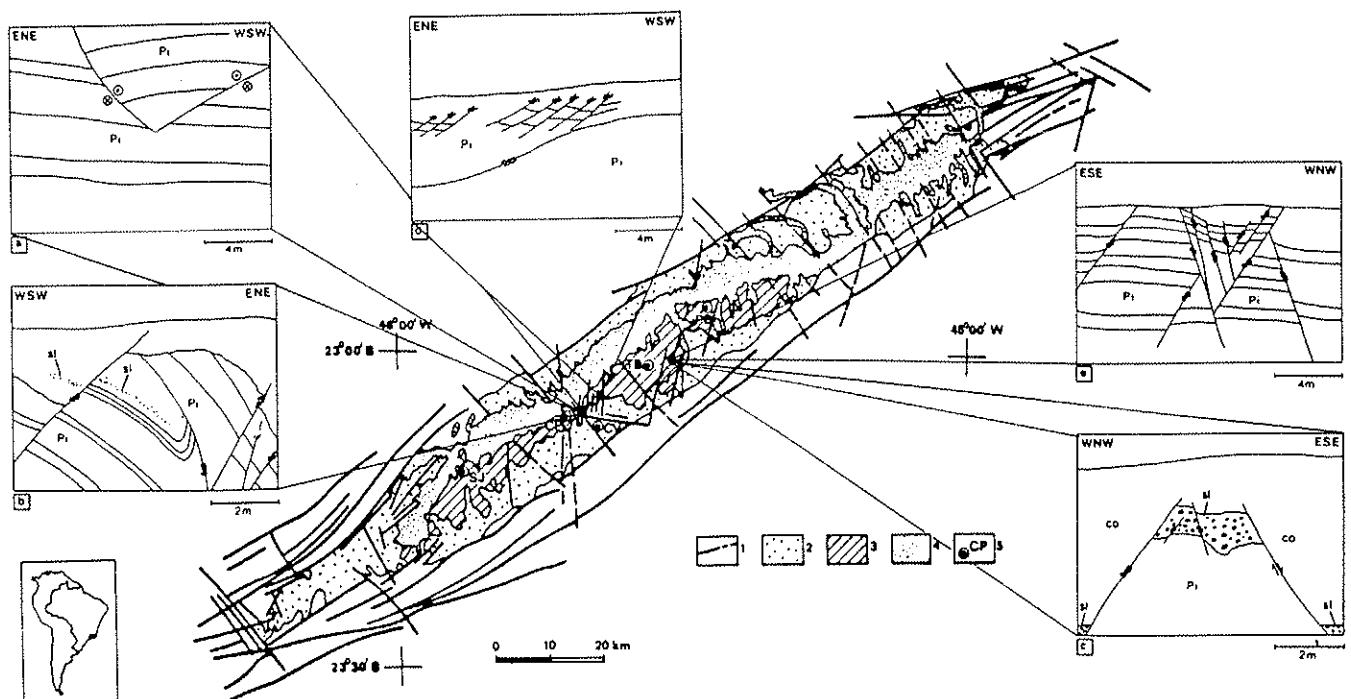


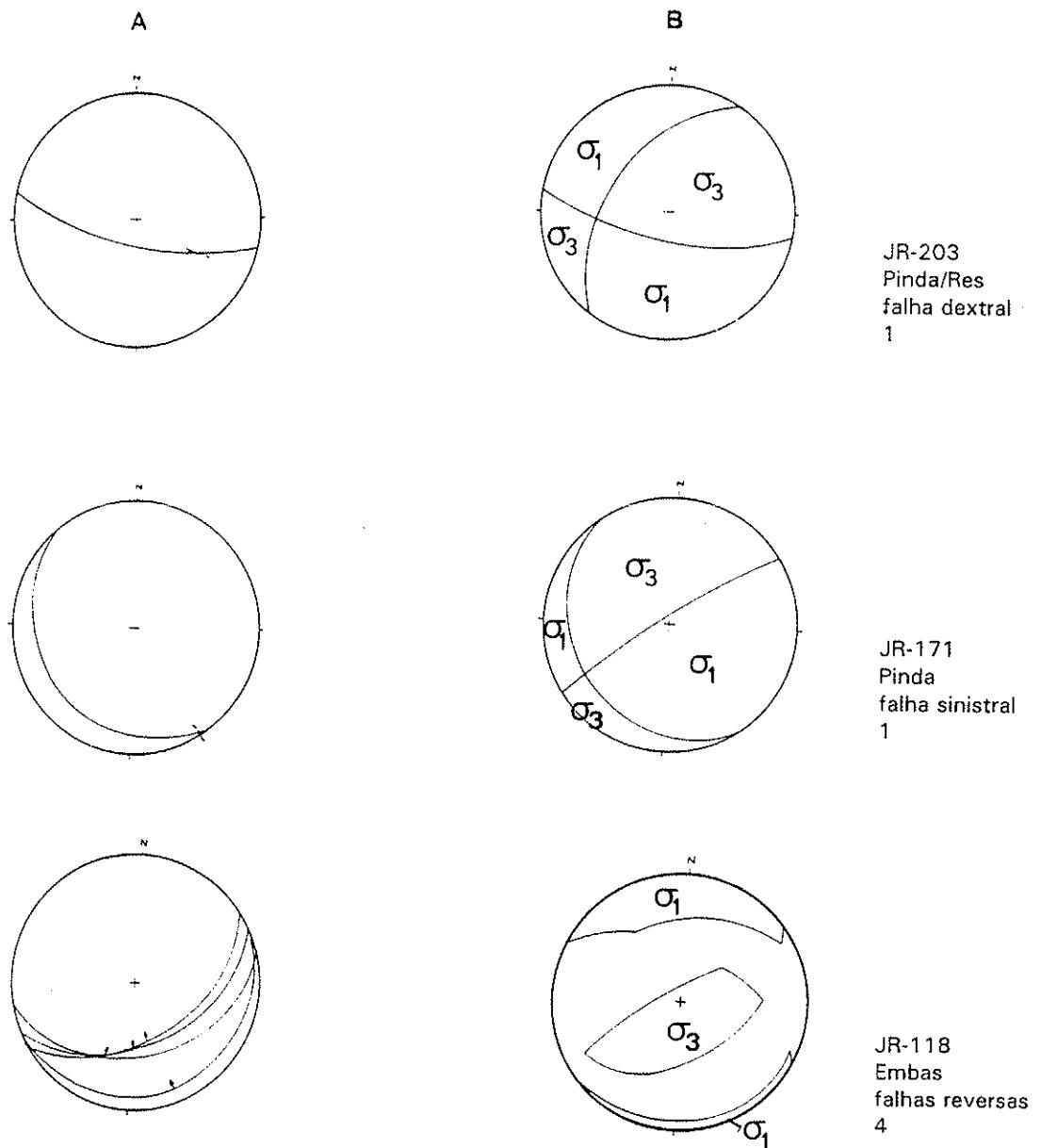
FIGURA 30: Mapa geológico da Bacia de Taubaté e estilos estruturais da Formação Pindamonhangaba. 1- Falhas de reativação cenozóica; 2- Grupo Taubaté; 3- Formação Pindamonhangaba; 4- Depósitos aluviais quaternários; 5- Principais localidades (SJ- São José dos Campos; CP- Caçapava; CV- Caçapava Velha; TB- Taubaté; PB- Pindamonhangaba); a. falha-em-quilha; b. estrutura-em-flor positiva (falhas normais de reativações posteriores); c. falhas normais delimitando *horst*; d. falhas normais com arranjo em dominó; e. falhas de caráter normal originadas pela reativação de estrutura-em-flor preexistente; (sl. *stone line*; co. colúvio; Pi. Formação Pindamonhangaba).

segundo WNW e ENE, falhas transcorrentes sinistrais antitéticas de direção NNE e NNW, falhas reversas orientadas segundo NE a E-W e falhas normais e fraturas com direções NW (FIGURA 31).

Os falhamentos transcorrentes sinistrais, de direção NNE, são responsáveis pelo desenvolvimento de estruturas-em-flor positivas, com dobras de arrasto associadas, que afetam *stone lines* e depósitos coluviais sobrepostos (FIGURA 30). Quando associadas às falhas de direção NW condicionam também o curso do Rio Paraíba do Sul, resultando em trechos escalonados, orientados segundo NE e segmentados a NW.

As falhas reversas de direção NE estão provavelmente associadas a cavalgamento com componente transcorrente, as quais, em porções localizadas, apresentam geometria em forma de rampa, gerando falhas-em-quilha (MANCINI & RICCOMINI 1994, FIGURA 30). As falhas com movimentações normais estão orientadas segundo NW-SE, sub-paralelas à direção de compressão máxima relacionada com esta fase.

Estas estruturas foram utilizadas como zonas de reativação para dissipaçāo dos esforços posteriores, o que obliterou sobremaneira suas feições características, como por exemplo estrias, sendo raros os exemplos que permitem a coleta de dados para um tratamento mais apropriado de tal evento.



Col. - colúvios
 Pinda. - Fm. Pindamonhangaba
 S.P. - Fm. São Paulo
 Trem. - Fm. Tremembé
 Res. - Fm. Resende
 Embas - Rochas do embasamento

JR-001 -localização
 Pinda/Res -unidade estratigráfica
 falhas normais -tipo de estruturas
 3 -número de dados

σ_1 - campos de máxima compressão

σ_3 - campos de máxima extensão

FIGURA 31: Falhas transcorrentes e reversas associadas ao regime transcorrente dextral. A- Projeção ciclográfica, diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977)

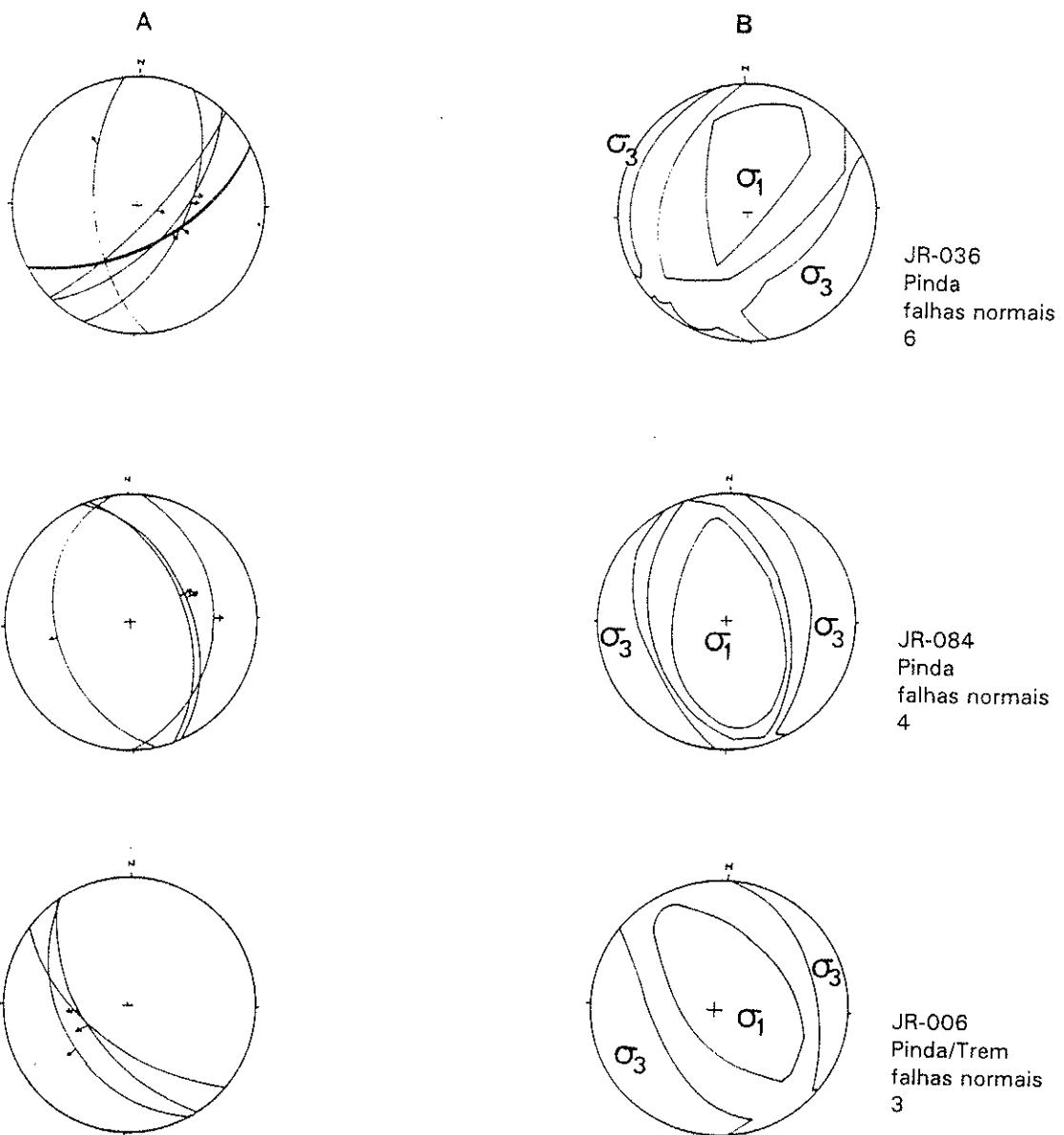
6.2 REGIME EXTENSIONAL

O regime tectônico extensional de direção E-W (WNW-ESE), reconhecido por RICCOMINI (1989) e RICCOMINI *et al.* (1989), e confirmado em estudos posteriores (*v.g.* SALVADOR 1994, SALVADOR & RICCOMINI 1994, 1995), deixou seus registros impressos nos sedimentos da Formação Pindamonhangaba (FIGURA 30) e depósitos coluviais sobrepostos, havendo franco predomínio de falhas normais e juntas de extensão, com direções NNW e NNE, novas ou reativadas de antigas estruturas (FIGURA 32).

Este regime tectônico é responsável por um grande número de falhas normais nos depósitos da Formação Pindamonhangaba, sendo estas estruturas observadas na maioria dos afloramentos da unidade. Destacam-se a presença de falhas normais, com arranjo em dominó, ajustadas a planos de deslocamentos pouco inclinados, semelhantes a falhas lístricas, e a reativação normal de antigas estruturas-em-flor, geradas na fase anterior, de transcorrência dextral (FIGURA 30).

O porte das estruturas relacionadas a este regime de extensão é dos mais variados, ocorrendo desde microfalhas até grandes estruturas com rejeitos de alguns metros de extensão. As falhas normais geradas também são responsáveis por contatos tectônicos entre a Formação Pindamonhangaba e depósitos coluviais, delimitando pequenos *horsts* (FIGURA 30).

Localmente são encontrados planos de falhas com estrias verticais indicando a movimentação normal durante este regime, sobrepostas a outras estrias horizontalizadas menos proeminentes, relacionadas ao regime de transcorrência dextral anterior, permitindo assim o estabelecimento da cronologia relativa entre estes.



Col. - colúvios
 Pinda. - Fm. Pindamonhangaba
 S.P. - Fm. São Paulo
 Trem. - Fm. Tremembé
 Res. - Fm. Resende
 Embas - Rochas do embasamento

JR-001 -localização
 Pinda/Res -unidade estratigráfica
 falhas normais -tipo de estruturas
 3 -número de dados

σ_1 - campos de máxima compressão

σ_3 - campos de máxima extensão

FIGURA 32: Falhas de direção NNW-NNE e caráter normal, associadas ao regime extensional E-W. A- Projeção ciclográfica, diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977)

6.3 REGIME COMPRESSIVO

Ao sul de Taubaté ocorre um conjunto de falhas orientadas segundo E-W, afetando a Formação Pindamonhangaba e a Formação Resende, apresentando padrão típico de falhas transcorrentes com planos ondulados e lenticularizados. Entretanto, as estrias verticalizadas contidas nestes planos denotam uma movimentação de caráter normal. Estrutura semelhante pode ser observada próxima ao Rio Pararangaba, onde planos de falhas com movimentação normal apresentam estrias verticais superpostas a estrias sub-horizontais geradas pelo regime de transcorrência dextral (FIGURA 33).

Próximo ao trevo de acesso principal para Pindamonhangaba, a partir da Rodovia Presidente Dutra, encontra-se também a Formação Pindamonhangaba em contato tectônico com sedimentos coluviais através de falha normal de direção E-W, apresentando rejeitos com extensão de aproximadamente 1m e estrias verticais (FIGURA 33).

Nos depósitos coluviais, sobrepostos à Formação Pindamonhangaba, foram observadas famílias de juntas de cisalhamento conjugadas, sub-verticais a verticais, que apresentam direções variando entre NNW-NNE a ENE-ESE, formando ângulos entre planos que variam de 40 a 90° (FIGURA 34). Juntas de cisalhamento, com orientações idênticas, foram observadas afetando as rochas do embasamento e os sedimentos das formações Pindamonhangaba e Resende. Na Formação Pindamonhangaba estas direções também são verificadas em falhas normais com rejeitos de pequena extensão (1 a 10 cm).

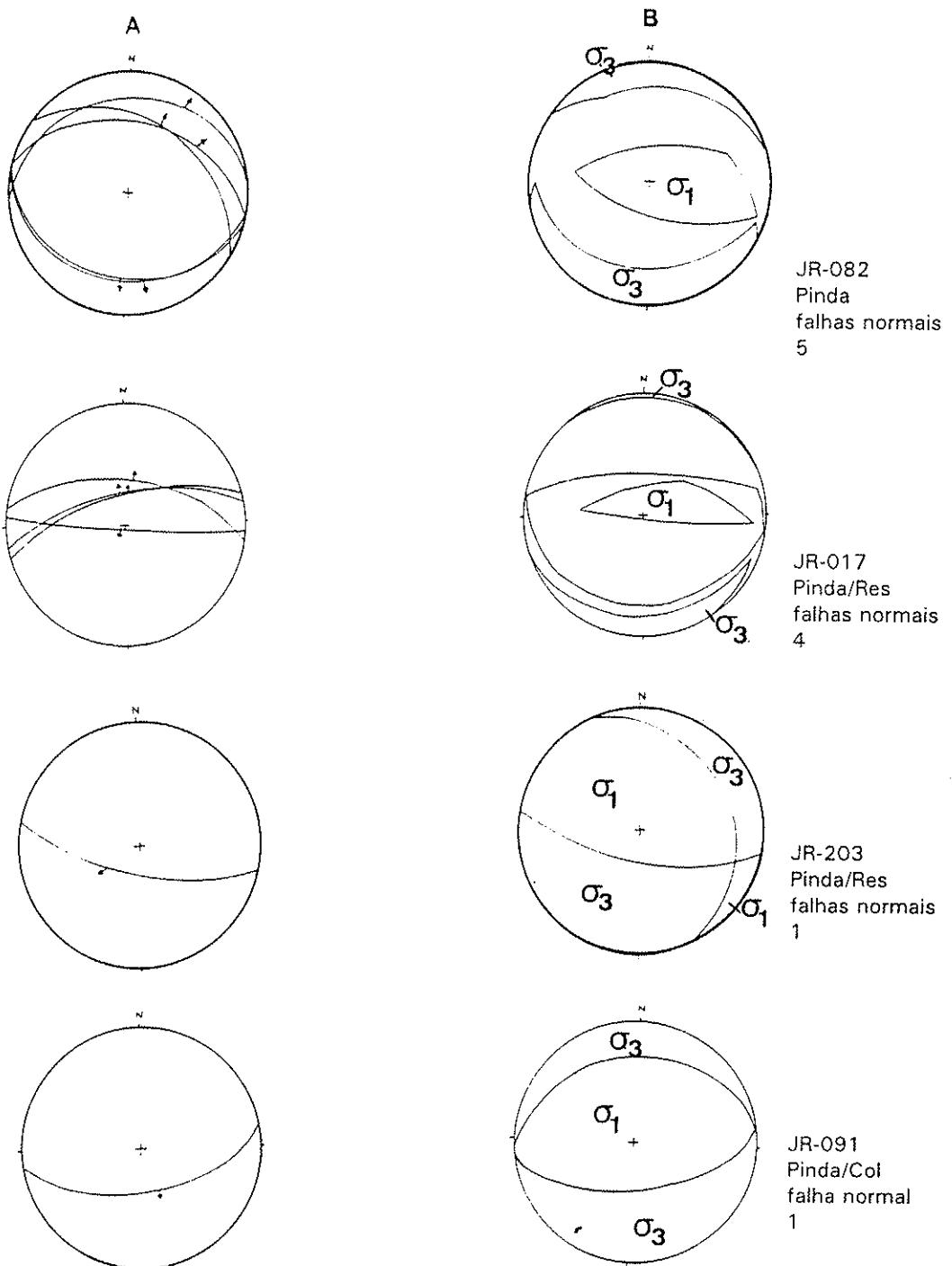
As famílias de juntas conjugadas observadas são bastante semelhantes àquelas observadas entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ) por SALVADOR (1994) e SALVADOR & RICCOMINI (1994, 1995), diferindo nas relações entre os ângulos dos planos conjugados. Na região entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ) os planos conjugados apresentam variação de 20 a 80°, com bissetriz aguda constante na direção E-W, correspondendo a compressão máxima, σ_1 , horizontal. Entretanto, na região ora em estudo, estas juntas ocorrem mascaradas pela reativação de antigas estruturas com direções aproximadas E-W e N-S, preexistentes nas rochas do

embasamento e sedimentos, de forma que a bissetriz aguda não está bem definida, indicando provavelmente um arranjo resultante da dissipação dos esforços por estas zonas de fraquezas. Esta diferença encontrada entre a região estudada por SALVADOR (1994) e a presente área deve-se, provavelmente, às distintas características reológicas das rochas, com respostas locais ao evento de compressão com direção máxima, σ_1 , horizontal, orientada segundo E-W.

As falhas normais de direção aproximada E-W, anteriormente descritas, reativadas de antigas estruturas, estão provavelmente associadas a este regime compressivo, que permitiria a ocorrência de extensão na direção N-S, gerando a movimentação de caráter normal.

Este evento tectônico compressivo, de idade holocênica, é compatível com o campo de tensões atual da Placa Sul-Americana (ASSUMPÇÃO 1992) e com dados de *breakouts* obtidos pela PETROBRÁS (NASCIMENTO & GRANITOFF 1994).

No ANEXO D são apresentados os diagramas de SCHMIDT-LAMBERT com as projeções dos pólos e planos das estruturas verificadas no campo, bem como os diagramas dos dados tratados pelo método gráfico dos diedros retos de ANGELIER & MECHLER (1977).



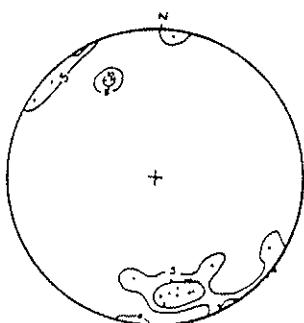
Col. - colúvios
 Pinda. - Fm. Pindamonhangaba
 S.P. - Fm. São Paulo
 Trem. - Fm. Tremembé
 Res. - Fm. Resende
 Embas. - Rochas do embasamento
 σ_1 - campos de máxima compressão

JR-001
 Pinda/Res
 falhas normais
 3

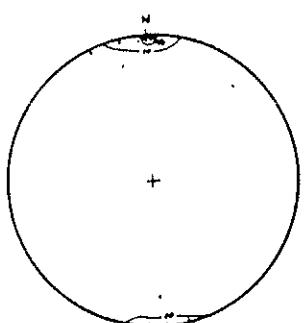
-localização
 -unidade estratigráfica
 -tipo de estruturas
 -número de dados

σ_3 - campos de máxima extensão

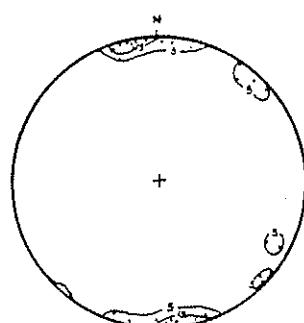
FIGURA 33: Falhas de direção E-W e caráter predominantemente normal, associadas ao regime compressivo. A- Projeção ciclográfica, diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977)



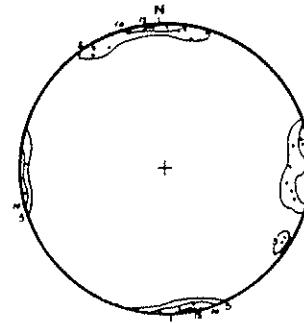
JR-017
Pinda/Res
falhas normais
18



JR-071
Pinda/Res
juntas de cisalhamento
15



JR-105
Embas
juntas de cisalhamento
28



JR-110
Col
juntas de cisalhamento
32

Col.	- colúvios
Pinda.	- Fm. Pindamonhangaba
S.P.	- Fm. São Paulo
Trem.	- Fm. Tremembé
Res.	- Fm. Resende
Embas.	- Rochas do embasamento
σ_1	- campos de máxima compressão

σ_3 - campos de máxima extensão

JR-001	-localização
Pinda/Res	-unidade estratigráfica
falhas normais	-tipo de estruturas
3	-número de dados

FIGURA 34: Pólos de planos de juntas conjugadas e falhas normais afetando depósitos coluviais, sedimentos da Formação Pindamonhangaba e rochas do embasamento. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de referência.

CAPÍTULO 7

ASPECTOS ECONÔMICOS DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

7.1 GENERALIDADES

Embora a Bacia de Taubaté possua interessantes ocorrências minerais, a atividade atual resume-se basicamente à extração de areia e argilas para cerâmica. O levantamento das ocorrências minerais desta bacia, para a região compreendida entre Jacareí e Pindamonhangaba, foi executado recentemente pelo IPT, em convênio com o Pró-Minério (IPT 1990) e SAAD (1990).

7.2 MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO E INDUSTRIALIS

A Formação Pindamonhangaba apresenta importância econômica no que diz respeito aos minerais industriais não-metálicos. As ocorrências nela encontradas representam apenas 7%, em relação ao quadro geral de ocorrências da Bacia de Taubaté (IPT 1990, SAAD 1990), sendo atualmente explotados cascalhos, areias e argilas (RICCOMINI 1989, MOTTA *et al.* 1992, COIMBRA & RICCOMINI 1994).

O Membro Rio Pararangaba, onde predominam conglomerados ricos em seixos de quartzo e quartzito, é fonte de material de revestimento para estradas não pavimentadas e para agregados na construção civil. As areias finas presentes no topo deste membro apresentam material argiloso (provavelmente de alteração intempérica), conferindo-lhes certa plasticidade e poder de "liga", e são também utilizadas na construção civil, a fim de se diminuir a quantidade de cimento e cal na composição do concreto e argamassa (SAAD 1990), sendo conhecidas popularmente como "saibro" ou "solo-cimento".

As argilas cauliníticas, presentes principalmente no Membro Presidente Dutra e nas fácies de canais abandonados do Membro Rio Pararangaba, apresentam importância como matérias-primas para cerâmica. Em alguns locais elas apresentam coloração branca, como no Bairro dos Putins (São José dos Campos, JR-172) e na região de Jacareí, na estrada de acesso a esta localidade, há aproximadamente 500 m do cruzamento entre a Rodovia Presidente Dutra e o Rio Comprido (JR-208). Estas argilas podem ser utilizadas para cerâmica branca ou como cargas na indústria de papel e química, qualidades comprovadas por ensaios cerâmicos e análises químicas (IPT 1990, MOTTA *et al.* 1992).

7.3 LEVANTAMENTOS CINTILOMÉTRICOS

Segundo OLIVEIRA (1956), concentrações anômalas de elementos terras raras (ETR) no Brasil podem ser encontradas em três situações: depósitos de praias e restingas, depósitos de barreiras terciárias e depósitos fluviais. BELL (1957) e ASWATHANARAYANA (1988) mencionam conglomerados oligomíticos com seixos de quartzo e de rochas fanerozóicas, tendo como área fonte áreas pré-cambrianas, como responsáveis por 90% das reservas de ETR nos Estados Unidos da América.

As ocorrências de ETR no Estado de São Paulo localizam-se nas cabeceiras e tributários do Rio Paraíba do Sul e na região de São José dos Campos (OLIVEIRA 1956, ERICHSEN 1956). RIBEIRO FILHO (1958) caracterizou um depósito aluvial radioativo com concentrações anômalas de monazitas na Bacia de Taubaté, próximo a Cidade de Tremembé. Trabalhos desenvolvidos por pesquisadores do IPT (MELLO *et al.* 1992 a, b) visando o reconhecimento de ocorrências de ítrio e ETR no Estado de São Paulo, registraram anomalias cintilométricas de mais de 1000 ciclos por segundo (cps), em depósitos arenoconglomeráticos da Formação Pindamonhangaba na Bacia de Taubaté.

Considerando-se tais indicações de concentrações anômalas na Bacia de Taubaté, foram levantados perfis cintilométricos em seções nos depósitos de fácies de canal e barras de pontal do Membro Rio Pararangaba, visando caracterizar a

distribuição e modo de ocorrência das anomalias (FIGURAS 17 e 35). A escolha de afloramentos deste membro foi baseada na análise de exemplos da literatura (BELL 1957, CERQUEIRA NETO & BARKER 1979, ASWATHANARAYANA 1988, MELLO *et al.* 1992 a, b), sendo estes depósitos os mais propícios à ocorrência de *placers* de ETR associados a concentrações de minerais pesados.

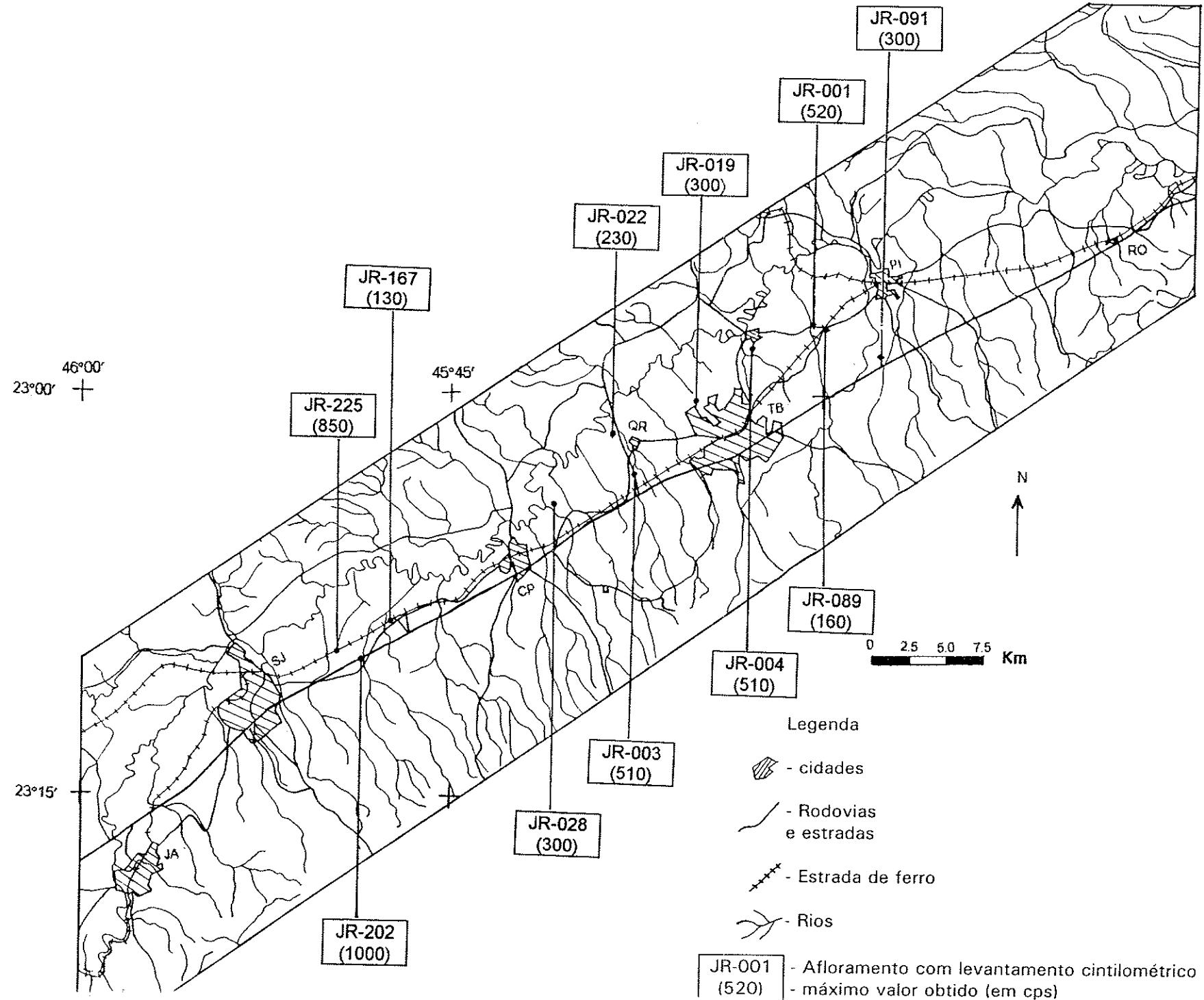
Para a execução dos levantamentos utilizou-se um cintilômetro SAPHYMO SRAT, pertencente à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). As medidas foram realizadas verticalmente nos afloramentos, com leituras em intervalos de 20 ou 50 cm, em função da intensidade das anomalias, a uma distância constante de 10 cm do alvo. A radiação de fundo foi verificada em vários locais da bacia, além das seções levantados, para o melhor controle dos valores medidos nos afloramentos.

Pelos dados obtidos, nota-se a ocorrência de valores que ultrapassaram 1000 cps em afloramento na região de São José dos Campos (JR-202). Nas outras seções os valores concentraram-se entre 200 e 350 cps, com medidas locais de 500 a 800 cps, os quais estão bem acima da radiação de fundo da região (média de 100 cps).

Estudos realizados pelo IPT (1990) indicaram como fonte destas anomalias as concentrações de minerais pesados de monazita, zircão, ilmenita e rutilo. De posse destas informações, realizou-se a análise de minerais pesados em duas amostras de arenitos. A primeira (JR-202), localizada próximo a fábrica da General Motors do Brasil, em São José dos Campos, apresentou picos cintilométricos superiores a 1000 cps, enquanto a segunda (JR-001), oriunda de afloramento situado na estrada que liga Pindamonhangaba a Quiririm, aproximadamente a um quilômetro do cruzamento com a estrada de ferro Rio-São Paulo (RFFSA), mostrou valores próximos a 500 cps.

A separação dos minerais pesados foi realizada com o peneiramento das amostras, fornecendo diferentes frações granulométricas. Estas frações, por sua vez, foram imersas em bromofórmio para separação dos minerais leves dos pesados.

FIGURA 35: Mapa de localização dos afloramentos com levantamentos cintilométricos. (JA-Jacareí; SJ- São José dos Campos; CP- Caçapava; TB- Taubaté; PB- Pindamonhangaba, QR- Quiririm; RO- Roseira). Número entre parênteses indica valor máximo obtido pela cintilometria (em cps- ciclos por segundo)



Pela contagem de 100 grãos para a fração granulométrica de 0,177-0,250 mm de minerais pesados, pode-se observar a elevada concentração de monazitas nestas areias, comparáveis a resultados obtidos por RIBEIRO FILHO (1958).

AMOSTRA	OPACOS	MONAZITA	SILLIMANITA	ZIRCÃO	TURMALINA	ESTAUROLITA
JR-202	37	49	11	01	02	00
JR-001	42	28	09	05	15	01

Concentrado total. Fração 0,177-0,250 mm (Valores em porcentagem)

AMOSTRA	MONAZITA	SILLIMANITA	ZIRCÃO	TURMALINA	ESTAUROLITA
JR-202	78	18	01	02	01
JR-001	52	19	04	23	02

Transparentes. Fração 0,177-0,250 mm (Valores em porcentagem)

GRANULOMETRIA	MONAZITA	SILLIMANITA	ZIRCÃO	TURMALINA	ILMENITA
0,177-0,250	20,0	0,2	3,2	0,6	75,8

Amostra analisada por RIBEIRO FILHO (1958). Valores em porcentagem

TABELA 4: Quadros de comparação entre as análises de minerais pesados da Formação Pindamonhangaba.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

O tratamento dos dados obtidos em campo sobre a Formação Pindamonhangaba permitiu alcançar os principais objetivos propostos neste trabalho, ou seja, sua caracterização estratigráfica e o estudo do seu tectonismo deformador.

Em termos estratigráficos, foi possível a subdivisão dos depósitos desta formação em dois membros: Membro Rio Pararangaba, caracterizado pela presença de litofácies areno-conglomeráticas, de fácies de canais e barras-de-pontal e Membro Presidente Dutra, predominantemente argilo-siltoso, de fácies de planície de inundação. Estes membros são lateralmente interdigitados e caracterizam um sistema fluvial meandrante, de provável clima úmido, com paleogeografia muito semelhante a do atual Rio Paraíba do Sul.

Tais membros puderam ser individualizados e cartografados na escala 1:100.000, verificando-se contatos discordantes entre a Formação Pindamonhangaba e sedimentos subjacentes do Grupo Taubaté (formações Resende, Tremembé e São Paulo).

Através do cadastramento e análise das estruturas rúpteis, foram caracterizados três regimes tectônicos pós-deposicionais que afetaram a Formação Pindamonhangaba:

- regime tectônico de caráter transcorrente dextral, com compressão de direção NW-SE, no Neógeno-Quaternário, responsável pela geração de falhas-em-flor positivas e falhas inversas;
- regime tectônico extensional, de direção geral E-W, no Holoceno, com reativações de antigas estruturas, principalmente, aquelas com direções variando entre NNW a NNE;
- regime compressivo E-W, atual, afetando antigas zonas de fraqueza e gerando famílias de juntas conjugadas de cisalhamento e falhas normais.

As alterações nos regimes de esforços, considerados como neotectônicos, são explicadas como reflexos do deslocamento da Placa Sul-Americana, pela relação entre o crescimento e subducção, respectivamente, na Cadeia Meso-Atlântica e nos Andes, como proposto por RICCOMINI (1989) para a evolução de todo o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

Os depósitos da Formação Pindamonhangaba interessam à indústria de construção civil (areias e cascalhos), cerâmica e química (argilas), além de apresentarem anomalias cintilométricas localizadas, devido a concentração de monazitas junto a associação de fácies de canal. As monazitas são empregadas na indústria eletrônica e ótica, dentre outras, merecendo referência por estarem situadas em importante região industrial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. 1957 O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Geomorfologia*, **26**:39-49.
- AB'SÁBER, A. N. 1968 *Bases geomorfológicas para o estudo do Quaternário no Estado de São Paulo*. São Paulo. 211p. (Tese apresentada para o provimento da cadeira de geografia física na Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo).
- AB'SÁBER, A. N. 1969 O Quaternário na Bacia de Taubaté: estado atual dos conhecimentos. *Geomorfologia*, **7**:23p.
- AB'SÁBER, A. N. & BERNARDES, N. 1956 Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Eng. Min. Met.*, **24**(143):284-292.
- ALMEIDA, F. F. M. 1955 As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **4**(2):23-40
- ALMEIDA, F. F. M. 1958 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. *Bol. IGG*, **41**:169-263.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976 The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc., Suplemento*, **48**:15-26.
- ANDERTON, R. 1985 Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P. J. & WILLIANS, B. P. J. (eds.) *Sedimentology. Recent developments and applied aspects*. Oxford. Geological Society-Blackwell Publications, p. 31-47.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977 Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**:1309-1318.
- ARAI, M. 1982 Relações existentes entre a cor e a potencialidade palinológica do sedimento. *Bol. IG-USP*, **13**:43-134.
- ARTHAUD, F. 1969 Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **11**:729-737.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8):11889-11903.
- ASWATHANARAYANA, U. 1988 *Principles of nuclear geology*. Rotterdam, backema, p.119-139

- BELL, K. G. 1954 Uranium and Thorium in sedimentary rocks. In: FAUL, H. (ed.) *Nuclear geology. A symposium on nuclear phenomena in the earth sciences*. New York, John Wiley & Sons, p. 98-114.
- BERGERAT, F. 1987 Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**:99-132
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. 1965 Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. de Geogr.*, **16/17**:117-151.
- BLATT, H.; BERRY, W. B. N.; BRANDE, S. 1991 *Principles of stratigraphic analysis*. Boston, Blackwell, 512p.
- BRANDT NETO, M.; RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.; MATOS, S. L. F. 1991 Argilominerais da Bacia de Taubaté, SP. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, **9**:141-149.
- BRIDGE, J. S. 1993 Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, **40**:801-810.
- CAMPANHA, V. A. 1994 *A arquitetura deposicional da Bacia de Taubaté, SP, como subsídio à delimitação das zonas de produção mineral*. Rio Claro, SP. v. 1, 193p; v. 2, 91p. + mapas (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade do Estado de São Paulo - UNESP).
- CAMPOS, J. M. 1952 I- A jazida pirobetuminosa do Vale do Paraíba. In: Os depósitos de folhelho betuminosos da Bacia do Paraíba e o problema de sua mineração. *Eng. Min. Metal.*, **16**(93):417-421.
- CANT, D. J. 1992 Fluvial facies models and their application. In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (eds.) *Sandstone depositional environments*. Tulsa. AAPG, Memoir 31. p. 115-137.
- CARNEIRO, C. D. R. 1977 *Geologia e evolução geológica da Folha de São José dos Campos, SP*. São Paulo, 106p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo)
- CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F. D. 1976 Estrutura da Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. *Anais...*, SBG, v.4, p.247-256.
- CERQUEIRA NETO, J. X. & BARKER, R. D. 1979 Estudos geofísicos de um plácer antigo na Ilha de Itaparica, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **9**(4):289-308.
- COIMBRA, A. M. & RICCOMINI, C. 1994 Geologia das ocorrências minerais não-metálicas de origem sedimentar do Estado de São Paulo. In: WORKSHOP: RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO, 1. São Paulo, *Resumos Expandidos*. SBG, p. 11-21.

- COIMBRA, A. M.; GÓES, A. M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L. G.; HELLMEISTER JUNIOR, Z.; CABRAL JUNIOR, M.; MORAES, M. C.; STEFANI, F. L.; VIEIRA, P. C. 1992 Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, SBG, v. 2, p.419-421.
- COIMBRA, A. M.; GÓES, A. M.; MATOS, S. L. F. 1993 Classificação de estruturas sedimentares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3. Rio de Janeiro, *Atas...*, SBG, p.282-285.
- COLLINSON, J. D. 1986 Alluvial sediments. In: READING, H. G. (org.) *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p. 20-62.
- CORDANI, U. G.; COIMBRA, A. M.; BOTTURA, J. A.; RODRIGUES, E. L.M. 1974 Geologia da região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. *Geologia Ciênci-Técnica*, 6:9-30.
- DAVIS JUNIOR, R. A. 1983 *Depositional systems. A genetic approach to sedimentary geology*. New Jersey. Prentice-Hall, Inc. 669p.
- DE MARTONE, E. 1943 Problemas geomorfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, 5:155-178.
- DEFFONTAINES, P. 1939 A geografia humana no Brasil. *Rev. Bras. Geogr.*, 1:19-67
- DERBY, O. A. 1889 Restropectivo histórico dos trabalhos geográficos e geológicos efetuados na província de São Paulo. *Bol. Com. Geogr. Geol. SP*, 1:3-26.
- ERICHSEN, A. I. 1956 Mercado e preços do Tório. *Eng. Min. Met.*, 24(143):164-166.
- FERNANDES, L. A. 1992 *A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá*. São Paulo, 129p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FILIZOLA, H. F. 1993 *O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da Bacia de Taubaté - SP*. São Paulo, v. 1, 114p. (Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo).
- FILIZOLA, H. F. & BOULET, R. 1993 Une évaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.316, Série II, p. 693-700.

- FITTI PALDI, F. C. 1990 *Vegetais fósseis da Formação Itaquaquecetuba (Cenozóico, Bacia de São Paulo)*. São Paulo, 146p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FITTI PALDI, F. C. & SIMÕES, M. G. 1990 Restos vegetais da Formação Pindamonhangaba (Cenozóico, Bacia de Taubaté). *Paleobotânica Latinoamericana (Circ. Inf. ALPP.)*, 9(1):18-19.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. 1929 Carta Geológica do Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geogr. Geol. de São Paulo*, São Paulo, SP.
- FREITAS, R. O. 1956 Considerações sobre a tectônica e a geologia do Vale do Paraíba. *Eng. Min. Met.*, 24(143):276-283.
- FÚLFARO, J. V. & SUGUIO, K. 1968 A Formação Rio Claro (Neocenozóico) e seu ambiente de deposição. *O I.G.G.* 20:45-60.
- GALLOWAY, W. E. 1985 Meandering streams - modern and ancient. In: FLORES, R. M. & ETHRIDGE, F. G. (orgs.) *Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential*. Tulsa, SEPM, Short Course, 19:145-166
- GALLOWAY, W. & HOB DAY, D. K. 1983 *Terrigenous clastic depositional systems*, New York, Springer-Verlag. 423p.
- GAMA JUNIOR, E. 1989 Concepções estratigráficas em análise de bacias: C) A estratigrafia genética. *Geociências*, 8:21-36.
- HANCOCK, P. L. 1985 Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):437-457.
- HANCOCK, P. L. & ENGELDER, T. 1989 Neotectonic joints. *Geol. Soc. A. Bull.*, 101:1197-1208.
- [HASUI, Y. & PONÇANO, W. L. 1978 Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DÉ GEOLOGIA, 30. Recife. *Anais...*, SBG, v.1, p.368-381.]
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A. F.; MELO, M. S. 1978 Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais...*, SBG, v.1, p. 382-392.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT 1977 *Geologia da região administrativa 3 do Estado de São Paulo*. Relatório 9.720, IPT, São Paulo, 3 vols.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT 1978 *Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2(Litoral) do Estado de São Paulo*. IPT, Monografias, 1, São Paulo, 78p.

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT 1981 *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000.* São Paulo. IPT, Publicação IPT nº 1183. São Paulo.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT 1982 *Geologia tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praias de Itaorna.* IPT, Monografias, 7, São Paulo, 149p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT 1990 *Geologia das Folhas Jacareí (SF-23-Y-D-II-3), Tremembé (SF-23-Y-B-V-4), Taubaté (SF-23-Y-D-II-2) e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3), escala 1:50.000, Estado de São Paulo.* São Paulo, IPT, Relatório 28732, v.1, 276p.
- LEOPOLD, L. B. & WOLMAN, M. G. 1957 River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 282-B:39-85.
- MANCINI, F. 1994 Estratigrafia e tectônica da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté (SP). In: WORKSHOP CIENTÍFICO DE PÓS-GRADUAÇÃO, 1. São Paulo, Resumos, IG-USP, p.89.
- MANCINI, F. & RICCOMINI, C. 1994 Estilos estruturais da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, v.1, p.564-565.
- MARQUES, A. 1990 Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Bol. Geoci. PETROBRÁS*, 4(3):253-262.
- MASSONNAT, G. & ODONNE, F. 1994 Rejet de failles et déviation des directions de déformation: modélisation analogique de structures naturelles. Conséquences sur les directions d'écoulement dans un réservoir fissuré. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18(1): 149-170.
- MASSONNAT, G & MANISSE, É. 1994 Modélisation des réservoirs fracturés et recherche de paramètres équivalents: étude de l'anisotropie verticale de perméabilité. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18(1):171-209.
- MEDEIROS, A. M. S. & AB'SÁBER, A.N. 1969 Introdução à geomorfologia da área da São José dos Campos (S.P.). *Geomorfologia*, 12:2-5.
- MELLO, C. L. 1992 *Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ).* Rio de Janeiro, 188 p. (Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal do Rio de Janeiro).

- MELLO, I. S. C.; CABRAL JUNIOR, M.; MOTTA, J. F. M. 1992a Avaliação do potencial mineral de elementos terras-raras (ETR) no Estado de São Paulo. In: WORKSHOP EM METALOGÊNESE: PESQUISAS ATUAIS E NOVAS TENDÊNCIAS, 1. São Paulo, *Boletim de Resumos*, IG/UNICAMP, IG/USP, IGCE/UNESP, p.24
- MELLO, I. S. C.; CABRAL JUNIOR, M.; MOTTA, J. F. M. 1992b Análise exploratória para elementos terras-raras (ETR) no Estado de São Paulo. In: CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, v. 2, p.234-235
- MELO, M. S. 1990 *A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. São Paulo, 211p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. M. 1985 Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**:193-201.
- MELO, M. S.; CAETANO, S. L. V.; COIMBRA, A. M. 1986 Tectônica e sedimentação nas áreas das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiania. *Anais...*, SBG, v. 1, p.321-336.
- MELO, M. S.; COIMBRA, A. M.; MORAES, M. C.; FERNANDES, L. A. 1990 Redefinição da Formação Pariquera-Açu, Cenozóico do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais...*, SBG, v. 1, p.324-338.
- MEZZALIRA, S. 1962 Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. *O I. G. G.*, **15**:73-94.
- MIALL, A. D. 1974 Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *J. Sed. Petrol.*, **44**(4):1174-1185.
- MIALL, A. D. 1977 A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**:1-62.
- MIALL, A. D. 1978 Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A. D. (ed) *Fluvial sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, **5**:597-604.
- MIALL, A. D. 1981 *Analysis of fluvial depositional systems*. Calgary, AAPG, Education Course Note Series, **20**:75p.
- MIALL, A. D. 1984 *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 668p.
- MIALL, A. D. 1985 Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, **22**:261-308.

- MIALL, A. D. 1987 Recent developments in the study of fluvial facies models. In: ETHRIDIGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology. Contributions from the Third International Fluvial Sedimentology Conference*. Denver, SEPM, Special Publication, **39**:83-91.
- MIALL, A. D. 1990 Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sed. Petrol.*, **61**(4):497-505.
- MIALL, A. D. 1992 Alluvial deposits. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds) *Facies models. Response to sea level change*. Ontario, Geological Association Canada. p. 119-142.
- MODENESI, M. C. & JORDÃO, S. 1992 A erosão acelerada em Caçapava - São Paulo. *Bol. Inst. Geol.*, **9**:31p.
- MORAES, L. J. 1945 Bacia terciária do Vale do Rio Paraíba, Estado de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Latr. - USP, Geologia*, **2**:3-25.
- MORAES REGO, L. F. 1933 As formações cenozóicas de São Paulo. *Esc. Polit. USP*, **2**:231-267.
- MOTTA, J. F. M.; TANNO, L. C.; CABRAL JUNIOR, M.; LANDIM, P. M. B. 1992 Argilas plásticas para cerâmica branca no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, v. 1, p.261-262.
- MOURA, J. R. S. & MELLO, C. L. 1991 Classificação aloestratigráfica do Quaternário Superior na região de Bananal (SP/RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, **21**(3):236-254.
- NASCIMENTO, E. M. & GRANITOFF, W. 1994 Técnicas de determinação do estado de tensões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, v.2, p.296-297.
- NANSON, G. & PAGE, K. 1983 Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers. In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, IAS, Blackwell Scientific Publications, Special Publications, **6**:133-143.
- OLIVEIRA, I. A. 1956 Reservas brasileiras de Tório. *Eng. Min. Met.*, **24**(143):163-164.
- PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G.; OJEDA, H. O.; FÚLFARO, V. J.; PONÇANO, W. L. 1986a Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):372-376.

- PISSIS, A. 1842a Mémoire sur la position géologique des terrains de la partie australe du Brésil et sur les soulevements qui, à diverses époques, ont changé le relief de cette contrée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **14**:353-413.
- PISSIS, A. 1842b Considérations générales sur les terrains du Brésil. *Bull. Soc. Géol. France*, **13**: 282-290.
- PLINT, A. G. 1983 Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, IAS, Blackwell Scientific Publications. Special Publications, **6**:355-368.
- PROTHERO, D. R. 1990 *Interpreting the stratigraphic record*. New York, W. H. Freeman. 410p.
- READING, H. G. 1986 *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell, 615p.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. R. 1980 *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. Second edition. New York, Springer-Verlag, 549p.
- RIBEIRO FILHO, E. 1958 Nota sobre um depósito aluvionar radioativo-Quaternário da Bacia do Paraíba em Tremembé, São Paulo. *Eng. Min. Met.*, **27**(160):199-200.
- RIBEIRO FILHO, R. 1948 Caracteres físicos e geológicos da Bacia do Paraíba. *Bol. DGM, DNPM*, **127**:55p.
- RICCOMINI, C. 1989 *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 256p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A. M. 1992 Geologia da bacia sedimentar. In: NEGRO JUNIOR, A.; FERREIRA, A. A., ALONSO, U. R.; LUZ, P. A. C. (eds) *Solos da Caatinga de São Paulo*. ABEF/ABMS, p.37-94
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A. M. 1993 Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Bol. IG-USP*, São Paulo, Série Didática, **6**:44p.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKE, M. W.; FIGUEIRA, R. M. 1989 Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth. Sci.*, **2**(2):191-197.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.; SUGUIO, K.; MIHÁLY, P.; MATORANA, E. C. 1991a Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. *Bol. IG-USP*, São Paulo, Publ. Esp., **9**:141-149.

- RICCOMINI, C.; SUGUIO, K.; ALVARENGA, H. M. F.; FITTIPALDI, F. 1991b
Estratigrafia e ambientes de sedimentação da porção central da Bacia de Taubaté, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 12. São Paulo. *Roteiro de excursões*. SBP, p.1-29
- RICCOMINI, C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K. 1991c The record of continental sedimentation in southeastern Brazil during the last millennium: Paleoseismicity, the little ice age, and man. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **63**(1):90.
- RIEDEL, W. 1929 Zur mechanik, geologischer Brucherscheinungen. Ein, Beitrag zum problem der "Fiederspalten". *Zentralbl. f. Mineral., Geol., u. Paleont.*, **1929B**:354-368.
- RUST, B. R. 1978 A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A. D. (ed.) *Fluvial sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir, **5**:187-198.
- SAAD, A. R. 1990 *Potencial econômico da Bacia de Taubaté (Cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba*. São Paulo 173p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Júlio de Mesquita Filho - UNESP, Rio Claro, SP).
- SADOWSKI, G. R. 1983 *Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais*. São Paulo, 108p. (Tese de livre docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SALVADOR, E.D. 1994 *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. São Paulo, 129p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SALVADOR, E. D. & RICCOMINI, C. 1994. Significado tectônico das famílias de juntas em sedimentos quaternários do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, v. 1, p.574-575
- SALVADOR, E. D. & RICCOMINI, C. 1995. Direção dos esforços holocénicos na Soleira de Queluz (SP-RJ), Brasil. *An.Acad. bras.Ciênc.*, **67**(1):135.
- SANTOS, M. C. S. & AB'SÁBER, A. N. 1969 Contribuição à geomorfologia da área de Caçapava (Estado de São Paulo). *Geomorfologia*, **12**:5-6.
- SCHUMM, S. A. 1963 A tentative classification of alluvial river channels. *U. S. Geological Survey Circular*, **477**.

- SMITH, D. G. 1987 Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology. Contributions from the Third International Fluvial Sedimentology Conference*. Denver, SEPM, Special Publication, 39:83-91
- SMITH, D. G. & PUTNAM, P. E. 1980 Anastomosed river deposits: modern and ancient examples im Alberta, Canadá. *Canadian Journal Earth Sciences*, 17(2):1396-1406.
- SUGUIO, K. 1969 *Contribuição à geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba - Estado de São Paulo*. São Paulo, 106p. (Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Bol. Especial).
- SUGUIO, K. & VESPUCCI, J. B. O. 1985 Turbiditos lacustres da Bacia de Taubaté, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, Goiânia, Atas..., SBG, v. 1, p. 243-250. *São Paulo*
- 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*, SBG, p.139.
- TJIA, H. D. 1964 Slickenside and fault movements. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75(7):683-685.
- TRICART, J. & SILVA, T. C. 1958 Aspectos gerais da sedimentação da Bacia de Taubaté (São Paulo, Brasil). *Notícia Geomorfológica*, 1(1):6-13.
- VESPUCCI, J. B. O. 1984 *Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté, SP*. São Paulo, 98p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências das Universidade de São Paulo).
- VICALVI, M. A. 1982 O primeiro registro de peixes fósseis na Formação Caçapava do Estado de São Paulo. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 54(2):351-354
- VICENTE, G.: MUÑOZ, A.: GINER, J. L. 1992 El uso del metodo de los diedros rectos: implicaciones a partil del modelo de deslizamiento del analises poblacional de fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5(3-4): 7-19.
- VISHER, G. S. 1990 *Exploration stratigraphy*. Second edition. Tulsa, Penn Well Publishing Company. 433p.
- WALKER, R. G. 1984 General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: WALKER, R. G. (ed.) *Facies models*. Second edition. Ontario, Geological Association of Canada, p.1-19.
- WALKER, R. G. 1990 Facies modeling and sequence stratigraphy. *J. Sed. Petrol.*, 60(5):777-786.

- WALKER, R. G. 1992 Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) *Facies models. Response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p.1-14.
- WALKER, R. G. & CANT, D. J. 1984 Sandy fluvial systems. In: WALKER, R. G. (ed.) *Facies models*. Second edition. Ontario, Geological Association of Canada, p.71-89.
- WALKER, R. G. & JAMES, N. P. 1992 *Facies models. Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409p.
- WASHBURNE, C. W. 1930 Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, 22:282p.
- ZALAN, P. V. 1986 A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(3):245-257.

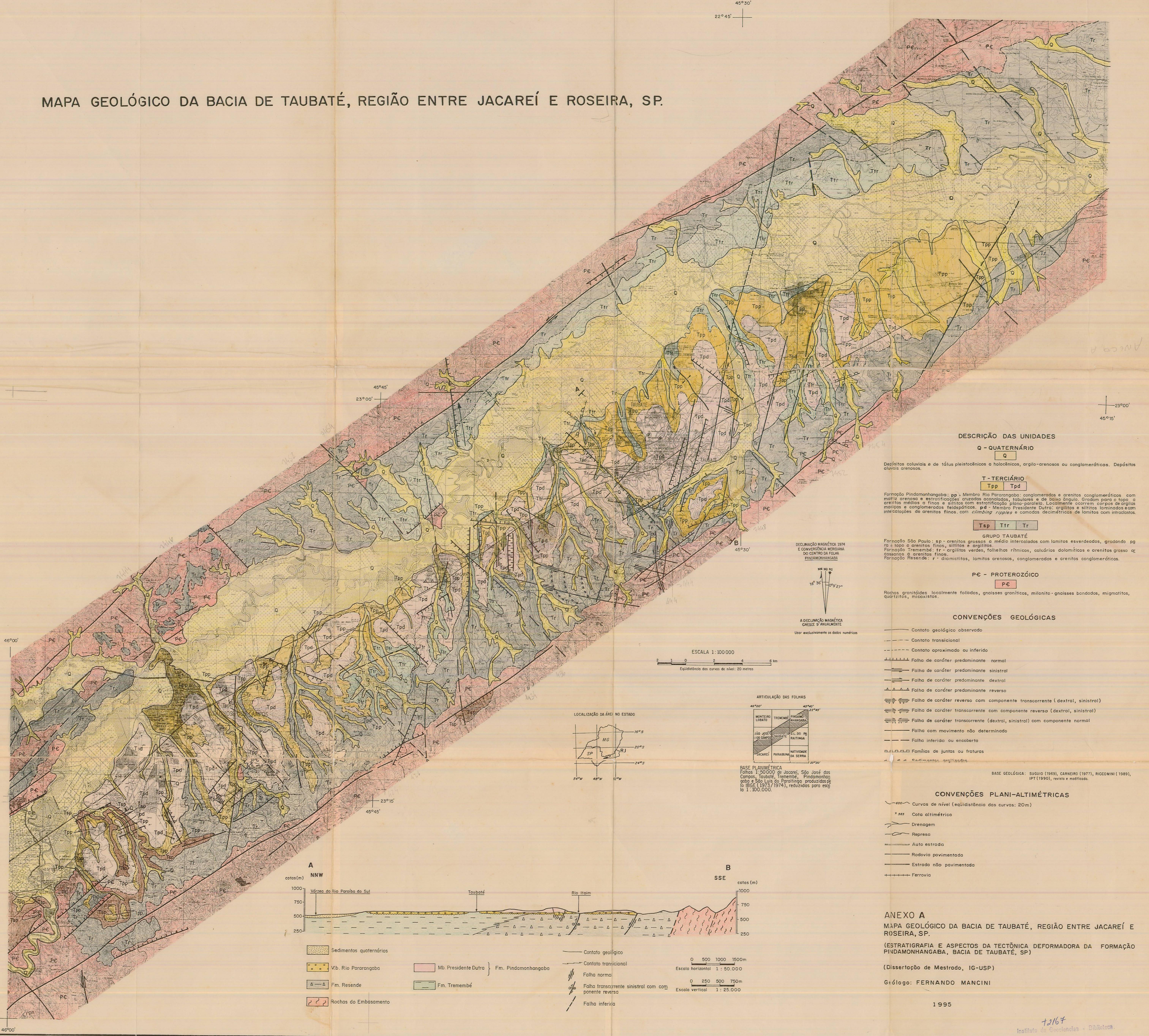
ANEXOS

ANEXO A

O1 mapa

**MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE TAUBATÉ, REGIÃO ENTRE JACAREÍ
E ROSEIRA, SP.**

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE TAUBATÉ, REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP.

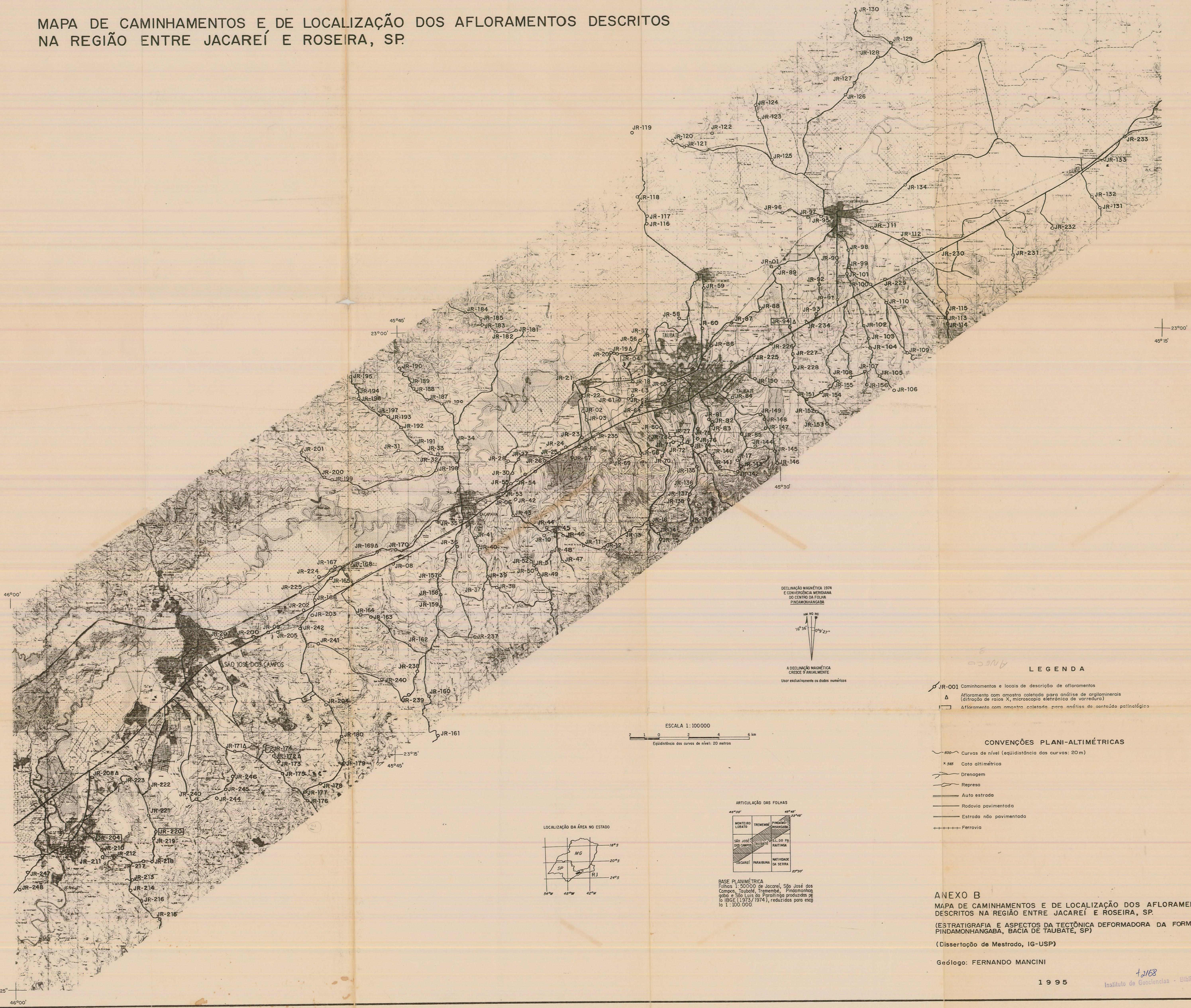


ANEXO B

O1 mapa

**MAPA DE CAMINHAMENTOS E DE LOCALIZAÇÃO DOS
AFLORAMENTOS DESCritos NA REGIÃO ENTRE JACAREÍ E
ROSEIRA, SP.**

MAPA DE CAMINHAMENTOS E DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DESCritos
NA REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP.



ANEXO C

PROPOSTA DE DIVISÃO PARA A FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA

MEMBRO RIO PARARANGABA (FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA)

DESIGNAÇÃO: o nome Rio Pararangaba foi tomado do rio homônimo localizado entre a Cidade de São José dos Campos e o Distrito de Eugênio de Melo.

SEÇÃO-TIPO: a seção-tipo foi composta a partir de afloramento na estrada de acesso para a fábrica da General Motors, em São José dos Campos, paralela à Rodovia Presidente Dutra, distante 300 m da margem esquerda do Rio Pararangaba e do corte localizado à margem direita do mesmo rio, próximo ao cruzamento da antiga estrada Rio-São Paulo com a Rodovia Presidente Dutra.

SEÇÕES-DE-REFERÊNCIA: como seções-de-referência podem ser citados o afloramento localizado na antiga estrada Rio-São Paulo, aproximadamente a 6 km de São José dos Campos em direção a Jacareí, no Jardim Morumbi; o corte da antiga cava para exploração de areia em Taubaté no Bairro Independência e o afloramento no km 1,5 da SP-123, próximo ao trevo de acesso a Quiririm.

ESPESSURA: a espessura na seção-tipo atinge 3,5 m. Regionalmente, apresenta espessura máxima de aproximadamente 30 m.

LITOLOGIA: o Membro Rio Pararangaba é caracterizado pela ocorrência de conglomerados basais, com predomínio de seixos de quartzo, os quais, para o topo, gradam a arenitos grossos a médios, com porções feldspáticas e matriz argilosa; localmente, capeando os arenitos, ocorrem camadas decimétricas de argilitos ricos em matéria orgânica com intercalações de siltitos; nos conglomerados da base ocorrem seixos imbricados e estratificações cruzadas acanaladas, enquanto nos arenitos grossos a médios predominam estratificações cruzadas tabulares, plano-paralelas e estratificações do tipo *epsilon*.

CONTATOS: o Membro Rio Pararangaba encontra-se interdigitado com o Membro Presidente Dutra; seu contato basal, com as formações do Grupo Taubaté (Resende, Tremembé e São Paulo), é discordante, marcado pela presença de conglomerados ricos em seixos de quartzo e quartzito, enquanto que o contato superior é brusco e erosivo com depósitos coluviais arenoso-argilosos que por vezes contém *stone lines* na sua base.

DISTRIBUIÇÃO: esta unidade distribui-se pela área compreendida entre Jacareí e Roseira (SP), principalmente ao longo da várzea do Rio Paraíba do Sul e em afloramentos próximos à Rodovia Presidente Dutra.

IDADE: a idade mais aceitável, porém ainda imprecisa, é o intervalo que compreende o Mioceno ao Plioceno.

OBSERVAÇÕES: os conglomerados, arenitos grossos a médios e as estruturas sedimentares observadas permitem interpretar que a deposição do Membro Rio Pararangaba ocorreu em um sistema fluvial com características meandrantes; os conglomerados e arenitos corresponderiam às fácies de canais e barras de pontal, enquanto que os corpos silto-argilosos indicariam a ocorrência de preenchimento de canais abandonados; nas camadas de arenitos grossos a médios ocorrem concentrações anômalas de monazitas.

MEMBRO PRESIDENTE DUTRA (FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA)

DESIGNAÇÃO: o nome Membro Presidente Dutra foi escolhido dada a presença de vários afloramentos deste membro ao longo da Rodovia Presidente Dutra, principalmente entre São José dos Campos e Taubaté.

SEÇÃO-TIPO: a seção-tipo do Membro Presidente Dutra está localizada em cava de extração de argila, ao sul da Cidade de Taubaté, próximo a Base Aérea de Veículos do Exército (BAVEX) e da margem esquerda do Rio Itaim e da

SEÇÕES-DE-REFERÊNCIA: como seções-de-referência deste membro podem ser citados os cortes da Rodovia Presidente Dutra, principalmente aqueles localizados no km 124, sentido São Paulo-Rio, e no acesso para Caçapava Velha (km 121), bem como o corte situado a 2,3 km da saída da mesma rodovia nos arredores do Bairro Tabuões, em Taubaté.

ESPESSURA: a seção-tipo do Membro Presidente Dutra apresenta espessura de 3,5 m; regionalmente a espessura máxima atinge aproximadamente 30 m.

LITOLOGIA: o Membro Presidente Dutra é composto basicamente por argilitos, roxos a vermelhos, maciços a laminados, com intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos e arenitos finos; localmente podem ser verificados arenitos lamosos, em corpos restritos, indicando depósitos de rompimento de diques marginais; os argilitos apresentam vários níveis ricos em impressões de vegetais fósseis e encontram-se bioturbados; nas camadas de arenitos finos podem ser observados *climbing ripples*, ocorrendo mais comumente laminações plano-paralelas.

CONTATOS: o Membro Presidente Dutra encontra-se interdigitado com o Membro Rio Pararangaba; o contato basal ocorre com os conglomerados do Membro Rio Pararangaba; o contato superior com os depósitos coluviais é brusco, erosivo, e marcado pela presença de *stone lines*.

DISTRIBUIÇÃO: o membro distribui-se pela região compreendida entre Jacareí e Pindamonhangaba (SP), representando a maior parte aflorante da Formação Pindamonhangaba.

IDADE: a idade mais aceitável para a unidade, porém ainda imprecisa, é o intervalo compreendendo o Mioceno ao Plioceno.

OBSERVAÇÕES: as estruturas observadas, em conjunto com o predomínio de litologias argilo-siltosas, leva a uma interpretação de depósitos gerados em sistema fluvial meandrante; tais depósitos correspondem a fácies de planície de inundação, com depósitos de rompimento de diques marginais associados.

ANEXO D

DIAGRAMAS ESTRUTURAIS DA REGIÃO ENTRE JACAREÍ E ROSEIRA, SP.

Observações

Col.	- colúvios	JR-001	-localização
Pinda.	- Fm. Pindamonhangaba	Pinda/Res	-unidade estratigráfica
S.P.	- Fm. São Paulo	falhas normais	-tipo de estruturas
Trem.	- Fm. Tremembé	3	-número de dados
Res.	- Fm. Resende	TD	-regime tectônico
Embas.	- Rochas do embasamento		

CF - compressão E-W

E2 - extensão WNW-ESE

TD - transcorrência dextral

TS - transcorrência sinistral

E1 - extensão NNW-SSE

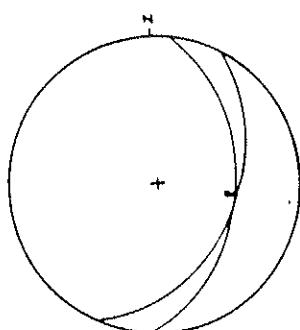
σ_1 - campos de máxima compressão

σ_3 - campos de máxima extensão

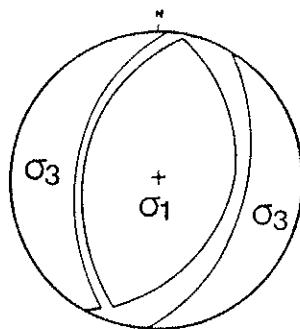
A- Diagramas de SCHMIDT-LAMBERT, com projeções no hemisfério inferior.

B- Diagramas com dados tratados pelo método gráfico dos diedros retos de ANGELIER & MECHLER (1977).

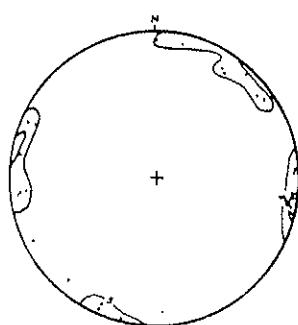
A



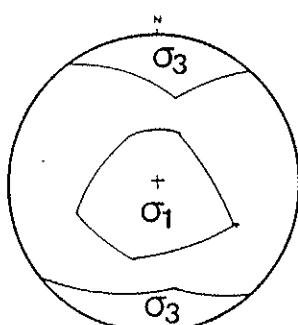
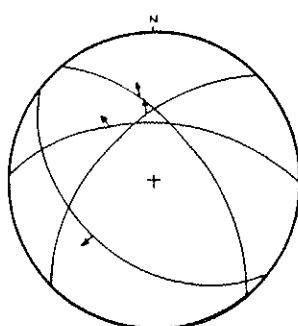
B



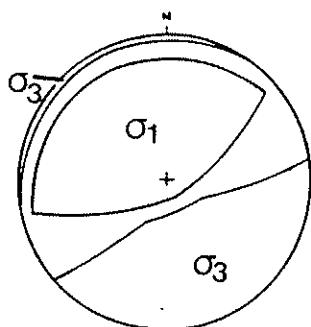
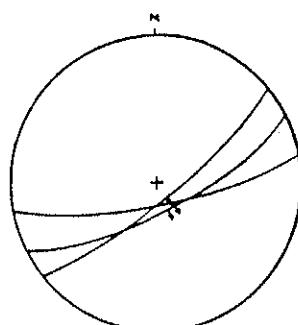
JR-013
Res
falhas normais
2
TD ou CF (?)



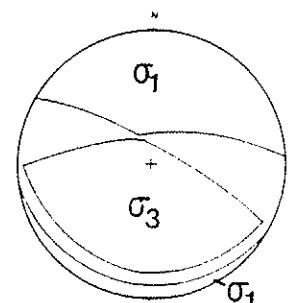
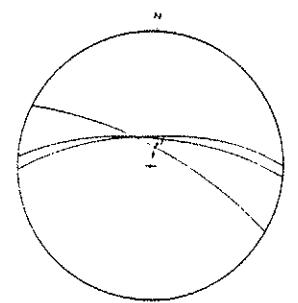
JR-020
Pinda
juntas
25
E2



JR-026
Pinda
falhas normais
4
CF (?)



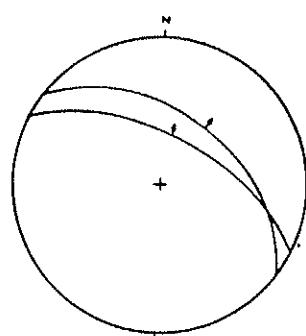
JR-028
Pinda/Trem
falhas normais
3
CF



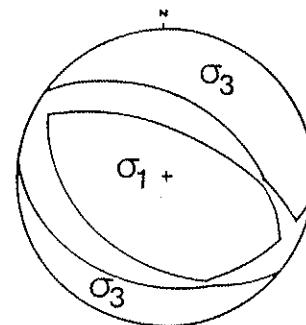
JR-035
Pinda
falhas reversas
3
TD

D-1

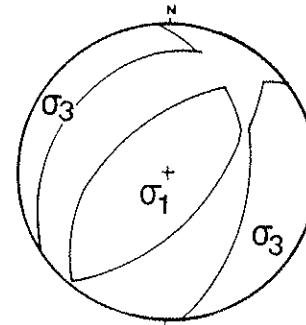
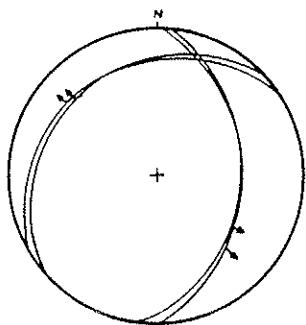
A



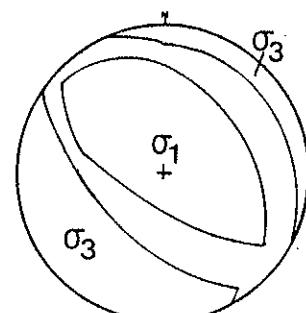
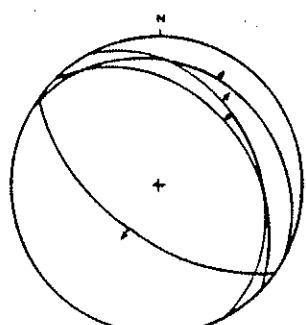
B



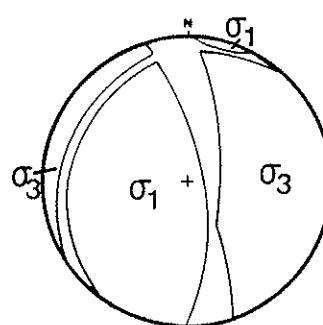
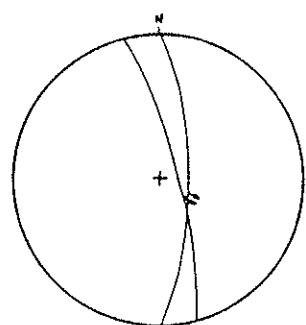
JR-036
Pinda
falhas normais
2
TD



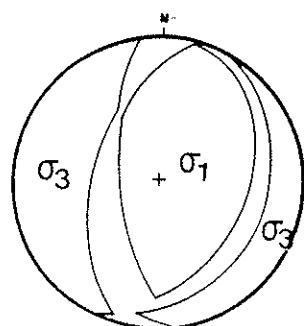
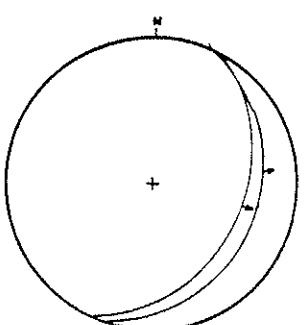
JR-043
Pinda
falhas normais
4
E2



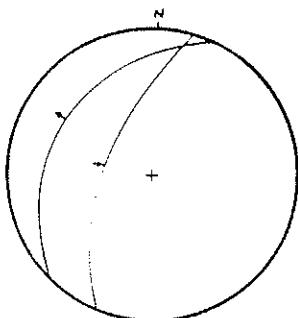
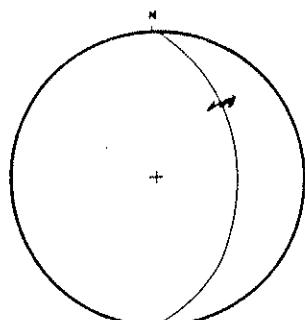
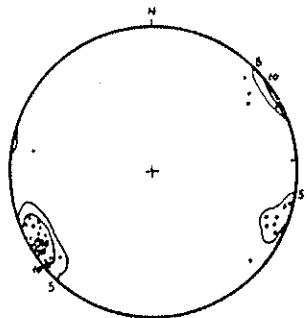
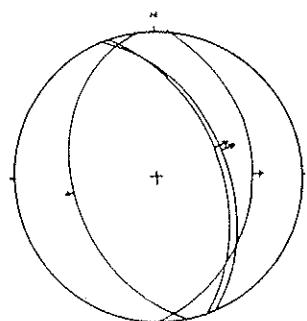
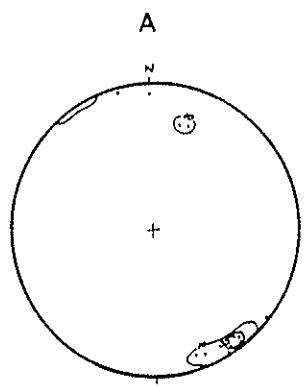
JR-045
Res
falhas normais
4
TD



JR-053
Pinda
falhas normais
2
E2

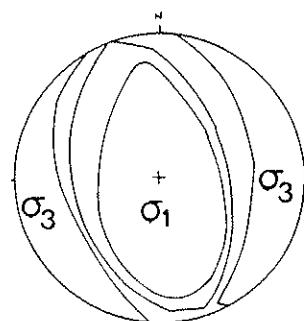


JR-081
Pinda
falhas normais
2
E2



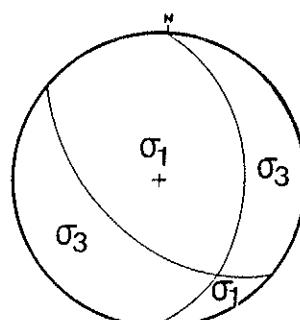
B

JR-077
Pinda
falhas normais
12
CF (?)

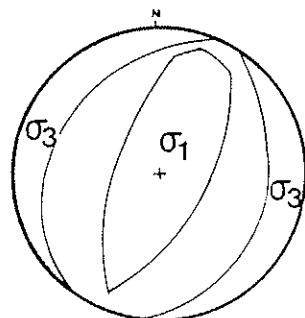


JR-084
Pinda
falhas normais
4
E2

JR-124
Embas
juntas de cisalhamento
32
TD (?)

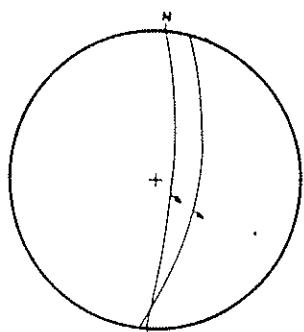


JR-137
Pinda
falha sinistral-normal
1
E2

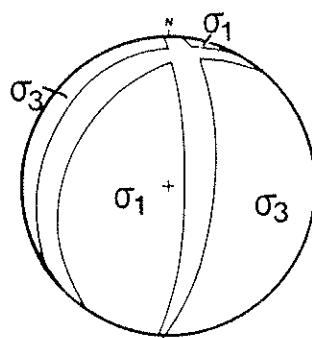


JR-171
Pinda
falhas normais
2
E2

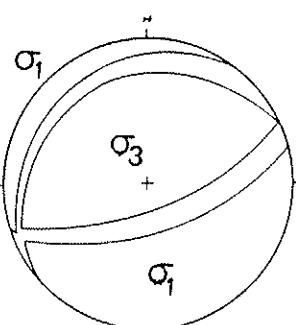
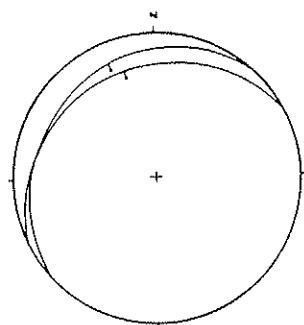
A



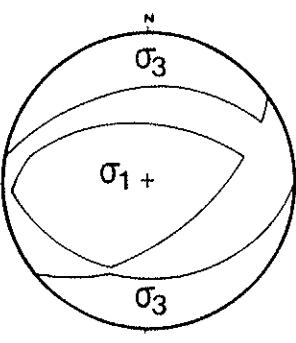
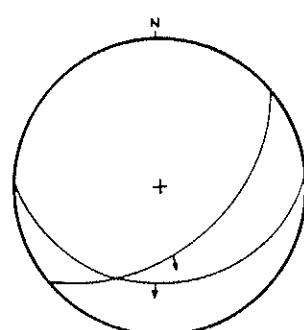
B



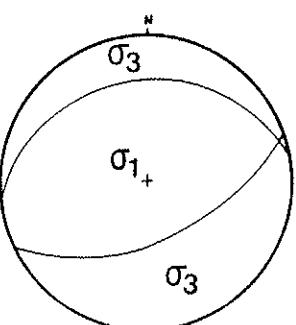
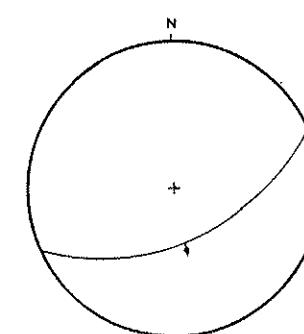
JR-172
Pinda
falhas normais
2
E2



JR-173
Pinda
falhas reversas
2
TD



JR-174
Pinda/Col
falhas normais
2
CF



JR-222
Pinda/SP
falha normal
1
CF