UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A FORMAÇÃO PARIQUERA - AÇU E DEPÓSITOS
RELACIONADOS: SEDIMENTAÇÃO, TECTÔNICA E
GEOMORFOGÊNESE

Mário Sérgio de Melo

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005195

A FORMAÇÃO PARIQUERA - AÇU E DEPÓSITOS
RELACIONADOS: SEDIMENTAÇÃO, TECTÔNICA E
GEOMORFOGÊNESE

Mário Sérgio de Melo

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Dr. A.M.Coimbra

Examinadores:

Dr. V.J.Fulfaro

Dr. K.Suguio

São Paulo
1990

RESUMO O objetivo dos estudos realizados foi a determinação das correlações entre sedimentação, tectônica, paleoclimas e feições morfológicas (níveis de terraços) na área de afloramento da Formação Pariquera-Açu, cobertura sedimentar continental cenozóica no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape, no litoral sul do Estado de São Paulo.

Com base nas características litológicas e relações estratigráficas observadas, os depósitos cenozóicos anteriormente atribuídos à Formação Pariquera-Açu foram separados em cinco unidades principais distintas: Formação Sete Barras (definida durante a realização do presente estudo); Formação Pariquera-Açu (para a qual apresenta-se proposta de redefinição no presente estudo), compreendendo uma fácies fanglomerática de leques aluviais coalescentes, uma fácies de planície fluvial meandrente, e uma fácies lacustre; depósitos de cascalhos em nível superior de terraços (situados em posição topográfica mais elevada); depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços (rebaixados em relação aos anteriores); e depósitos colúvio-aluviais.

A Formação Sete Barras é constituída de depósitos rudáceos de leques aluviais aparentemente gradando para depósitos finos, lacustres, formados provavelmente no Paleógeno, sob condições de clima seco. Preenche o Gráben de Sete Barras, uma depressão tectônica de direção N50E, formada na interseção da Zona de Cisalhamento de Cubatão (pré-cambriana a cambro-ordoviciana) com o Alinhamento de Guapiara (mesozóico), durante fase de esforços trativos na direção WNW-ESE, contemporâneos da sedimentação.

A reativação de falhas WNW-ESE paralelas ao Alinhamento de Guapiara no Neógeno, sob ação de esforços trativos reorientados na direção E-W, acarretou basculamentos de blocos e barramentos da paleodrenagem, ensejando a acumulação da Formação Pariquera-Açu, sob condições de clima úmido, e com o nível relativo do mar abaixo do atual. Junto às falhas desenvolveu-se sistema de leques aluviais coalescentes, gradando lateralmente para planície fluvial meandrente e lago.

Durante o final do Neógeno e o Pleistoceno a região foi submetida a soerguimento diferencial, com entalhamento progressivo da drenagem, mais pronunciado no bloco relativamente mais elevado, a SW do Alinhamento de Guapiara. Fases de clima seco possivelmente conjugadas com fases de quiescência tectônica ensejaram então a elaboração de dois níveis escalonados de terraços com cascalhos, estes depositados em sistema fluvial entrelaçado.

Formaram-se ainda na área depósitos colúvio-aluviais no final do Neógeno e no Pleistoceno, quando o paleo-relevo já era muito semelhante ao atual. Estes depósitos aparentemente refletem remobilizações maciças do regolito durante oscilações climáticas, e apresentam-se truncados por falhas, indicando tectônica sin e pós-sedimentar. Esta última é testemunhada principalmente por falhas inversas e com rejeito direcional cortando os depósitos colúvio-aluviais, que indicam fase de esforços compressivos de direção NE-SW, ativos provavelmente no Pleistoceno Inferior.

Diferenças nas cotas dos aluviões em baixos terraços nos dois blocos separados pelo Alinhamento de Guapiara sugerem que

discreta tectônica residual possa estar determinando soerguimento diferenciado dos blocos até os tempos geológicos mais recentes.

ABSTRACT Cenozoic deposits previously attributed to the Pariquera-Açu Formation (a continental sedimentary cover of the low Ribeira do Iguape River valley, southern São Paulo State, Brazil) can be separated in five different units: Sete Barras Formation (proposed in this study); Pariquera-Açu Formation (reviewed in this study); two topographic levels of gravels in fluvial terraces; and colluvial-alluvial deposits.

The Sete Barras Formation is constituted of coarse fanglomeratic deposits probably grading to clayey lacustrine layers. They were formed probably in the Palaeogene, under dry climate. This sedimentary unit fills the Sete Barras Graben, an elongated tectonic depression trending N50E, just in the intersection of the ENE-WSW Cubatão Shearing Zone (Proterozoic to Cambrian-Ordovician) and the WNW-ESE Guapiara Alignment (Mesozoic). Tractive stresses trending WNW-ESE synchronous to the sedimentation have originated the graben trough.

Reoriented tractive stresses trending E-W which were active during the Neogene reactivated WNW-ESE faults parallel to the Guapiara Alignment. This caused block tilting and drainage damming, and accumulation of the Pariquera-Açu Formation, under humid climate and lower sea level. Three facies can be recognized in this formation: fanglomeratic, fluvial meandering and lacustrine.

Differential uplift during the end of the Neogene and the Pleistocene raised the SW block of the Guapiara Alignment. Two main levels of fluvial terraces with gravels and sands of braided system were then developed on this raised block, during dry climate phases and conditions of sea level stability.

Colluvial-alluvial deposits younger than the terraces were formed when paleorelief was very similar to present-day relief. These deposits are related to the Quaternary climatic changes. They are cut by inverse and strike-slip faults which indicate compressive stresses trending NE-SW, active probably during Lower Pleistocene.

Geomorphological characteristics of modern alluvial plains indicate also some possible tectonic activity along the Guapiara Alignment during recent geological times.

AGRADECIMENTOS

Os mais sinceros agradecimentos ao Professor Doutor Armando Márcio Coimbra, pela atenciosa orientação, apoio e estímulo à realização deste trabalho.

A FINEP - Financiadora de Estudos e Projetos, e ao IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, que patrocinaram a realização do projeto de estudos que resultou neste trabalho.

Aos colegas Luiz Alberto Fernandes, Maria Cristina de Moraes, Reinaldo Gomes Nogueira Ramos e Júlio Sinkus, e à estagiária Sandra Garcia Gabas, da DGRM do IPT, que participaram diretamente do desenvolvimento de diversas etapas dos estudos.

Aos colegas Waldir Lopes Ponçano, Dirceu Pagotto Stein e Carlos Alberto Bistrichi, da DGRM do IPT, pelas discussões e orientação em diversas etapas dos estudos.

Aos Professores Gerusa Maria Duarte (UFSC) e Rodolfo José Angulo (UFPR) pelo apoio, discussões e orientação sobre unidades estratigráficas correlacionáveis à Formação Pariquera-Açu.

Aos Professores Doutores Kenitiro Suguio e Setembrino Petri (IG-USP), pelas discussões e orientação.

Ao Professor Doutor Murilo Rodolfo Lima (IG-USP) e ao Geólogo Mitsuru Arai (PETROBRAS-CENPES), pelas análises palinológicas e discussões a respeito.

Ao Professor Doutor Max Brandt Neto (UNESP - São José do Rio Preto), pela análise de minerais de argila.

Ao Professor Jorge Kazuo Yamamoto (IG-USP), pelo auxílio no tratamento de dados sedimentológicos.

Ao Professor Doutor Aziz Nacib Ab'Sáber (Instituto de Estudos Avançados - USP), pelas discussões e orientação sobre aspectos da geomorfologia da área.

Aos colegas Fernando C. Fittipaldi e Marcelo G. Simões (pós-graduandos do IG-USP), pela verificação de amostra selecionada para estudos paleontológicos.

Aos Geólogos Richard Margutti (SERRANA-S.A. de Mineração) e Cleber Ferrari (então na CPRM-SP), pelas discussões sobre dados de pesquisa mineral.

Ao Geólogo Nei Ikeda (DAEE - Registro), pelas discussões sobre dados de poços para águas subterrâneas.

Ao Geólogo Edgard Pierre Marcello (Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente), pelas discussões com relação a restos vegetais e minerais de argila de afloramentos atribuídos à Formação Pariquera-Açu.

Ao Professor Doutor Erasmo D'Almeida Magalhães (FFLCH-USP), pela orientação e discussões com relação à toponímia e vocábulos de origem tupi.

Aos colegas dos Agrupamentos de Geologia Regional e Geodinâmica (Maria do Carmo Soares Rodrigues dos Santos, Airton Marambaia Santa, Luis Celso Coutinho da Silva, Otávio Martins, Waldomiro de Oliveira, Marlene Santana e Sandra Regina de Medeiros), Petrologia (Hendrik Herman Ens, Jairo de Sant'Anna Taddeo, José Moacyr Vianna Coutinho, Maria Heloisa B. de O. Frascá, Mirian Cruxén Barros de Oliveira, Paulo Ernesto Mori, Ari Ferreira Pontes, Elaine Vieira dos Santos, Eli Arruda Toledo, Eliana Antunes Rezende, Jilson Cardoso, Maria Elizabeth C. P. Mariano, Nilson de Paula e Valentim José da Silva Filho), Geofísica (Mauro Martins Ferreira e Valter Domingos da Silva), Geomatemática (Genis Garcia Pereira Júnior, Mário Otávio Costa, Nivaldo Paulon, Bernadete de L. S. Pastore e Bernadete Santos Andrade), Documentação (Débora Fiuza Figueiredo Orsi, Maria Ines do Prado Consoni e Maria Solange O. Pereira) e Seção de Desenho (Arturo Enrique Prieto Ibars, Damaris Rodrigues Marins, Gilson Belarmino dos Santos, Jayme Vergílio, Luiz Antônio Ribeiro, Mirna Mangini Ferracini e Waldir Dantas Cortez), da antiga DMGA e atuais DGRM e DIGEM do IPT, que tornaram possível a concretização deste trabalho.

A todas estas pessoas o autor expressa seu reconhecimento.

INDICE

p.

INDICE DAS ILUSTRAÇÕES.....	iv
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Toponímia.....	3
1.2 Objetivos.....	5
1.3 Localização e Acessos.....	6
2. METODOS E TECNICAS.....	8
2.1 Análise da Documentação Preexistente.....	8
2.2 Levantamentos de Campo.....	9
2.3 Análises Laboratoriais e Tratamento de Dados.....	11
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	13
3.1 Embasamento Cristalino Proterozóico a Cambriano-Ordoviciano.....	13
3.2 Diques e Sills de Diabásio Mesozóicos.....	15
3.3 Maciços Alcalinos Mesozóicos e Diques Associados.....	16
3.4 Rochas Silicificadas.....	17
4 GEOMORFOLOGIA REGIONAL.....	17
4.1 Compartimentação Geomorfológica.....	18
4.2 Rede de Drenagem.....	19
4.3 Superfícies Aplainadas.....	21
5 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU... 22	22
5.1 Litologias.....	27
5.2 Gênese dos Depósitos.....	30
5.3 Idade.....	32
5.4 Estratigrafia.....	33
5.5 Síntese dos Conhecimentos Prévios.....	35
6 A FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU E DEPOSITOS RELACIONADOS.....	38
6.1 Níveis de Terraços Fluviais.....	40
6.1.1 Nível superior de terraços.....	43
6.1.2 Nível intermediário de terraços.....	47

6.1.3 Baixos terraços.....	49
6.2 Estratigrafia e Sedimentação.....	50
6.2.1 Considerações gerais.....	51
6.2.1.1 Terminologia.....	51
6.2.1.2 Análises granulométricas.....	56
6.2.1.3 Diagramas CM.....	61
6.2.1.4 Minerais pesados.....	66
6.2.1.5 Minerais de argila.....	73
6.2.2 Formação Sete Barras.....	77
6.2.2.1 Litologias.....	77
6.2.2.2 Sistemas deposicionais e paleoclima.....	80
6.2.2.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia.....	83
6.2.2.4 Relações estratigráficas.....	85
6.2.2.5 Correlações e idade.....	86
6.2.3 Formação Pariquera-Açu.....	86
6.2.3.1 Litologias.....	88
6.2.3.2 Fósseis.....	105
6.2.3.3 Sistemas deposicionais e paleoclima.....	106
6.2.3.4 Condicionamento tectônico e paleogeografia.....	107
6.2.3.5 Relações estratigráficas.....	108
6.2.3.6 Correlações e idade.....	109
6.2.4 Depósitos de cascalhos em nível superior de terraços...	113
6.2.4.1 Litologias.....	115
6.2.4.2 Sistemas deposicionais e paleoclima.....	119
6.2.4.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia.....	121
6.2.4.4 Relações estratigráficas.....	123
6.2.4.5 Correlações e idade.....	124
6.2.5 Depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços.....	124
6.2.5.1 Litologias.....	126
6.2.5.2 Sistemas deposicionais e paleoclima.....	126
6.2.5.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia.....	128
6.2.5.4 Relações estratigráficas.....	128
6.2.5.5 Correlações e idade.....	129
6.2.6 Depósitos colúvio-aluviais.....	131
6.2.6.1 Litologias.....	131
6.2.6.2 Sistemas deposicionais e paleoclima.....	135
6.2.6.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia.....	138

6.2.6.4 Relações estratigráficas e idade.....	139
6.2.7 Coberturas sedimentares quaternárias.....	139
6.2.8 Paleocorrentes.....	141
6.2.8.1 Métodos de estudo.....	142
6.2.8.2 Resultados.....	146
6.2.8.2.1 Formação Sete Barras.....	148
6.2.8.2.2 Formação Pariquera-Açu.....	148
6.2.8.2.3 Cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços.....	148
6.3 Deformações Tectônicas.....	149
6.3.1 Estruturas Antigas.....	150
6.3.2 Estruturas mesozóico-cenozóicas.....	152
6.3.2.1 Falhas normais.....	157
6.3.2.2 Falhas inversas e direcionais.....	159
6.4 Recursos Minerais.....	161
6.4.1 Ouro.....	161
6.4.2 Caulim e argilas.....	162
6.4.3 Outros bens minerais.....	163
7 EVOLUÇÃO GEOLOGICA CENOZOICA.....	164
8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	171
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	181
ANEXOS	
A - ANALISES GRANULOMETRICAS.....	190
B - ANALISES MINERALOGICAS DOS PESADOS.....	193
C - ANALISES DOS MINERAIS DE ARGILA.....	196
D - SONDAgens ELETRICAS VERTICAIS.....	198
E - RESULTADOS DAS MEDIDAS DE PALEOCORRENTES.....	205

INDICE DAS ILUSTRAÇÕES

Este texto contém 93 FIGURAS, 3 TABELAS e 6 DESENHOS.

FIGURAS	p.
1. Mapa de localização e acessos da área estudada.....	7
2. Rocha do embasamento silicificada ao longo de falha de reativação de direção ENE-WSW (local JA-729).....	18
3. Quadro dos eventos quaternários no baixo Ribeira do Iguape (segundo BIGARELLA & MOUSINHO 1965).....	25
4. Comparação das propostas de origem e associações dos níveis de terraços do baixo Ribeira do Iguape, segundo vários autores.....	36
5. Relações entre as unidades estratigráficas e a tectônica na área do baixo Ribeira do Iguape.....	39
6. Localização dos testemunhos de terraços fluviais no baixo Ribeira do Iguape.....	42
7. Seções geológicas.....	52
8. Porcentagens médias das classes texturais por litologias...	58
9. Porcentagens médias das classes texturais por unidades estratigráficas.....	58
10. Parâmetros estatísticos médios por litologias.....	60
11. Parâmetros estatísticos médios da fração areia por litologias.....	60
12. Parâmetros estatísticos médios por unidades estratigráficas.....	62
13. Parâmetros estatísticos médios da fração areia por unidades estratigráficas.....	62
14. Valores médios de C e M (em mm) para as diferentes litologias.....	64
15. Valores médios de C e M (em mm) por unidades estratigráficas.....	64
16. Diagramas CM dos sedimentos das diferentes unidades cenozóicas da área do baixo Ribeira.....	65
17. Porcentagens médias de tipos de minerais pesados por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).....	68

18. Porcentagens médias de tipos de minerais pesados por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).....	68
19. Porcentagens médias dos principais minerais pesados transparentes segundo as duas frações estudadas.....	71
20. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).....	72
21. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).....	72
22. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes nos ortoconglomerados e areias grossas por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).....	74
23. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes nos ortoconglomerados e areias grossas por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).....	74
24. Porcentagens médias de minerais pesados transparentes mais comuns por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).....	75
25. Porcentagens médias de minerais pesados transparentes mais comuns por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).....	75
26. Porcentagens médias de tipos de minerais de argila por unidades estratigráficas.....	76
27. Seção-tipo da Formação Sete Barras (local RE-472).....	78
28. Paraconglomerado polimítico da base da exposição da seção-tipo da Formação Sete Barras (local RE-472).....	81
29. Ortoconglomerado polimítico da Formação Sete Barras (local SA-641).....	81
30. Esboço geológico do Gráben de Sete Barras.....	84
31. Depósitos de leques aluviais da Formação Sete Barras cortados no topo por cascalhos do nível superior de terraços (local RE-463).....	85
32. Brecha polimítica da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu, ocorrendo em cunha clástica associada a falha normal (local IC-83).....	89
33. Paraconglomerado polimítico da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-81).....	90
34. Banco de areias médias a finas e silte da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-280)...	91
35. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local IC-83).....	91
36. Seção-tipo da Formação Pariquera-Açu, representando depósitos da fácies fanglomerática (local PA-76).....	92
37. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-81).....	93

38. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-69).....	93
39. Ortoconglomerados e areias com estratificação cruzada tabular recobertos por lamito da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-69).....	94
40. Detalhe dos ortoconglomerados e areias com estratificação cruzada tabular da FOTO 7 (local PA-69).....	94
41. Areias grossas com pelotas de argila da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local PA-200).....	95
42. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local PA-200).....	96
43. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local PA-834).....	97
44. Paraestratótipo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local PA-15).....	97
45. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local RE-109).....	98
46. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (local RE-205).....	98
47. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu associados a depósitos subaquosos da fácies fanglomerática (local RE-367).....	99
48. Depósitos da transição das fácies de planície fluvial meandrante e lacustre da Formação Pariquera-Açu (local PA-144).....	99
49. Área de topografia plana junto à planície costeira, onde ocorrem sedimentos predominantemente argilosos da fácies lacustre da Formação Pariquera-Açu (foto tomada no sentido NW a partir do local PA-680).....	100
50. Depósitos da fácies de lacustre da Formação Pariquera-Açu (local PA-714).....	100
51. Argila siltosa da fácies lacustre da Formação Pariquera-Açu (local PA-114).....	101
52. Paraestratótipo da fácies lacustre da Formação Pariquera-Açu (local PA-114).....	101
53. Área topograficamente rebaixada e aplainada em frente à Serra da Bezerra, na região de ocorrência de sedimentos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (foto tomada no sentido NE a partir do local JU-489).....	102
54. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu na área da rodovia Biguá-Iguape (local JU-441).....	102
55. Paraestratótipo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu na área da rodovia Biguá-Iguape (local JU-445).....	103

56. Sedimentos argilosos cobertos por areias conglomeráticas da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu, cortados por falha normal de direção WNW-ESE (local JU-443).....	104
57. Rio Ribeira do Iguape entre Itapeúna e Eldorado, observando-se os aluviões quaternários nos baixos terraços , nesta área relativamente elevados e entalhados, o nível intermediário de terraços com cascalhos , e o nível superior de terraços com cascalhos (fotos tomadas no sentido SW a partir do local JA-668)...	114
58. Aluviões quaternários nos baixos terraços e testemunho entalhado do nível superior de terraços com cascalhos no vale do Rio Jacupiranga próximo à cidade homônima (foto tomada no sentido NE a partir do local JA-681).....	115
59. Cascalhos oligomíticos do nível superior de terraços no vale do Rio Ribeira do Iguape próximo a Iporanga (local IP-827).....	116
60. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (local JA-31).....	117
61. Cascalhos do nível superior de terraços ao longo do vale do Rio Jacupiranga, mostrando abundante argila caulinitica secundária (cimentação diagenética) (local PA-25).....	119
62. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos dos cascalhos (local PA-37).....	120
63. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos dos cascalhos (local RG-53).....	120
64. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos dos cascalhos, cortados por falha normal (local PA-39).....	122
65. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços remobilizados pela ação de falha pós-sedimentação, e recobertos por depósitos colúvio-aluviais (local JA-610). 122	
66. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços remobilizados pela ação de falha pós-sedimentação, e recobertos por depósitos colúvio-aluviais (local JA-611). 123	
67. Leito do Rio Ribeira do Iguape no trecho entre Itapeúna e a entrada da Gruta do Diabo, mostrando barras de cascalhos e areias atuais, aluviões quaternários nos baixos terraços e remanescentes do nível intermediário de terraços com cascalhos (local BR-774).....	125
68. Cascalhos oligomíticos do nível intermediário de terraços (local JA-706).....	127
69. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços (local JA-706).....	127

70. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços cortados por falha normal (local JA-623).....	129
71. Cascalhos do nível intermediário de terraços na base, recobertos por lamito da unidade de depósitos colúvio-aluviais (local PA-336).....	130
72. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços recobertos por depósitos colúvio-aluviais (local JA-663).....	130
73. Paraconglomerado oligomítico atribuído à unidade de depósitos colúvio-aluviais (local JU-417).....	132
74. Lamito incluído na unidade de depósitos colúvio-aluviais, em ocorrência restrita à encosta de morrote (local JU-412).....	133
75. Depósitos colúvio-aluviais (local JU-530).....	133
76. Brecha sedimentar atribuída à unidade de depósitos colúvio-aluviais, ocorrendo em cunha clástica associada a falha normal de direção NNW-SSE (local JU-430).....	135
77. Detalhe da brecha sedimentar da foto anterior (local JU-430).....	136
78. Depósitos colúvio-aluviais (local BR-866).....	137
79. Sucessão de camadas de paraconglomerados atribuídos à unidade de depósitos colúvio-aluviais (local BR-866)...	137
80. Depósitos colúvio-aluviais cortados por falha normal e falha de empurrão (local RE-508).....	138
81. Cascalhos imbricados em barra longitudinal atual no trecho encaixado do vale do Rio Ribeira do Iguape (local BR-782).....	140
82. Cascalhos imbricados e orientados em barra longitudinal atual do vale do Rio Ribeira do Iguape, no início do remanso da Área do Gráben de Sete Barras (local SA-636)..	142
83. Orientação de clastos em barra atual de cascalhos do Ribeira do Iguape.....	143
84. Síntese dos resultados do estudo de paleocorrentes das unidades cenozóicas do baixo Ribeira.....	147
85. Principais estruturas da Área do baixo Ribeira.....	151
86. Falha normal de direção NE-SW cortando metassedimentos do embasamento na borda sul do Gráben de Sete Barras (local RE-647).....	153
87. Falha inversa de direção NNW-SSE cortando metassedimentos e desenvolvendo faixa brechada no embasamento (local BR-857).....	154
88. Representação em diagramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) de planos de falha e estrias, por domínios estruturais específicos da Área do baixo Ribeira do Iguape.....	156

89. Representação em diagramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) de planos de falha e estrias, de acordo com sua natureza, por unidades estratigráficas do baixo Ribeira do Iguape.....	158
90. Direções de esforços principais deduzidas a partir das populações de falhas normais e inversas que cortam as diferentes unidades estratigráficas do baixo Ribeira (método de ANGELIER & MECHLER 1977).....	160
91. Relações entre as principais estruturas e a sedimentação cenozóica no baixo vale do Ribeira do Iguape.....	165
92. Hipótese de evolução do Alinhamento de Guapiara durante o Cenozóico, com soerguimento relativo do bloco SW.....	167
93. Hipótese de evolução tectônica e sedimentação associada no Cenozóico do baixo vale do Ribeira do Iguape.....	172

TABELAS

1. Terminologia adotada na classificação litológica dos sedimentos da área do baixo Ribeira do Iguape.....	53
2. Composição mineralógica dos minerais pesados opacos de algumas amostras de sedimentos cenozóicos do baixo Ribeira do Iguape, obtida através de difratometria de raios X.....	69
3. Algumas características dos cascalhos dos níveis superior (TQcs) e intermediário (TQci) de terracos.....	118

DESENHOS (encarte na contracapa)

1. Perfis topográficos longitudinais às principais drenagens.
2. Mapa geológico - área 1 - baixo Ribeira.
3. Mapa geológico - área 2 - Iporanga-Itapeúna.
4. Seções geoeletricas - área Sete Barras
5. Seções geoeletricas - área Pariquera-Açu
6. Azimutes da paleocorrente das unidades sedimentares cenozóicas da área estudada.

1. INTRODUÇÃO

A região costeira entre os estados do Rio de Janeiro e Paraná caracteriza-se como área anômala no desenvolvimento dos processos geológicos que determinaram a ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico, e que ainda hoje têm marcante influência na morfologia e na dinâmica interna e externa regionais. Algumas das principais características que marcam o desenvolvimento diferenciado da região são: pronunciado arqueamento crustal no Mesozóico, com elevação do Planalto Atlântico a cotas hoje superiores a 2000m em vários locais; intenso magmatismo básico (Jurássico Superior a Neocomiano) e alcalino (Neocomiano a Senoniano, com manifestações até o Eoceno); atividade de grandes falhas normais no Paleógeno, originando as bacias tectônicas do Sistema de Rift da Serra do Mar ("Serra do Mar Rift System" no original, ALMEIDA 1976, p. 15), bem como as serras do Mar e da Mantiqueira; atividade sísmica atual significativa, caracterizando a Região Sudeste como uma das principais regiões sísmicas do País; comportamento atual diferenciado da linha de costa (áreas em imersão, como o litoral norte do Estado de São Paulo, contrastando com áreas em emersão, como o litoral sul deste Estado), sugerindo blocos tectônicos com movimentos distintos.

Após os trabalhos de síntese regional (ALMEIDA 1976, ASMUS & FERRARI 1978, HASUI et al. 1978b, entre outros), a tendência na presente década tem sido de detalhar estudos em sítios localizados, considerados áreas-chave para a compreensão da evolução geológica mesozóico-cenozóica do Sudeste do Brasil. Tais áreas-chave caracterizam-se tanto pela superposição de manifestações de processos geológicos distintos nesses sítios, como pela possibilidade de preservação, até os tempos atuais, das evidências dessas manifestações. Os resultados desses estudos setorializados têm permitido aperfeiçoar os modelos regionais, no sentido de recompor a história evolutiva do passado geológico relativamente recente, e estabelecer suas relações com os processos atuais que interagem com a atividade antrópica. Foi nesta perspectiva do estudo de áreas-chave que foram

investigadas, ao longo desta década, as bacias de Resende, Volta Redonda, Taubaté e São Paulo (IPT 1983, 1984 e 1986).

Neste quadro regional, os sedimentos da Formação Pariquêra-Açu constituem um elemento com marcantes peculiaridades. Já em alguns estudos de síntese regional (ALMEIDA 1976, HASUI et al. 1978b), esta unidade foi tentativamente relacionada aos processos associados com a evolução do Sistema de Rift da Serra do Mar, apesar desta hipótese, na época, carecer de suporte sólido. Por outro lado, BIGARELLA & MOUSINHO (1965), autores responsáveis pela definição da Formação Pariquêra-Açu, relacionaram-na a fatores essencialmente climáticos, dentro de um quadro de sucessão de fases secas e úmidas no Quaternário, estas fases também consideradas como fatores de extensão regional, muitas vezes utilizadas em correlações entre áreas distantes. Os autores que têm estudado a Formação Pariquêra-Açu após a sua definição, têm apontado tanto para possível origem climática ou tectônica, referindo-se eventualmente à influência do nível marinho, sem entretanto apresentar evidências conclusivas em favor de qualquer dessas hipóteses.

Além dessa aparente contradição entre gênese climática ou tectônica, outros aspectos apontam para a conveniência de aprofundar o estudo da Formação Pariquêra-Açu: a relativa antiguidade dos trabalhos mais detalhados sobre a unidade (cerca de duas décadas ou mais antigos); o precário conhecimento geológico do baixo vale do Rio Ribeira do Iguape; a localização geográfica, intermediária entre as bacias de São Paulo e Curitiba, duas depressões tectônicas do Sistema de Rift da Serra do Mar; a recente descoberta de relações diretas entre os sedimentos da Formação Pariquêra-Açu e falhas de origem tectônica (IPT 1987, RICCOMINI et al. 1987); a perspectiva de rápido desenvolvimento da região, inclusive com a construção de grandes obras, realçando a importância de melhor se conhecer o substrato geológico e as condicionantes tectônicas.

Assim, a proposta de estudar a Formação Pariquêra-Açu visa fornecer subsídios para estabelecer as possíveis relações entre fatores climáticos e tectônicos (e eventualmente eustáticos) de

expressão regional, de modo a aperfeiçoar os modelos de evolução geológica admitidos para a área, dentro de uma perspectiva de contínua integração dos resultados do estudo de diferentes áreas-chave num modelo de evolução abrangente.

1.1 Toponímia

A denominação "Formação Pariquera-Açu" foi proposta por BIGARELLA & MOUSINHO (1965, p. 18). Estes autores emprestaram a denominação da cidade homônima, esta por sua vez situada às margens do Rio Pariquera-Açu, tributário da margem direita do baixo Ribeira do Iguape.

Segundo LEFÈVRE (1952), o nome indígena "Pariquera-açu" significaria "grande peixe-rei", ou ainda "seria alusivo à lentidão com que correm as águas desse rio" (LEFÈVRE *op. cit.*, p. 64).

Na "Enciclopédia dos municípios brasileiros" (IBGE 1957), o nome do "Município de Pariquera-Açu" é apresentado como sendo derivado do tupi-guarani, correspondendo a "cercados dos peixes grandes" (IBGE *op. cit.*, p. 239).

Entretanto, no "Vocabulário tupi-guarani-português" (BUENO 1983), encontra-se o seguinte verbete:

"Pariquera - *sm* Pari velho ou abandonado, de pari cercado para apanhar peixe, ceva e quera ou coera, que existiu e não é mais utilizado" (BUENO *op. cit.*, p. 221).

Uma interpretação semelhante é encontrada na edição recente de "O tupi na geografia nacional" (SAMPAIO 1987), com introdução e notas de Frederico G. Edelweiss. O vocabulário apresentado ao fim da obra inclui os seguintes verbetes:

"PARIQUERA *c.* Parí-quéra ou parí-coéra, os cercados de peixe; as caniçadas. Pode significar também o cercado velho, arruinado, extinto" (SAMPAIO *op. cit.*, p. 296);

"AÇU *adj.* Grande, considerável" (SAMPAIO *op. cit.*, p. 191).

Segundo nota de Frederico Edelweiss (SAMPAIO *op. cit.*, p. 89), o sufixo *quêra* ou *coêra* seria derivado do sufixo guarani *kôera*, o qual não existe no tupi.

Assim, de acordo com estes trabalhos mais recentes, a denominação "Pariquera-Açu" derivaria em parte do tupi, e em parte do guarani, e significaria "grande cercado de peixes não mais em uso". Esta interpretação é compartilhada pelo Prof. Dr. Erasmo D'Almeida Magalhães, das cadeiras de Tupi e Toponímia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

A discussão etimológica da denominação "Pariquera-Açu" revela algumas divergências ortográficas, que se traduzem também numa diferença de pronúncia: "pariquera" ou "pariqüera", esta última forma com o u tremado, pronunciado, semivogal de ditongo crescente.

A forma sem trema, no topônimo composto "Pariquera-Açu" aparece em LEFÈVRE (1952, p. 64), na "Enciclopédia dos municípios brasileiros" (IBGE 1957, p. 239), na definição da "Formação Pariquera-Açu" (BIGARELLA & MOUSINHO 1965, p. 18), no "Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo" (MEZZALIRA 1981, p. 92), no "Léxico estratigráfico do Brasil" (BAPTISTA *et al.* 1984, p. 301), e ainda no vocabulário de SAMPAIO (1987, p. 296). Outra forma sem trema é "Pariqueraçu", encontrada no "Novo dicionário da língua portuguesa" (FERREIRA 1975, p. 1047).

A forma tremada "Pariqüera" aparece em BUENO (1983, p. 221). Esta forma é utilizada também no topônimo composto "Pariqüera Açu", agora sem o hífen, na carta topográfica do IBGE (1974, Folha SG-23-V-A-IV-1, Pariqüera Açu).

Apesar de menos utilizada na bibliografia citada, a forma tremada ("pariqüera") seria mais correta, tendo em vista a origem a partir do sufixo guarani *kôera*, conforme as notas de Frederico Edelweiss (SAMPAIO 1987, p. 89). Esta forma corresponde à

pronúncia da população local na área da cidade e do rio aqui enfocados.

Ortograficamente, talvez o topônimo composto mais correto fosse "Pariqüeraçu", resultado do acréscimo do trema (pela pronúncia de origem guarani) à forma de FERREIRA (1975), esta escrita sem hífen, respeitando o estabelecido pelo "Formulário Ortográfico", contido na mesma edição (FERREIRA *op. cit.*, p. XI).

Entretanto, dadas a antigüidade, a difusão, e a aceitação da forma com hífen, parece mais razoável a adoção da forma de BUENO (1983) para o topônimo, ou seja, "Pariqüera-Açu". No presente trabalho esta será a forma adotada, tanto para se referir ao rio, como à cidade e à formação geológica, todos homônimos. Somente nas citações de outros autores, entre aspas, será mantida a ortografia original.

1.2 Objetivos

Os estudos propostos compreenderam a área principal de afloramento de sedimentos atribuíveis à Formação Pariqüera-Açu, abrangendo um setor maior situado entre as cidades de Registro, Pariqüera-Açu e Cajati, e setores menores ao longo dos vales do Ribeira do Iguape e de tributários da margem esquerda a jusante de Registro (FIGURA 1).

Os objetivos mais gerais dos estudos propostos foram:

- a) estudar os tipos de fácies, sua constituição, processos, áreas-fonte, as relações estratigráficas, as relações de contato, os sistemas deposicionais e a cronologia das unidades sedimentares cenozóicas ali encontradas;
- b) estudar a relação dos tipos de fácies com a geomorfogênese (níveis de terraços), e possíveis evidências paleoclimáticas (constituição, paleontologia, ambiente de sedimentação);
- c) estudar as estruturas tectônicas que afetam os sedimentos, e as relações entre tectônica e sedimentação;

- d) estudar possíveis relações entre atividade magmática cenozóica e a sedimentação;
- e) analisar as relações entre sedimentação, morfogênese, paleoclima, tectônica e eustasia, definindo os principais fatores genéticos;
- f) classificar os depósitos, definindo as unidades estratigráficas que melhor reflitam a faciologia, os fatores geológicos envolvidos na sua gênese, e a evolução da área.

O escopo final dos estudos foi determinar a correlação entre sedimentação, tectônica, paleoclima, eustasia e feições morfológicas (níveis de terraços), visando propor seqüência de eventos que reconstitua a história geológica cenozóica local. Os dados desse modelo, comparados com modelos tectônicos e climáticos regionais, deverão fornecer subsídios para a discussão da validade de padrões de correlação de abrangência regional.

1.3 Localização e Acessos

A área estudada, compreendendo a maior parte do baixo vale do Rio Ribeira do Iguape, a jusante de Iporanga, está apresentada na FIGURA 1. Abrange cerca de 5 000 km², em grande parte estudados a nível de reconhecimento, e parcialmente a nível de detalhe, compatível com a representação final em cartas em escala 1:100 000, nas principais áreas de afloramento da Formação Pariquêra-Açu.

O acesso à área a partir da cidade de São Paulo é feito pela Rodovia BR-116 (Régis Bittencourt), que passa por Miracatu, Juquiá, Registro, Jacupiranga e Cajati, dentro da área estudada. A partir dessas localidades, utilizam-se rodovias secundárias para atingir o restante da área (SP-222, rodovia Biguá-Iguape; SP-165, entre Juquiá, Sete Barras, Eldorado, Itapeúna e Iporanga; SP-139, entre Registro e Sete Barras; SP-226, entre a BR-116, Pariquêra-Açu e Itapitanguí; SP-222, entre Jacupiranga,

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSOS DA ÁREA ESTUDADA

Pariquera-Açu e Iguape; SP-193, entre Itapitanguí, Jacupiranga e Eldorado).

2. METODOS E TECNICAS

Visando enfocar a Formação Pariquera-Açu e outros depósitos cenozóicos do baixo Ribeira como reflexo do concurso de processos tectônicos (endógenos) e climáticos (exógenos), os estudos propostos podem ser agrupados nas seguintes fases principais:

- a) análise da documentação preexistente;
- b) levantamentos de campo;
- c) análises laboratoriais e tratamento de dados.

2.1 Análise da Documentação Preexistente

Os principais temas pesquisados para o desenvolvimento dos estudos foram:

- a) Formação Pariquera-Açu (caracterização, gênese, idade);
- b) análise faciológica e modelos deposicionais de sistemas análogos aos da Formação Pariquera-Açu;
- c) classificação de rochas sedimentares;
- d) análise estrutural;
- e) modelos regionais de evolução tectônica e paleoclimática cenozóica;
- f) temas correlatos (toponímia; variações do nível do mar; níveis de terraços fluviais; paleocorrentes; unidades sedimentares correlacionáveis à Formação Pariquera-Açu; parâmetros granulométricos; mineralogia de pesados).

A análise dos documentos referentes à Formação Pariquêra-Açu procurou abranger toda a bibliografia existente sobre esta unidade geológica, desde as descrições pioneiras e os estudos de caracterização dos depósitos, até os estudos mais recentes, de cartografia em escalas sucessivamente maiores. O resultado desta análise, sintetizada no item 5, permitiu definir o nível de conhecimento sobre os diversos aspectos da Formação Pariquêra-Açu, identificando-se as questões pendentes mais relevantes.

Os demais temas foram pesquisados em diferentes medidas, de modo a atingir os objetivos propostos, dando suporte adequado às interpretações e conclusões.

2.2 Levantamentos de Campo

Os levantamentos de campo compreenderam mapeamento geológico de superfície e realização de ensaios geofísicos (sondagens elétricas verticais).

O mapeamento geológico foi realizado conforme técnicas convencionais, através do levantamento de dados de campo, utilizando-se, sempre que possível, a rede viária (rodovias, estradas, caminhos, ferrovias), em malha de observação adequada para a representação final em mapa na escala 1:100 000.

Foi dada ênfase à observação das unidades sedimentares cenozóicas, e aos seus contatos com o embasamento cristalino adjacente, bem como à observação das estruturas da reativação tectônica mesozóico-cenozóica. Os locais de descrição dos afloramentos estudados, numerados em seqüência (1 a 878), estão apresentados no verso dos mapas geológicos (DESENHOS 2 e 3). As letras dos prefixos dos números dos locais referem-se ao nome das folhas topográficas 1:50 000 do IBGE em que se situam (SA = Serra do Aboboral; RE = Registro; JU = Juquiá; MI = Miracatu; IP = Iporanga; BR = Braço; JA = Jacupiranga; PA = Pariquêra-Açu; IG = Iguape; RG = Rio Guaraú; IC = Ilha de Cananéia). Por razões práticas, a representação dos resultados foi subdividida em duas

áreas, denominadas área 1 (Baixo Ribeira) e área 2 (Iporanga-Itapeúna).

Alguns dados sobre o comportamento da Formação Pariquera-Açu em subsuperfície foram obtidos junto ao cadastro de poços para água subterrânea do Departamento de Aguas e Energia Elétrica (DAEE) e da Companhia de Saneamento Básico de São Paulo (SABESP) (ambos em Registro), e junto à SERRANA-S.A. de Mineração (em Cajati). Localmente, para verificar condutores rasos indicados nas sondagens elétricas verticais, foram realizadas sondagens a trado manual.

O desenvolvimento dos trabalhos de campo foi orientado pela interpretação de fotografias aéreas 1:35 000 (TERRAFOTO/CESP, 1980/1981), de cenas de satélite TM-LANDSAT e mosaicos de radar RADAMBRASIL 1:250 000, e pelos mapas geológicos preexistentes, principalmente os de BIGARELLA & MOUSINHO (1965), FRANZINELLI (1970), SILVA et al. (1981) e IPT (1987).

Para orientação no campo, e subsequente confecção de mapas, foram utilizadas as fotografias aéreas 1:35 000, bem como os mapas topográficos do IBGE em escala 1:50 000. Para verificação das cotas dos níveis de terraços fluviais (DESENHO 1) foram utilizadas cartas topográficas 1:10 000 do DAEE (elaboradas por Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S. A., em 1967) e do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC) (elaboradas pela TERRAFOTO, em 1988).

Os levantamentos de campo indicaram duas áreas em que os sedimentos cenozóicos poderiam atingir espessuras maiores do que aquelas normalmente referidas na literatura geológica. Nesses locais (denominados informalmente "área Pariquera-Açu" e "área Sete Barras") foi realizado um total de doze sondagens elétricas verticais pelo Agrupamento de Geofísica da Divisão de Geologia e Recursos Minerais (DGRM) do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Estas sondagens visaram verificar a natureza geoeletrica dos materiais, e a hipótese de maiores espessuras, fornecendo orientação para o desenvolvimento de

futuros estudos nessas áreas. Os métodos adotados são apresentados com mais detalhe no ANEXO D.

2.3 Análises Laboratoriais e Tratamento de Dados

As análises laboratoriais compreenderam: análises sedimentológicas, análises petrográficas pormenorizadas, datação K-Ar e estudos palinológicos.

As análises sedimentológicas, realizadas no Agrupamento de Petrologia da DGRM do IPT, visaram subsidiar a caracterização das diversas unidades sedimentares presentes na área, e fornecer elementos para interpretar processos genéticos, paleoclimas, condições diagenéticas e remanejamentos, através dos estudos de granulometria, composição mineralógica dos minerais pesados e da fração argilosa (ver ANEXOS A, B e C).

As análises petrográficas, realizadas no Agrupamento de Petrologia da DGRM do IPT, visaram sobretudo identificar e verificar as condições de alteração da rocha do dique, datada pelo método K-Ar, e também identificar possíveis processos hidrotermais associados com diferenciações finais da intrusão dos maciços alcalinos mesozóicos da área (Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu) e com a tectônica cenozóica, a exemplo do que foi observado na extremidade NE da Bacia de Taubaté e nas bacias de Resende e Volta Redonda, próximas aos maciços do Itatiaia e Passa Quatro (IPT 1983). Foram também realizadas análises petrográficas para identificar a litologia constituinte de clastos de depósitos rudáceos da área. Os resultados das análises petrográficas são encontrados no Rel. IPT nº 27 527 (IPT 1989).

Foi realizada uma datação K-Ar em lamprófiro com fenocristais de biotita em dique intrusivo de direção WNW-ESE, localizado nas proximidades de importantes estruturas cenozóicas da área. A datação visava verificar a hipótese de que tal dique testemunhasse uma fase de magmatismo ultrabásico cenozóica, à semelhança do que foi constatado na área das bacias de Volta

Redonda e Resende, no âmbito do Sistema de Rift da Serra do Mar (IPT 1983, RICCOMINI et al. 1983, MELO et al. 1985a).

A datação K-Ar foi realizada pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Os resultados são encontrados no Rel. IPT nº 27 527 (IPT 1989).

Treze amostras de sedimentos foram estudadas visando verificar o conteúdo palinológico. A preparação das amostras e a verificação do eventual conteúdo palinológico foram realizadas pelo Prof. Dr. Murilo Rodolfo Lima, do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da USP, e pelo Geólogo Mitsuru Arai, da PETROBRAS/CENPES. Entretanto, apesar das amostras analisadas representarem o material potencialmente mais promissor para conter palinomorfos, incluindo material proveniente do mesmo local já estudado anteriormente por SUNDARAM & SUGUIO (1985), nenhuma delas revelou-se portadora de palinomorfos.

O tratamento de dados compreendeu: dados de lineamentos extraídos de produtos de sensores remotos (fotos aéreas 1:35 000, imagens de satélite TM-LANDSAT e mosaicos de radar 1:250 000); dados de estruturas tectônicas cenozóicas medidas durante os trabalhos de campo; dados de paleocorrentes (orientação de seixos e estratificações cruzadas); dados das análises sedimentológicas.

Os lineamentos estruturais foram tratados para apresentação em diagrama de rosácea de 180 graus, com intervalos de 10 graus. Os dados de estruturas tectônicas, bem como da orientação de seixos, foram plotados em diagramas Schmidt-Lambert, para simples representação gráfica e para contagens estatísticas. Deduções de eixos principais de esforços a partir das populações de falhas foram realizadas através dos métodos de ANGELIER & MECHLER (1977) e ANGELIER (1979). Todos estes tratamentos foram realizados através de programas desenvolvidos pelo Agrupamento de Geomatématica da DGRM do IPT.

O cálculo dos parâmetros granulométricos e a classificação das amostras foram efetuados por programa desenvolvido no Agrupamento de Petrologia (classificação segundo SHEPARD 1954, e parâmetros segundo FOLK & WARD 1957).

3. GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada nos levantamentos de campo abrange a principal área de afloramento dos sedimentos previamente mapeados como Formação Pariquêra-Açu (SILVA et al. 1981 e BISTRICHI et al. 1981). Compreende a porção do leito do Rio Ribeira do Iguape entre Iporanga e Itapeúna, último trecho de vale encaixado antes de abrir-se o relevo suave e de leito meandrante do baixo vale, a jusante de Eldorado (DESENHOS 2 e 3).

No trecho encaixado entre Iporanga e Itapeúna as ocorrências de depósitos antes atribuídos à Formação Pariquêra-Açu são relativamente restritas em área. Já na região do baixo vale propriamente dito, nas proximidades de Pariquêra-Açu e Registro, estendem-se as principais áreas de afloramento da unidade sedimentar. Outras ocorrências significativas aparecem ainda na rodovia Biguá-Iguape, e ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga.

3.1 Embasamento Cristalino Pré-cambriano a Cambriano-Ordoviciano

O embasamento cristalino na área estudada é representado principalmente por rochas pré-cambrianas polideformadas, com estrutura complexa, incluídas no Maciço de Joinvile e na Faixa de Dobramentos Apiaí (segundo subdivisão de HASUI et al. 1975 e ALMEIDA et al. 1981).

O Maciço de Joinvile desenvolve-se ao sul do Lineamento de Itapeúna/Zona de Cisalhamento de Cubatão, e constitui o embasamento da Faixa Apiaí. Ele é constituído predominantemente por rochas gnáissico-migmatíticas, em parte cobertas por

supracrustais (mica xistos e subordinadamente filitos, metassiltitos, metarenitos, metagrauvacas, metarcóseos, leptinolitos, gonditos e gnaisses) (SILVA et al. 1981, CAMPANHA et al. 1987).

A Faixa de Dobramentos Apiaí desenvolve-se a norte do Lineamento de Itapeúna/Zona de Cisalhamento de Cubatão, juntamente com o Complexo Embu, que ocorre na porção nordeste da área estudada (IPT 1987). A Faixa Apiaí é representada na área pela Formação Perau e correlatas (CAMPANHA et al. 1987), constituída de ardósias, filitos, xistos finos, intercalações de metabásicas e metavulcânicas, quartzitos, carbonato-pelitos, mármore, metaconglomerados, pequenas formações ferríferas, metacherts e depósitos sulfetados. O Complexo Embu, indiviso na área, é constituído de mica xistos a granada e sillimanita com intercalações de quartzitos. TEIXEIRA et al. (1987) distinguem uma faixa de mica xistos finos e filitos, quartzitos, filitos grafitosos, cálcio-silicáticas e metabásicas ao norte de Miracatu e Juquiá, e a denominam Seqüência Miracatu. Xistos grafitosos dessa faixa, que se estende de Miracatu a Sete Barras, já haviam sido descritos por SILVA et al. (1979).

Na área da Faixa Apiaí, no extremo norte da área estudada, aparece ainda o Complexo Granitóide de Agudos Grandes (Fácies Cantareira de HASUI et al. 1978a).

As rochas do Maciço de Joinvile são cortadas por maciços graníticos pós-tectônicos da Fácies Graciosa, representados pelos granitos do Guaraú, Mandira e do Cordeiro, de idade cambro-ordoviciano.

As rochas da Faixa Apiaí, Maciço de Joinvile e Complexo Granitóide de Agudos Grandes são cortadas por zonas de cisalhamento que atuaram até o Cambriano-Ordoviciano, gerando diversos tipos de rochas miloníticas (milonitos, blastomilonitos, ultramilonitos, protomilonitos, brechas, protocataclasitos e cataclasitos).

Nos mapas geológicos (DESENHOS 2 e 3) as rochas do embasamento cristalino estão representadas indiferenciadamente (PE), distinguindo-se somente as principais intercalações de quartzito (PEq), as rochas graníticas e granitóides (PEO) e as faixas de rochas cataclásticas (PEOc), que por sua natureza constituem relevo destacado ou marcam zonas de fraqueza estrutural, influenciando mais acentuadamente os sítios de deposição e a sedimentação cenozóica na área.

3.2 Diques e Sills de Diabásio Mesozóicos

A área estudada situa-se sobre a extensão do Alinhamento de Guapiara, uma faixa de fraqueza estrutural de direção WNW-ESE paralela ao Arco de Ponta Grossa (ALGARTE 1972, FERREIRA et al. 1981), à qual associa-se um enxame de diques de diabásio intrudidos preferencialmente entre 130 e 120Ma (segundo datações de AMARAL et al. 1966 e MELFI 1967). Nos levantamentos de campo, os diques de diabásio de direção WNW-ESE mostram-se muito abundantes na faixa WNW-ESE entre Sete Barras e Itapeúna, concentrando-se à altura de Eldorado. Esta faixa corresponde à principal zona de anomalias magnéticas (CPRM 1988) que permite definir os limites do Alinhamento de Guapiara.

Os diques de diabásio são corpos tabulares a irregulares, normalmente subverticais, com espessura submétrica a métrica, raramente ultrapassando uma dezena de metros. Além do diabásio, excepcionalmente ocorrem outras litologias, como o augita-biotita-lamprófiro do local JA-694 (Itapeúna). Apesar da composição diferenciada, a idade K-Ar de amostra desse dique de lamprófiro forneceu idade de 137Ma, revelando tratar-se de uma intrusão contemporânea dos diques de diabásio. Esta idade obtida afastou a hipótese de que pudesse tratar-se de um testemunho de uma fase de vulcanismo ultrabásico mais nova, como a verificada na área das bacias de Resende e Volta Redonda (RICCOMINI et al. 1983 e 1985, MELO et al. 1985a e b).

Além dos diques de direção WNW-ESE, amplamente dominantes na área estudada, ocorrem também diques e sills de direção ENE-WSW, subparalelos à direção metamórfica das rochas do embasamento. São comuns principalmente na área da Zona de Cisalhamento de Cubatão, e na sua interseção com o Alinhamento de Guapiara, onde se desenvolve o Gráben de Sete Barras.

Os diques de diabásio representados nos DESENHOS 2 e 3 (β) foram compilados de mapas preexistentes (SILVA et al. 1981, IPT 1985, IPT 1987).

3.3 Maciços Alcalinos Mesozóicos e Diques Associados

Conhecem-se três maciços de rochas alcalinas de idade mesozóica na área estudada, incluídos na Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa (ALMEIDA 1983): Jacupiranga, Serrote (ou Juquiá) e Pariquera-Açu.

O maior deles, o Maciço de Jacupiranga, é constituído de sienitos, fenitos, carbonatitos (lavrados economicamente), piroxenitos, peridotitos, ijolitos, essexitos, jacupiranguitos (SILVA et al. 1981). Sua idade (130Ma, segundo AMARAL et al. 1967) indica sincronismo com a intrusão dos diques de diabásio.

O Maciço do Serrote (ou Juquiá) é constituído de carbonatitos (também explorados), piroxenitos, ijolitos, sienitos, fenitos e monzonitos (IPT 1987). Sua idade (127Ma, segundo AMARAL et al. 1967) indica sincronismo com o Maciço de Jacupiranga e com a intrusão dos diques básicos.

A Alcalina de Pariquera-Açu é constituída de shonkinitos e malignitos, e subordinadamente nefelina-sienitos (FERREIRA et al. 1987). As idades K-Ar preliminares indicaram 200Ma, o que situaria a intrusão da Alcalina de Pariquera-Açu numa fase magmática anterior à dos dois maciços já descritos (FERREIRA et al. *op.cit.*), o que deverá ainda ser confirmado.

No mapa geológico da área 1 - Baixo Ribeira (DESENHO 2), as rochas alcalinas que constituem os três maciços da área estão representadas indiferenciadamente (K λ).

3.4 Rochas Silicificadas

Ocorrem ao longo de uma faixa de direção ENE-WSW com espessura da ordem de uma dezena de metros, logo a sul de Eldorado (local JA-729). Aparentemente, trata-se de rochas cataclásticas preexistentes, do embasamento, cortadas por falhas mesozóicas de direção ENE-WSW provavelmente contemporâneas da intrusão do Maciço Alcalino de Jacupiranga, situado próximo. A silicificação deve resultar da percolação, através dessas falhas, de soluções hidrotermais ligadas a diferenciações finais do magmatismo que originou o maciço alcalino, a exemplo do que se observa nas bacias de Taubaté e Resende, próximo aos maciços de Itatiaia e Passa Quatro (IPT 1983, MELO et al. 1985a).

As rochas silicificadas próximas a Eldorado chegam a sustentar afloramentos de grandes blocos alinhados (FIGURA 2). Aparentemente, as mesmas falhas ENE-WSW iriam gerar, no Paleógeno, mais tarde, e mais deslocadas para o sentido nordeste, o Gráben de Sete Barras, sugerindo tratar-se de zonas de fraqueza sucessivamente reativadas ao longo do tempo geológico.

Sob marcante influência deste arcabouço lito-estrutural preexistente, depositaram-se na área as coberturas sedimentares cenozóicas, descritas no item 6.2.

4 GEOMORFOLOGIA REGIONAL

Serão tratados neste item aspectos mais gerais relacionados com a localização da área estudada na compartimentação geomorfológica do Estado de São Paulo, com o condicionamento da rede de drenagem principal, e com as superfícies aplainadas de extensão regional. Os aspectos de maior

detalhe relacionados com os níveis de terraços fluviais da área do baixo Ribeira do Iguaçu serão tratados no item 6.1.

FIGURA 2. Rocha do embasamento silicificada ao longo de falha de reativação de direção ENE-WSW, situada entre o maciço alcalino de Jacupiranga e o Gráben de Sete Barras (local JA-729, rodovia SP-193 entre Jacupiranga e Eldorado, cerca de 5km a S de Eldorado).

4.1 Compartimentação Geomorfológica

Na divisão geomorfológica do Estado de São Paulo a área estudada encontra-se na Província Costeira, que é subdividida localmente em três zonas: Serrania Costeira (Serra de Paranapiacaba), Baixadas Litorâneas e Morraria Costeira.

A Serra de Paranapiacaba caracteriza-se como uma faixa de terrenos cristalinos pré-cambrianos escarpados, com grandes desníveis topográficos, na transição entre o Planalto de Guapiara (altitudes médias em torno de 1 000m) e a Morraria Costeira (raras elevações acima de 100-120m) (PONÇANO et al. 1981). Esta última constitui, nos limites da região estudada, uma área de sistemas de relevo de colinas e morrotes de baixa amplitude (abaixo de 100m), e subordinadamente morros em meia laranja e

morros com serras restritas. A área de topografia mais rebaixada de colinas e morrotes, sustentados pelas rochas cristalinas pré-cambrianas e por sedimentos cenozóicos, apresenta-se nivelada por uma superfície de topo com declividade no sentido da planície costeira, com cotas variando entre 30 e 120m.

As Baixadas Litorâneas abrangem as extensas planícies costeiras constituídas principalmente por depósitos arenosos de antigos cordões litorâneos, parcialmente remobilizados pela ação fluvial. A cota das planícies raramente ultrapassa 10m.

4.2 Rede de Drenagem

O Rio Ribeira do Iguape destaca-se como único grande rio da vertente atlântica da Serra do Mar. O forte gradiente topográfico lhe confere maior poder de entalhe, e suas cabeceiras apresentam caráter erosivo remontante, capturando setores das bacias vizinhas dos rios do planalto. Os metassedimentos pouco metamorfisados do Grupo Açungui chegaram a ser considerados como fator determinante da erosão diferencial que teria favorecido o desenvolvimento da bacia do Ribeira. Entretanto, os resultados do presente estudo mostram a influência de duas importantes direções estruturais antigas, reativadas no Cenozóico, no condicionamento do curso do Ribeira, e no desenvolvimento de sua bacia hidrográfica.

A direção estrutural principal reativada em tempos mais remotos no Cenozóico é representada pela Zona de Cisalhamento de Cubatão, e pelo Gráben de Sete Barras, que lhe é superimposto (ver item 6.2.2.3). Este último supostamente está associado com a evolução do Sistema de Rift da Serra do Mar, no Paleógeno. Aparentemente já àquela época os movimentos tectônicos propiciaram o surgimento de um paleo-Ribeira drenando diretamente para o Atlântico. Posteriormente, no Neógeno, a reativação de estruturas paralelas ao Alinhamento de Guapiara modificou a drenagem primitiva, talvez desde então imprimindo-lhe o aspecto geral observado hoje.

A rede de drenagem principal atual reflete os principais traços estruturais da área (FIGURA 91). Os rios Ribeira do Iguape (a montante de Sete Barras), São Lourenço e Juquiá (a jusante da confluência com o São Lourenço) são subseqüentes, com seus cursos controlados pelo Lineamento Ribeira e Zona de Cisalhamento de Cubatão (direção ENE-WSW). O Rio Jacupiranga também apresenta caráter subseqüente, com traçado geral controlado por antigas estruturas paralelas à Zona de Cisalhamento de Cubatão e à tendência geral das estruturas metamórficas regionais.

A jusante de Sete Barras o Rio Ribeira do Iguape apresenta marcante inflexão do curso, passando a correr no sentido SE, em estreita relação com a direção do Alinhamento de Guapiara, e assumindo caráter conseqüente em relação à topografia. Neste trecho, inicialmente o Ribeira atravessa passagem epigênica sustentada por rochas do embasamento cristalino, até atingir a área dos sedimentos da planície costeira, a jusante de Registro (DESENHO 2). Esta passagem epigênica é representada pela soleira de rochas do embasamento que separa as áreas sedimentares do Gráben de Sete Barras, a montante, e da planície costeira, a jusante, e que hoje encontra-se entalhada e arrasada pelo Rio Ribeira do Iguape.

A planície costeira apresenta maior extensão em área, avançando continente adentro, justamente na área do Alinhamento de Guapiara, onde se instalou o trecho final do curso do Rio Ribeira do Iguape, antes de sua foz.

O traçado do trecho de montante do Rio Pariquera-Açu, que corre no sentido NNE, parece não obedecer a um controle estrutural, mas sim a um controle topográfico, tendo o rio as suas nascentes na Serra do Cordeiro, sustentada por maciço granítico (DESENHO 2). O trecho de jusante do Rio Pariquera-Açu segue o sentido geral ENE, paralelo aos rios Jacupiranga e Ribeira do Iguape, de caráter subseqüente.

4.3 Superfícies Aplainadas

BIGARELLA & MOUSINHO (1965, p. 22) consideram que, na área do baixo Ribeira, "o aplainamento Pd1 encontra-se a cerca de 100m de altitude", o que corresponderia à superfície de topo que nivela as colinas e morrotes da Morraria Costeira na região estudada, e que são em parte sustentados por depósitos aqui atribuídos à Formação Pariquera-Açu, e outros sedimentos cenozóicos. Os autores acima destacam ainda que o Pd1 encontra-se muito abaixo da cota relativa do Pd2 (900 - 1000m), este correspondente à Superfície do Alto Iguaçu, no Planalto de Curitiba.

O pediplano Pd1 é considerado como sendo do Pleistoceno Inferior (BIGARELLA & ANDRADE 1965). Assim sendo, os níveis de terraços embutidos abaixo dessa superfície de topo, muitos deles com cascalhos associados, são considerados como mais novos que o Pleistoceno Inferior. BIGARELLA & MOUSINHO (1965) identificam três níveis de terraços abaixo do Pd1 e acima das várzeas (FIGURA 3), associando-os aos estádios glaciais identificados no continente norte-americano. Esses autores consideram que a Formação Pariquera-Açu constituiria um depósito correlativo da elaboração do Pd1, e dos dois níveis de terraços imediatamente abaixo, denominados P2 e P1.

Esta correlação entre o Pd1 e a superfície que nivela as colinas e morrotes do baixo Ribeira, entretanto, revela-se merecedora de algum questionamento. Ela poderia, na realidade, ser correlacionável à Superfície do Alto Tietê no Planalto Paulistano (terciária, segundo ALMEIDA 1964) ou à Superfície Neogénica na Depressão Periférica (DE MARTONNE 1943). A própria idade do Pd1 tem sido considerada de maneiras diferentes, ora referenciada ao estágio glacial Nebraskan, do Pleistoceno Inferior (BIGARELLA & ANDRADE 1965), ora ao intervalo Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior (BIGARELLA et al. 1975). Além disso, os depósitos aqui atribuídos à Formação Pariquera-Açu aparentemente não são correlativos da elaboração da superfície que nivela as colinas e morrotes do baixo Ribeira, mas eram

preexistentes, e foram submetidos ao nivelamento juntamente com as rochas do embasamento cristalino.

Por outro lado, o condicionamento tectônico da deposição da Formação Pariquera-Açu é um argumento favorável à ênfase dos fatores tectônicos na origem dos sedimentos, em detrimento dos fatores climáticos.

Quanto aos níveis de terraços com cascalhos embutidos na superfície que nivela as colinas e morrotes, parece inequívoco que sejam mais novos, tendo em vista que o embutimento é de origem erosiva. Considerando-se as idades atribuídas às superfícies provavelmente contemporâneas reconhecidas em outras províncias geomorfológicas, qualquer que seja a correlação aceita para a superfície que nivela as colinas e morrotes, a idade dos níveis de terraços com cascalhos nela embutidos estaria compreendida no intervalo entre o final do Neógeno e o Quaternário.

5 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU

A Formação Pariquera-Açu, de acordo com a bibliografia geológica, é constituída de depósitos continentais textural e mineralogicamente imaturos, pouco espessos (cerca de uma dezena de metros), acumulados em níveis de paleoterraços esculpidos sobre rochas do embasamento pré-cambriano no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape e alguns de seus principais afluentes, no litoral sul do Estado de São Paulo.

Coube a SILVEIRA (1950 e 1952) a primeira referência ao que considerou "depósitos de piedmont" (SILVEIRA 1952, p. 124), encontrados ao longo do Ribeira, de Registro até Eldorado (então Xiririca), e ao longo do vale do Rio Jacupiranga. Este autor destacou a disposição e constituição irregulares desses depósitos, contendo desde grandes clastos pouco rolados até areias grossas e leitos de argilas brancas, dispostos ao longo das várzeas recentes, e em dois níveis de terraços fluviais antigos, o primeiro, bem marcado, cerca de 30m acima do nível

médio do Ribeira, e o segundo, menos marcado, cerca de 55m acima do nível médio do rio. Esses terraços fluviais foram associados a níveis de terraços marinhos observáveis ao longo da linha de costa. Tal conjunto de feições foi interpretado por esse autor como indicação de movimentos de levantamentos da região litorânea ocorridos provavelmente no Pleistoceno.

FREITAS (1951) identificou dois níveis de terraços no baixo Ribeira, um a 50-60m e outro a 25-30m sobre o nível do rio, além de um baixo terraço em torno de 5m. Descreveu litologia uniforme para os dois terraços superiores, constituída de cascalhos numa matriz argilo-arenosa, com clastos de quartzito geralmente em torno de 5cm, excepcionalmente atingindo até 60cm. Os terraços a 5m apresentariam depósitos argilosos. Este autor considerou o nível a 50-60m como sendo associado a um peneplano regional, e o nível a 25-30m como sendo um terraço limitado às linhas de drenagem. Relacionou a elaboração desses níveis a fases de "estacionamento", seguidas de fases de "levantamentos epeirogênicos do litoral" (FREITAS *op. cit.*, p. 36), com rejuvenescimento da rede hidrográfica, à semelhança das idéias de SILVEIRA (1950). Associou os terraços fluviais com terraços marinhos encontrados ao longo da linha de costa, e admitiu idade pleistocênica para os dois níveis superiores, e holocênica para o nível a 5m.

RICH (1953 e 1963) mencionou os níveis de cascalhos dispostos sobre terraço cerca de 50m acima da atual rede de drenagem, e declarou-se inclinado a aceitar que o terraço corresponderia a uma superfície de erosão resultante de aplainamento lateral promovido pelo rio, em uma época em que o mar teria permanecido por longo período em nível cerca de 50m mais elevado que atualmente.

ALMEIDA (1964) propôs a designação de "Formação Jacupiranga" para os depósitos do terraço 25 a 30m acima das várzeas atuais, correspondente ao terraço de 30m de SILVEIRA (1950 e 1952). Considerou os depósitos deste terraço como correspondentes a primitivas planícies, formadas quando o nível do mar achava-se acima do atual, em consequência de variações

glácio-eustáticas, em época provavelmente não anterior ao Pleistoceno. ALMEIDA (*op. cit.*) referiu-se ainda aos conglomerados de seixos rolados de quartzo, elevados 55 a 60m acima do leito atual da drenagem. Considerou esses depósitos como remanescentes de uma peneplanície local hoje dissecada, entulhada por depósitos fluviais, em concordância com as idéias de FREITAS (1951) e RICH (1953). Entretanto, estes conglomerados de nível topográfico mais alto não foram englobados na proposta designação de Formação Jacupiranga, a qual incluiria somente o terraço cerca de 25-30m acima das várzeas atuais.

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) foram os primeiros a estudar com mais detalhe os sedimentos continentais associados a níveis de terraços do baixo Ribeira do Iguape e seus afluentes. Reconheceram três níveis de terraços, além das várzeas atuais: o mais alto a cerca de 100m de altitude, o intermediário a 55-60m acima do leito atual dos rios, e o inferior a cerca de 30m. Interpretaram estes níveis de terraços como pedimentos elaborados por morfogênese mecânica em fases de clima semi-árido do Pleistoceno, interrompidas por fases de clima úmido, e relacionaram estas fases com estádios glaciais e interglaciais identificados na América do Norte. Propuseram a denominação de "Formação Pariquera-Açu" para os depósitos associados aos três níveis de terraços, subdividindo-os em Pariquera-Açu III, II e I, correspondentes, respectivamente, ao pediplano Pd1 e pedimentos P2 e P1 de BIGARELLA & ANDRADE (1965) (FIGURA 3). Consideraram os depósitos como tendo sido formados em amplos vales fluviais, com predominância de sedimentos grossos de transporte de massa (*mudflows*) nas regiões periféricas, e depósitos de calha de drenagem mais para o centro da bacia de deposição.

FRANZINELLI (1970 e 1971) adotou a denominação "Formação Pariquera-Açu", baseando-se na sua definição formal mais rigorosa, apesar de contrariar o princípio da prioridade. Propôs limitar a abrangência da Formação ao terraço a 25-30m, em concordância com ALMEIDA (1964), considerando os depósitos ali presentes, com espessura máxima de 10m, como correspondentes a uma antiga planície fluvial. Admitiu que a sedimentação pudesse

Eventos Quaternários no baixo vale do Ribeira

Idade	Estágio		Clima	Processo	Aspecto geomórfico	Formação
	Glacial	Interglacial				
Holoceno			Úmido com fases secas	Dissecação e Sedimentação	Baixos terraços fluviais silítico-argilosos	Várzeas e Colúvios
PLEISTOCENO	Wisconsin		Semi-árido	Morfogênese mecânica	Baixo terraço com cascalheiro	
		Sangamon	Úmido	Dissecação		
	Illinoian		Semi-árido	Morfogênese mecânica	Pedimento P ₁ e terraço correspondente	Pariquera-Açu I
		Yarmouth	Úmido	Dissecação		
	Kansan		Semi-árido	Morfogênese mecânica	Pedimento P ₂ e terraço correspondente	Pariquera-Açu II
		Aftonian	Úmido	Dissecação		
	Nebraskan		Semi-árido	Morfogênese mecânica	Pediaplano Pd ₁ e terraço correspondente	Pariquera-Açu III

FIGURA 3. Quadro dos eventos quaternários no baixo Ribeira do Iguape (segundo BIGARELLA & MOUSINHO 1965).

ser explicada por represamento do sistema fluvial associado à fase de elevação do nível do mar relacionada com o último degelo, no final do Pleistoceno. Concluiu ainda esta autora que parte dos sedimentos finos da Formação Pariquera-Açu resultaria do remanejamento de sedimentos preexistentes, de um terraço mais antigo, situado em um nível superior.

MEYER JR. & PEREIRA (1973) estudaram paleocorrentes a partir da orientação de seixos em depósitos atribuídos à Formação Pariquera-Açu das proximidades de Eldorado, e concluíram que o transporte deu-se através de movimentos de massa, a partir das encostas próximas, em direção à calha do rio.

BISTRICHI et al. (1973) e o IPT (1974) assinalaram a ocorrência de três níveis bem caracterizados de terraços na região de Eldorado: o primeiro 30m acima do nível do mar, com sedimentos constituídos por clásticos finos; o segundo a 50m, com conglomerados e areias arcoseanas; o terceiro a 80m, com depósitos semelhantes aos do nível anterior. Mencionaram que

somente o nível intermediário (50m) corresponderia à Formação Pariquera-Açu.

SUGUIO *et al.* (1974), com base no estudo de seixos, admitiram condições climáticas úmidas anteriormente à sedimentação, em vista da dominância de litologias estáveis (quartzo e quartzito). Em contrapartida, reconheceram a possibilidade de atuação de agentes tectônicos durante a sedimentação, o que seria sugerido pela distribuição irregular dos parâmetros morfométricos analisados.

FULFARO & SUGUIO (1974) e PONÇANO (1981, *in* ALMEIDA *et al.* 1981) consideraram que os depósitos da Formação Pariquera-Açu seriam correlacionáveis aos conglomerados e areias conglomeráticas da "seqüência I" de PETRI & SUGUIO (1971 e 1973), unidade basal de uma fase transgressivo-regressiva encontrada na região de Iguape-Cananéia, e cuja unidade de topo, a "seqüência IV", corresponderia à Formação Cananéia, de areias praias, esta posteriormente atribuída ao Interglacial Sangamoniano (120 000 anos, SUGUIO & MARTIN 1979). Com base na correlação admitida, PONÇANO (*op. cit.*) propôs a designação de "Grupo Mar Pequeno", incluindo as formações Pariquera-Açu (basal, fluvial), Ilha Comprida (intermediária) e Cananéia (topo).

Trabalhos de âmbito regional foram realizados por SILVA *et al.* (1977 e 1981), PRESSINOTTI & PRESSINOTTI (1980) e pelo IPT (1987). Tais trabalhos têm contribuído sobretudo para a cartografia dos depósitos atribuídos à Formação Pariquera-Açu em mapas em escalas progressivamente maiores.

MARCELLO (1981) referiu-se a restos fossilíferos vegetais, bem como a deformações mecânicas, de depósitos provavelmente atribuíveis à Formação Pariquera-Açu. SUNDARAM & SUGUIO (1985), estudando o conteúdo palinológico de sedimentos desta formação coletados próximo à cidade homônima, concluíram pela vigência de clima semi-árido com intercalações de climas mais úmidos durante a deposição, e inferiram idade "situada em alguma parte do limite plio-pleistocênico" para os sedimentos (SUNDARAM & SUGUIO 1985, P. 503).

MARCELLO (1985) referiu-se à existência de leitos contínuos de argilas brancas na base da Formação Pariquera-Açu na região de Iguape, destacando sua importância para a indústria.

Os estudos do IPT (1987) e TEIXEIRA et al. (1987) revelaram que os depósitos da Formação Pariquera-Açu da porção sul da Folha Juquiá apresentam deformações tectônicas sin a pós-deposicionais, o que, juntamente com a distribuição dos tipos de fácies sedimentares presentes, sugeriu aos autores algum controle tectônico na deposição, efetuada provavelmente em clima semi-árido, em depressões originadas por processos de distensão regional. As fácies sedimentares presentes (conglomerados, arenitos conglomeráticos, lamitos e argilitos maciços) sugeriram sistema deposicional de leques aluviais gradando para sistema fluvial entrelaçado (*braided*), possivelmente com lagos restritos.

RICCOMINI et al. (1987) estudaram as falhas mesoscópicas de um afloramento da Formação Pariquera-Açu da estrada SP-222, rumo a Iguape, no extremo sul da Folha Juquiá. Concluíram os autores que as falhas foram geradas por um sistema de esforços com eixo principal compressivo na vertical, e o eixo principal trativo horizontal na direção WNW-ESE. Os autores destacaram a semelhança desses resultados com aqueles obtidos na área das bacias terciárias do Sistema de Rift da Serra do Mar (CAMPANHA et al. 1985), e formularam a hipótese de associação com os eventos tectônicos regionais.

5.1 Litologias

Os sedimentos da Formação Pariquera-Açu na área estudada por BIGARELLA & MOUSINHO (1965), compreendida pelas cidades de Registro, Jacupiranga, Eldorado e Pariquera-Açu "são predominantemente de textura fina, constituídos por alternâncias irregulares de siltitos areno-argilosos e areias arcóssias. Associadas às últimas ocorrem camadas pouco espessas de cascalho, via de regra formadas por seixos angulares a sub-angulares de quartzo e quartzito" (BIGARELLA & MOUSINHO *op. cit.*, p. 22 e 23).

As camadas de cascalho normalmente não ultrapassam meio metro, e seriam mais espessas "na porção superior da formação", onde representariam os produtos da morfogênese mecânica que elaborou o pediplano Pd1. A presença de camadas com seixos e grânulos esparsos dentro da massa de sedimentos finos indicaria processo de transporte de massa (corridas de lamas). Aparecem também seixos concentrados em camadas horizontais ou em canais, que BIGARELLA & MOUSINHO (*op. cit.*) interpretaram como produto de transporte de massa, com eliminação subsequente dos finos e concentração dos clásticos grossos. Ainda segundo esses autores, a formação caracteriza-se pela quase ausência de estruturas sedimentares primárias, as poucas encontradas sendo representadas pela sucessão de camadas e estruturas de corte e preenchimento.

A área estudada por FRANZINELLI (1970) é praticamente a mesma de BIGARELLA & MOUSINHO (1965). Para a autora, o aspecto característico da Formação Pariquêra-Açu é a alternância de camadas de cascalhos de espessura variável (poucos centímetros até mais de três metros) e de camadas lenticulares de sedimentos de diversas classes granulométricas (areia grossa, média e fina, silte e argila), muito freqüentemente apresentando alguma porcentagem de cascalhos. Os seixos e blocos são de quartzo e quartzito, de tamanho variável de 0,5 a 12cm ou mais. A caulinita é o principal mineral de argila, localmente observando-se também montmorilonita, em menor quantidade.

As estruturas sedimentares mencionadas por FRANZINELLI (*op. cit.*) são canais escavados, e incipiente estratificação cruzada, muito local. Comumente as camadas conglomeráticas apresentam matriz fina (argilosa a areno-argilosa). Análises sedimentológicas de amostras ao longo da estrada paralela ao vale do Rio Pariquêra-Açu mostraram que alguns parâmetros (diâmetro máximo, desvio padrão e arredondamento médio de seixos e blocos) indicam maior remanejamento e maturidade dos sedimentos no sentido da drenagem atual. O conjunto de análises granulométricas mostrou ainda, no geral, sedimentos muito mais grossos que aqueles analisados por BIGARELLA & MOUSINHO (1965), embora esta constatação possa estar influenciada pela grande diferença no

número de amostras analisadas nos dois estudos, e a diferenças de critérios na escolha do tipo de material analisado.

A análise dos minerais pesados presentes nos sedimentos, com variedades que não aparecem nas rochas do embasamento estudadas por FRANZINELLI (1970), tais como anfibólio, cianita, fluorita, rutilo e titanita, levaram ainda esta autora a concluir que os depósitos derivam de outros tipos de rochas da região, além dos gnaisses, filitos e quartzitos, mais comuns no embasamento.

PRESSINOTTI & PRESSINOTTI (1980) destacaram a presença de um conglomerado basal nos depósitos da Formação Pariquera-Açu do terraço situado 25-30m acima dos rios, com matriz arcoseana, e seixos e blocos de quartzo e quartzito arredondados a angulosos. Este conglomerado basal apresenta-se, para estes autores, recoberto por sedimentos areno-argilosos e localmente argilosos, sempre contendo grânulos dispersos. As estruturas mencionadas, sempre nos conglomerados, são estratificação cruzada de baixo ângulo, escavação e preenchimento, e concentrações de seixos e relativa escassez de matriz no topo de alguns leitos de conglomerados, interpretadas como resultado de remoção de finos subsequente à sedimentação.

Nos resultados do mapeamento em escala 1:50 000 realizado pelo IPT (1987) descreve-se a ocorrência na Formação Pariquera-Açu de conglomerados, brechas, areias conglomeráticas, lamitos e areias arcoseanas. Alguns destes sedimentos têm aspecto de diamictitos, com clastos até 30cm arredondados ou angulosos dispersos na matriz fina, mal selecionada e mineralogicamente imatura. Os clastos podem ser de quartzo e quartzito, ou também de rochas ígneas (diques de rochas básicas ou alcalinas) e rochas do embasamento subjacente (xisto, gnaisse, granitóide). Pelotas de argila também ocorrem. Tênuas estratificações planoparalelas, granodecrescência ascendente, raras estruturas de corte e preenchimento e imbricação de seixos foram as estruturas sedimentares observadas. O mineral de argila presente é quase que exclusivamente a caulinita, localmente aparecendo traços de illita. Os depósitos foram informalmente agrupados em três fácies

mais comuns: conglomerados, arenitos conglomeráticos e lamitos, sendo que a ocorrência localizada de argilas maciças poderia indicar a presença de lagos restritos.

O conjunto de estudos mencionados acima, que enfocaram com maior detalhe a constituição dos depósitos atribuídos à Formação Pariquera-Açu, revelam heterogeneidade litológica, que refletiria diferentes processos formadores. Entretanto, apesar do consenso sobre a constituição litológica diversificada, as interpretações sobre os processos envolvidos são controvertidas, ou até mesmo conflitantes.

5.2 Gênese dos Depósitos

Vários autores têm relacionado a elaboração dos terraços do baixo Ribeira e sedimentação associada com fases de elevação do nível do mar e represamento do sistema fluvial (SILVEIRA 1950 e 1952, RICH 1953, ALMEIDA 1964, FRANZINELLI 1970). SILVEIRA (*op. cit.*) e FREITAS (1951) consideraram que tais variações relativas do nível do mar estariam associadas a movimentações verticais da região costeira, de origem tectônica.

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) consideraram os terraços da Formação Pariquera-Açu como pedimentos e pediplanos embutidos, elaborados por morfogênese mecânica em fases de clima semi-árido durante o Pleistoceno. Os depósitos foram interpretados como sedimentação correlativa da elaboração dos terraços, formados em parte por transporte de massa (região periférica da área de deposição), e em parte pela ação fluvial, em ambientes de *bajada* e *playa*, nas porções mais internas da área de deposição, onde deveriam situar-se canais entrelaçados (*braided stream*). Estes autores correlacionaram a Formação Pariquera-Açu com as formações Graxaim (RS), Alexandra e Guabirotuba (PR) e Riacho Morno (PE), com base no pressuposto da extensão regional dos fatores paleoclimáticos associados à sua gênese.

FRANZINELLI (1970 e 1971) afirmou que não se pode concluir o tipo de clima vigente durante a deposição, e que a presença de

diastemas seria indicativa de pelo menos duas fases de deposição por rios "anastomosados". Concluiu ainda que os sedimentos seriam unicamente de origem fluvial, tendo em vista as variações regulares de parâmetros sedimentológicos.

PRESSINOTTI & PRESSINOTTI (1980) consideraram que a bacia de sedimentação da Formação Pariquera-Açu seria limitada por "barreiras tectônicas" de direções E-W e NE-SW, responsáveis pelo barramento das drenagens e acumulação dos sedimentos. Admitiram em parte as idéias de BIGARELLA & MOUSINHO (1965), atribuindo os conglomerados basais da Formação Pariquera-Açu a fases de processos morfomecânicos em clima semi-árido, e os sedimentos mais finos que recobrem os conglomerados a transporte de massa em meio viscoso, em fases de clima úmido.

Os estudos do IPT (1987) foram os primeiros a apresentar indicações mais diretas de uma possível relação entre uma fase de tectônica rúptil e a deposição da Formação Pariquera-Açu. Tais indicações, representadas por falhas sin e pós-sedimentares e cunhas clásticas junto ao contato com o embasamento, levaram a concluir que a deposição ter-se-ia dado em depressões originadas por processos de distensão regional da crosta, por um sistema deposicional de leques aluviais com algum remanejamento fluvial do tipo entrelaçado (*braided*), com possível presença de depósitos de lagos restritos.

RICCOMINI et al. (1987), estudando as falhas de um dos afloramentos de sedimentos da Formação Pariquera-Açu, concluíram que o sistema de esforços responsável pela sua geração mostra certa identidade com o sistema de esforços associado ao primeiro evento tectônico formador das bacias terciárias do Sistema de Rift da Serra do Mar (São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda), e consideraram que tais eventos poderiam ser cogenéticos, de ampla distribuição regional, como já fora sugerido por ALMEIDA (1976) e HASUI et al. (1978b).

5.3 Idade

SILVEIRA (1950 e 1952) considerou os sedimentos do baixo Ribeira como não anteriores ao Quaternário, tendo em vista que os terraços fluviais, sobretudo aquele a 30m, "estão perfeitamente conservados", e "o fato de as argilas dos terraços fluviais não estarem ainda litificadas" (SILVEIRA 1952, p. 141). Por analogia com depósitos descritos no Paraná por MAACK (1947), considerou a idade dos sedimentos do Ribeira como mais provavelmente pleistocênica. A idade proposta por SILVEIRA (1950 e 1952) foi admitida também por FREITAS (1951).

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) associaram a formação dos terraços e seus depósitos a fases de pedimentação em clima semi-árido, correlativas dos estádios glaciais durante o Pleistoceno, identificados na América do Norte. Assim, apesar de baseados em argumentos diferentes, estes autores admitiram a mesma idade de SILVEIRA (*op. cit.*).

FRANZINELLI (1970) considerou que a sedimentação poderia ser explicada por represamento do sistema fluvial associado à fase de elevação do nível do mar, talvez relacionada ao último degelo que marcou o final do Pleistoceno.

PETRI & SUGUIDO (1971 e 1973) consideraram a Formação Pariquera-Açu como sendo uma fácies fluvial cronologicamente correlacionada com as seqüências II e III, de ambiente transicional e marinho, identificadas em sondagens estratigráficas na região de Iguape-Cananéia. Consideraram que a idade dos sedimentos fluviais seria mais provavelmente holocênica, época em que a elevação do nível do mar teria facilitado a elevação do nível de base regional, e, em consequência, a sedimentação.

Com base em correlações estratigráficas de caráter regional, FULFARO & SUGUIDO (1974) consideraram que a Formação Pariquera-Açu pudesse ser terciária pós-miocênica, situando-a estratigraficamente abaixo da Formação Cananéia.

FONÇANO (1981, in ALMEIDA et al. 1981), baseando-se nos trabalhos de FULFARO & SUGUIO (*op. cit.*), SUGUIO & MARTIN (1979) e MARTIN et al. (1979), considerou a Formação Cananéia como pleistocênica, do final do estágio interglacial Riss-Würm, e a Formação Pariquera-Açu também como pleistocênica, formada durante os estágios glaciais Mindel e Günz, equivalentes aos estágios Illinoian e Kansan de BIGARELLA & MOUSINHO (1965).

A primeira tentativa de datação dos depósitos da Formação Pariquera-Açu a partir de seu conteúdo fossilífero foi realizada por SUNDARAM & SUGUIO (1985), que estudaram o conteúdo palinológico de horizonte de sedimentos finos das proximidades da cidade de Pariquera-Açu. Inferiram uma idade "pós-pliocênica e pré-holocênica e, portanto, situada em alguma parte do limite plio-pleistocênico" (SUNDARAM & SUGUIO *op. cit.*, p. 503).

RICCOMINI et al. (1987) consideraram que os depósitos pudessem ser mais antigos que o Pleistoceno, tendo em vista o fato de estarem cortados por estruturas semelhantes àquelas que originaram as bacias terciárias do Sistema de Rift da Serra do Mar.

5.4 Estratigrafia

ALMEIDA (1964) propôs a denominação de "Formação Jacupiranga" para os depósitos do terraço 25-30m acima das várzeas atuais. Entretanto, não descreveu seção-tipo para a unidade proposta.

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) propuseram a denominação "Formação Pariquera-Açu" para o mesmo nível de terraço correspondente à Formação Jacupiranga de ALMEIDA (*op. cit.*), abrangendo ainda os níveis de terraços 55-60m acima do leito atual dos rios, e o pediplano Pd1, nivelado aproximadamente pela cota 100m. Os seus propositores subdividiram a unidade em "Formação Pariquera-Açu I, II e III", correspondentes, respectivamente, aos três níveis de terraços, do mais baixo para o mais alto, estes correspondentes, por sua vez, aos pedimentos

P1, P2 e pediplano Pd1 (FIGURA 3). Chamaram a atenção para a complexidade estratigráfica da unidade, formada e remanejada durante três fases de pedimentação. Apresentaram dez seções geológicas de afloramentos de sedimentos atribuídos à unidade, localizados ao longo da BR-116 e das estradas que ligam Pariqueira-Açu a Jacupiranga e Cananéia. Denominaram genericamente estas seções geológicas de "seções tipo da Formação Pariqueira-Açu" (BIGARELLA & MOUSINHO *op. cit.*, p. 23). Estas seções compreendem depósitos distintos, desde finos (argilo-siltosos) atribuídos a *bajadas*, até níveis de cascalhos com clastos de até 15cm (atribuídos a níveis de pedimentação).

FRANZINELLI (1970) adotou a denominação "Pariqueira-Açu", considerando-a preferível a "Jacupiranga", apesar da prioridade, tendo em vista a falta de definição de uma seção-tipo para esta última denominação. Entretanto, a autora limitou a unidade ao terraço a 25-30m (terraço inferior da Formação Pariqueira-Açu de BIGARELLA & MOUSINHO *op. cit.*), adotando, assim, a mesma concepção da Formação Jacupiranga de ALMEIDA (1964).

PETRI & SUGUIO (1971), estudando sondagens estratigráficas na área de Iguape e da Ilha Comprida, identificaram quatro seqüências sedimentares sobre o embasamento cristalino: seqüência I, com pelo menos 118m de espessura de conglomerados, areias e argilas subordinadas, depositados provavelmente em uma planície costeira, em um bloco subsidente; seqüência II, com argilas siltosas ricas em diatomáceas e pobres em foraminíferos (águas salobras); seqüência III, com siltes arenosos de origem marinha, com abundantes foraminíferos bem preservados; seqüência IV, com areia fina muito bem selecionada, depositada em meio costeiro subaéreo ou subaquoso, em uma fase regressiva. Esses autores consideraram a Formação Pariqueira-Açu (continental) como contemporânea das seqüências II (transicional) e III (marinha). Ponderaram que o barramento do sistema fluvial e deposição da Formação Pariqueira-Açu poderia ser associado a um nível de base mais elevado, o que não seria incompatível com idade holocênica (após a glaciação). Estas idéias foram reafirmadas em SUGUIO & PETRI (1973) e PETRI & SUGUIO (1973).

FULFARO & SUGUIO (1974) consideraram que a Formação Pariquera-Açu seria correlacionável aos conglomerados (seqüência I) de PETRI & SUGUIO (1971). A deposição ter-se-ia dado em uma época com nível do mar mais baixo que o atual, no limite entre o Terciário e o Quaternário.

PONÇANO (1981, in ALMEIDA et al. 1981) admitiu a existência de dois terraços no vale do Ribeira do Iguape, dispostos a 30-55m e 50-80m acima do leito atual da drenagem, e apresentando depósitos atribuíveis à Formação Pariquera-Açu. Considerou esta formação como a unidade basal, continental (equivalente à seqüência I de PETRI & SUGUIO 1973), do Grupo Mar Pequeno, o qual incluiria ainda a Formação Ilha Comprida, de ambiente transicional a marinho (seqüências II e III de PETRI & SUGUIO *op. cit.*), e, no topo, a Formação Cananéia, marinha (seqüência IV).

5.5 Síntese dos Conhecimentos Prévios

Algumas conclusões preliminares emergem da comparação das diferentes interpretações sobre os níveis de terraços do baixo Ribeira do Iguape e depósitos associados, segundo as proposições de vários autores (FIGURA 4).

Praticamente todos reconheceram três níveis: o mais alto, entre 50 e 60m acima do leito atual dos rios; o intermediário, entre 25 e 30m; e o mais baixo, entre 5 e 8m. BIGARELLA & MOUSINHO (1965) reconheceram ainda um quarto nível de terraço, correspondente ao Pd1 (FIGURA 3), nivelado a cerca de 100m de altitude (cota absoluta, FIGURA 4). Entretanto, os afloramentos atribuídos ao Pd1 por esses autores situam-se em cotas que poderiam também ser atribuídas ao nível de terraço entre 50-60m acima do leito atual dos rios, não ficando clara a distinção entre os níveis Pd1 e P2.

A natureza dos depósitos associados aos níveis de terraços é controversa para o nível superior (50-60m), onde ora se mencionaram somente cascalhos, e ora variações litológicas

55-60 = elevação em relação ao leito dos rios

(100) = cota absoluta

ORIGEM DOS TERRAÇOS

↑ levantamento epirogênico do continente

↓ rebaixamento epirogênico do continente

↔ variações glácio-eustáticas

☆ oscilações climáticas (fases semi-áridas)

P peneplano regional

Pd1 pediplano

P2 e P1 pedimentos

~ com terraço marinho associado

~ exclusivamente com depósitos de cascalhos

~ com depósitos variáveis (cascalhos, areias, argilas).

FIGURA 4 - Comparação das propostas de origem e associações dos níveis de terraços do baixo Ribeira do Iguaçu, segundo vários autores.

(cascalhos, areias e argilas). Para o nível intermediário (25-30m) observa-se, no geral, referência a heterogeneidade litológica. Para os baixos terraços, as variações litológicas foram reconhecidas por todos os autores.

A origem dos terraços também é tema controvertido. A tendência inicial foi de considerá-los como produto de peneplanação em fases de estabilidade intercaladas com fases de levantamento epirogênico da região costeira, com desenvolvimento simultâneo de terraços fluviais e marinhos equivalentes. Subseqüentemente aos estudos pioneiros, ganharam vulto as hipóteses de peneplanação associada a variações glácio-eustáticas do nível do mar, e de pedimentação em fases de clima semi-árido.

Apesar de, na sua definição original (BIGARELLA & MOUSINHO 1965), a Formação Pariquera-Açu ter abrangido os depósitos associados a três níveis distintos de terraços, a tendência dominante foi de restringir a denominação ao terraço intermediário (25-30m), de acordo, aliás, com a proposição da denominação "Formação Jacupiranga" de ALMEIDA (1964).

A despeito da inexistência de datações absolutas, todos os autores concordaram com a idade pleistocênica para os dois níveis superiores de terraços.

Nota-se ainda uma marcante tendência dos autores pioneiros de admitirem terraços marinhos, ao longo da linha de costa, correspondentes aos níveis de terraços fluviais, ao longo das drenagens continente adentro. Esta suposta correspondência foi particularmente enfatizada nos trabalhos de SILVEIRA (1950 e 1952) e de FREITAS (1951). Entretanto, as evidências de terraços marinhos a 25-30m e a 55-60m apresentadas por esses autores são pouco claras, ou simplesmente inferiu-se a existência dos níveis de terraços marinhos a partir de prováveis evidências de estados vizinhos (RJ, PR e SC), sem que elas tivessem sido observadas na área do baixo vale do Ribeira do Iguape. Ao contrário, o terraço marinho mais baixo (5-10m) é nitidamente observável tanto em patamares de abrasão esculpidos em rochas cristalinas da Ilha do Cardoso (PETRI & FULFARO 1970) como nos terraços de construção

marinha da extensa planície costeira (PETRI & SUGUIO 1971, e outros).

A dificuldade de caracterizar os terraços marinhos (exceto o terraço mais baixo, com cotas máximas em torno de 10m) tem determinado que, nos trabalhos mais recentes, as hipotéticas associações de terraços fluviais com terraços marinhos não sejam referendadas. A esse respeito manifestou-se ALMEIDA (1964), recomendando prudência na aceitação de prováveis testemunhos de antigos níveis de erosão, e lembrando exemplos de níveis aplainados por controle estrutural tomados por alguns autores como sendo de origem erosiva.

6 A FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU E DEPOSITOS RELACIONADOS

Com base nas características litológicas, nas relações faciológicas e estratigráficas, nas relações com feições morfológicas (níveis de terraços) e com deformações tectônicas, e na distribuição geográfica, foi possível separar os depósitos cenozóicos do baixo Ribeira do Iguape anteriormente atribuídos à Formação Pariquera-Açu em cinco unidades principais: a) Formação Sete Barras; b) Formação Pariquera-Açu; c) depósitos de cascalhos em nível topográfico superior de terraços ; d) depósitos de cascalhos em nível topográfico intermediário de terraços; e) depósitos colúvio-aluviais plio-pleistocênicos (FIGURA 5).

Ocorrem ainda na área extensas coberturas sedimentares quaternárias (aluviões em várzeas e baixos terraços; depósitos de tálus; sedimentos indiferenciados de deposição mista na planície costeira; sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais, de fases regressivas associadas às transgressões Cananéia e Santos; depósitos de mangue; e sedimentos atuais de deposição praial).

Estas diferentes unidades sedimentares cenozóicas identificadas na área estão associadas com diferentes eventos deposicionais, controlados por fatores paleoclimáticos e tectônicos. Além da acumulação de sedimentos, estes fatores determinaram o desenvolvimento concomitante de processos

OBS. Os níveis superior (TQcs) e intermediário (TQci) de terraços com cascalhos são definidos em relação à topografia.

(PE = PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO; PEq = QUARTIZITOS; PEOY = ROCHAS GRANÍTICAS E GRANITÓIDES; PEOc = ROCHAS CATACLÁSTICAS; β = DIQUES DE DIABÁSIO; Kλ = ROCHAS ALCALINAS; Tsb = FORMAÇÃO SETE BARRAS; Tpat = FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU (FÁCIES PANGLOMERÁTICA); Tpm = FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU (FÁCIES FLUVIAL MEANDRANTE); Tpl = FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU (FÁCIES LACUSTRE); TQcs = CASCALHOS EM NÍVEL SUPERIOR DE TERRAÇOS; TQci = CASCALHOS EM NÍVEL INTERMEDIÁRIO DE TERRAÇOS; TQca = DEPÓSITOS COLÚVIO-ALUVIAIS; Qi = DEPÓSITOS DE TALUS; Qa = ALUVIÕES; Qi = SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS NA PLANÍCIE COSTEIRA; Qm = SEDIMENTOS DE CORDÕES LITORÂNEOS PRÉ-ATUAIS; Qmg = SEDIMENTOS DE MANGUES; Qp = SEDIMENTOS DE PRAIAS).

FIGURA 5 - RELAÇÕES ENTRE AS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS E A TECTÔNICA NA ÁREA DO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE.

morfogenéticos e feições morfológicas características. Destas, os níveis de terraços fluviais constituem o exemplo mais contundente, influenciando marcadamente as interpretações sobre a gênese e a estratigrafia da Formação Pariquera-Açu (ver item 5.5).

Nos itens a seguir, serão apresentados os dados referentes aos níveis de terraços fluviais, às unidades estratigráficas da área, e às deformações tectônicas, num encadeamento que procura integrá-los no sentido de reconstituir a sucessão de eventos geológicos cenozóicos na área. Comentam-se também, sucintamente, os recursos minerais associados aos depósitos.

6.1 Níveis de Terraços Fluviais

Foram elaborados perfis longitudinais ao longo dos principais rios da área (Ribeira do Iguape, Jacupiranga, Pariquera-Açu e Juquiá-São Lourenço), para o estudo dos níveis de terraços fluviais (DESENHO 1).

Os testemunhos dos níveis de terraços foram identificados com base nos levantamentos de campo e fotointerpretação das fotografias aéreas em escala 1:35 000. As cotas dos testemunhos, bem como do nível atual dos rios, foram obtidas a partir das cartas topográficas 1:10 000 do DAEE e do IGC. As inclinações dos testemunhos dos níveis de terraços representados nos perfis refletem as variações das cotas de topo verificadas em cada testemunho.

A localização dos perfis longitudinais está indicada nos mapas geológicos (DESENHOS 2 e 3). Os testemunhos dos níveis de terraços estão projetados ortogonalmente sobre o plano dos perfis, o mesmo acontecendo para o nível dos rios. Este procedimento implica em considerável simplificação (retificação) do traçado dos rios, de modo que os perfis longitudinais devem ser tomados como aproximações da situação real no terreno.

Conforme já destacado por diversos autores (FIGURA 4), distinguem-se três níveis principais de terraços fluviais no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape. De fato, a observação dos perfis longitudinais do DESENHO 1 permite identificar três níveis de terraços, estes compreendidos como feições restritas aos vales dos rios (RUHE 1975):

- a) nível superior de terraços com cascalhos, apresentando-se na forma de testemunhos erodidos ao longo do Ribeira do Iguape entre Iporanga e Registro (particularmente bem desenvolvidos nas proximidades de Eldorado) e ao longo do Rio Jacupiranga (TQcs nos DESENHOS 2 e 3);
- b) nível intermediário de terraços com cascalhos, apresentando-se na forma de testemunhos erodidos ao longo dos rios Ribeira, Jacupiranga e Pariquera-Açu (TQci nos DESENHOS 2 e 3);
- c) níveis de baixos terraços com litologia variada (cascalhos, areias, argilas), apresentando-se na forma de faixa contínua (só localmente interrompida ou pouco entalhada) ao longo dos vales de todos os principais rios da área (Ribeira, Jacupiranga, Pariquera-Açu, Juquiá, São Lourenço); os baixos terraços, juntamente com as planícies aluviais atuais, estão englobados na unidade denominada "aluviões em várzeas e baixos terraços" (Qa nos DESENHOS 2 e 3).

A localização em área dos testemunhos atuais dos dois níveis superiores de terraços está apresentada na FIGURA 6.

O nível de topo dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, que ocorre na área de Registro e na confluência dos rios Jacupiranga e Pariquera-Açu, foi considerado, por diversos autores, um nível de terraço fluvial, correspondente ao nível intermediário de terraços (FIGURA 4).

Entretanto, conforme se observa no DESENHO 1-C e D, a superfície que nivela os sedimentos da Formação Pariquera-Açu (e morrotes próximos em rochas do embasamento) constitui um quarto nível, acima do nível superior de terraços com cascalhos, e, portanto, mais antigo que este. Além disso, a extensão da área de

FIGURA 6 - LOCALIZAÇÃO DOS TESTEMUNHOS DE TERRAÇOS FLUVIAIS NO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE (1-Nível intermediário de terraços com cascalhos; 2-Nível superior de terraços com cascalhos; 3-Formação Pariquera-Açu; 4-Formação Sete Barras (aflorante); 5-Macios intrusivos alcalinos; 6- Fg ilhas cenozóicas; 7-Alinhamento de Guapiara)

ocorrência da Formação Pariquêra-Açu indica que ela resulta de processos de acumulação de gênese mais complexa, que transgridem os limites dos vales fluviais, não cabendo, no caso, a analogia com os outros níveis de terraços fluviais.

A Formação Sete Barras aparece em testemunhos isolados, que não chegam a configurar uma superfície nivelada, dentro dos limites do Gráben de Sete Barras. Pelo menos num caso, na área da cidade de Sete Barras (FIGURA 31), depósitos de cascalhos atribuídos ao nível superior de terraços jazem em discordância erosiva sobre os depósitos da Formação Sete Barras.

6.1.1 Nível superior de terraços

O nível superior de terraços apresenta-se na forma de testemunhos erodidos ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga (DESENHO 1-A, B, C e D) (FIGURAS 57 E 58). Não foram encontrados testemunhos deste nível ao longo dos vales dos rios Pariquêra-Açu, Juquiá e São Lourenço (DESENHO 1-E e F).

Em Iporanga, o nível superior de terraços chega a atingir a cota 140, cerca de 70m acima do leito atual do Ribeira no local. As cotas decrescem no sentido de jusante, situando-se em torno de 80m em Eldorado, 50m em Sete Barras, 50m em Jacupiranga e 40m em Registro. Nesta cidade, os testemunhos do nível superior de terraços estão cerca de 35m acima do leito atual do Ribeira do Iguape.

Os principais testemunhos do nível superior de terraços ocorrem na área das cidades de Eldorado, Registro e Jacupiranga. Em Eldorado (DESENHO 1-B) observa-se a melhor definição dos três níveis de terraços, sendo nítida a distinção entre os níveis superior e intermediário. Em Registro (DESENHO 1-C) estes dois níveis, embora ainda reconhecíveis, são pouco distintos entre si. Isto deve refletir o fato de que os processos formadores dos dois níveis de terraços foram mais eficientes a montante da passagem epigênica representada pela grande soleira de rochas do embasamento cristalino que o Rio Ribeira do Iguape atravessa

entre Registro e Sete Barras. Nela o Ribeira apresenta brusca inflexão do sentido geral ENE (controlado pelo Lineamento Ribeira e Zona de Cisalhamento de Cubatão) para o sentido SE (paralelo ao Alinhamento de Guapiara), ganhando então a planície costeira e o oceano.

A ausência de testemunhos do nível superior de terraços nos vales dos rios Pariquera-Açu, Juquiá e São Lourenço contrasta com o que se verifica nos demais rios da área (FIGURA 6). No caso do Rio Pariquera-Açu, é possível que o fato de se tratar de uma bacia hidrográfica relativamente pequena tenha determinado que os terraços formados fossem pouco desenvolvidos, não subsistindo à erosão subsequente. No caso dos rios Juquiá e São Lourenço, com bacias hidrográficas com maior porte que o Rio Jacupiranga (na qual aparecem os níveis de terraços), o fato de não se encontrarem hoje os dois níveis superiores de terraços deve ser explicado de outra maneira. Aparentemente, os rios a NE do Alinhamento de Guapiara não apresentaram as mesmas condições de elaboração e preservação dos terraços, ao contrário dos rios situados a SW do Alinhamento. De fato, estes últimos rios cortam o Alinhamento de Guapiara (FIGURA 6), e têm seus níveis de base controlados pelas movimentações tectônicas cenozóicas ao longo dessa faixa de fraqueza estrutural de direção WNW-ESE. Por outro lado, os rios Juquiá e São Lourenço aparentemente não estão sujeitos ao mesmo controle tectônico-estrutural do nível de base.

Os depósitos associados ao nível superior de terraços, com espessura máxima de menos de uma dezena de metros, são representados principalmente por rudáceos inconsolidados com matriz arenosa (cascalhos), ocorrendo subordinadamente intercalações de areias e camadas de lamitos associadas (ver item 6.2.4.1). As direções de paleocorrentes (ora paralelas, ora perpendiculares à direção da drenagem principal atual), as marcantes diferenças de cotas dos testemunhos do nível de terraço, e os tipos de litologias presentes (incluindo lamitos de leques aluviais) sugerem que o nível superior de terraços constitua, na realidade, um complexo de pequenos leques aluviais e pedimentos associados à paleodrenagem principal.

Os depósitos de cascalhos do nível superior de terraços localmente se apresentam falhados (FIGURAS 64, 65 e 66), indicando atividade tectônica posterior à sua elaboração.

No vale do Ribeira (DESENHO 1-B), uma elevação significativa das cotas dos testemunhos do terraço (de até 75m para até cerca de 100m) dá-se à altura da extremidade SW do Gráben de Sete Barras, sugerindo influência de desnivelamentos tectônicos nas cotas. No vale do Jacupiranga, pouco a montante da cidade homônima, observa-se elevação das cotas de 50-60m para até mais de 90m, sugerindo ali também influência da tectônica.

A gênese do nível superior de terraços com cascalhos pressupõe a concorrência de dois fatores interligados: 1) estabilidade do nível de base regional durante um intervalo de tempo suficientemente longo; 2) alargamento lateral dos vales fluviais, com deposição dos cascalhos.

Esta concorrência de fatores poderia realmente estar refletindo, em parte, fases de variações climáticas terciárias e quaternárias, conforme admitido por BIGARELLA & MOUSINHO (1965). De acordo com esta hipótese, o alargamento lateral dos vales fluviais, gerando os terraços, resultaria do desenvolvimento de pedimentos e leques aluviais em condições climáticas provavelmente semi-áridas, compatíveis com a natureza rudácea dos depósitos e com o processo de pedimentação. Por outro lado, a praticamente ausência de clastos de litologias instáveis nos cascalhos sugere vigência de clima úmido durante a sedimentação, embora tal constatação contraste com a abundância de feldspatos nas frações arenosas e com os baixos valores do índice ZTR, indicando relativa imaturidade mineralógica da fração arenosa (ver itens 6.2.1.4 e 6.2.4.2).

Outra hipótese é de que o alargamento lateral dos vales fluviais e sedimentação associada refletissem oscilações do nível do mar, e conseqüentes barramentos temporários da drenagem. Pode-se referenciar a esta linha hipotética genérica as idéias de SILVEIRA (1950 e 1952), FREITAS (1951), ALMEIDA (1964) e FRANZINELLI (1970). Entretanto, os esperados testemunhos de

terraços de abrasão marinha correspondentes aos níveis superior e intermediário de terraços fluviais, conforme admitiram SILVEIRA (*op. cit.*) e FREITAS (*op. cit.*), não são encontrados, fato este que já foi destacado por ALMEIDA (*op. cit.*).

Por outro lado, a componente tectônica parece fundamental na explicação do desnivelamento entre os diversos níveis de terraços, e mesmo na distribuição geográfica dos testemunhos observados hoje. Isto é sugerido principalmente pela aparente relação entre os testemunhos dos dois níveis mais antigos de terraços fluviais (superior e intermediário) com o Alinhamento de Guapiara (FIGURA 6). Assim, dentre os três fatores que podem ter determinado a elaboração dos níveis de terraços (paleoclima, eustasia e tectônica), a tectônica e o paleoclima são os que apresentam indícios mais concretos, até o momento.

Não existem, até o momento, elementos que permitam datar com segurança o nível superior de terraços e seus depósitos associados. Sabe-se que eles são mais novos que a Formação Sete Barras, o que é indicado pelas relações de contato observadas em pelo menos um afloramento (FIGURA 31). São também mais novos que a Formação Pariquera-Açu, o que é indicado pelo nivelamento dos topos de elevações sustentadas por esta unidade, acima dos testemunhos do nível superior de terraços (DESENHO 1-C e D).

Para BIGARELLA & MOUSINHO (1965, FIGURA 4), o nível superior de terraços corresponderia ao pedimento P2 (FIGURA 3), correlativo do estágio glacial Kansan dos EUA (Pleistoceno), situado topograficamente abaixo do pediplano Pd1. Entretanto, estas datações com base em correlações geomorfológicas ainda parecem discutíveis. A idade da superfície de topo que nivela as colinas e morrotes da região estudada poderia ser atribuída com base na suposta correlação com a Superfície Neogênica da Depressão Periférica, ou com a Superfície do Alto Tietê no Planalto Paulistano, ou ainda com o Pd1 (ver item 4.3).

A idade mais provável para a elaboração do nível superior de terraços com cascalhos parece estar compreendida no intervalo entre o final do Plioceno e início do Pleistoceno. São desta

época (2,6Ma, final do Plioceno) os primeiros indícios isotópicos seguros do decréscimo da temperatura do Atlântico Sul (WILLIAMS et al. 1985), que corresponderia à intensificação do evento glacial identificado em vários locais do globo (SHACKLETON & OPDYKE 1977, SUC & ZAGWIJN 1983, entre outros). A este resfriamento associado com o evento glacial estaria vinculada a fase de clima semi-árido admitida para a elaboração do nível de terraço.

6.1.2 Nível intermediário de terraços

Este nível de terraços apresenta-se na forma de testemunhos erodidos embutidos em níveis topográficos abaixo do nível superior de terraços, e situados acima dos baixos terraços. Ocorrem ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape, Jacupiranga, e, menos preservados, também no Rio Pariquêra-Açu (DESENHO 1-A, B, C, D e E) (FIGURAS 57 e 67). A exemplo do que se verifica para o nível superior de terraços, não foram encontrados nos vales dos rios Juquiá e São Lourenço dentro dos limites da área estudada (DESENHO 1-F).

Em Iporanga o nível intermediário de terraços chega a ultrapassar a cota 100, mais de 30m acima do nível atual do Ribeira do Iguape no local. As cotas decrescem no sentido de jusante, situando-se em torno de 50m em Eldorado, e 30m em Registro e Jacupiranga. Nestas cidades, os testemunhos do nível intermediário de terraços estão menos de 20m acima da drenagem atual.

Os principais testemunhos do nível intermediário de terraços ocorrem ao longo do vale do Rio Ribeira do Iguape, entre Sete Barras e Itapeúna (DESENHO 1-B). Os testemunhos no vale do Rio Jacupiranga são numerosos, mas desfeitos pela erosão e descontínuos, dificultando a distinção entre os níveis superior e intermediário de terraços.

Ao longo do vale do Rio Pariquêra-Açu os testemunhos do nível intermediário de terraços são raros e pouco expressivos

(DESENHO 1-E). A razão para este fato deve ser a mesma para a ausência de testemunhos do nível superior de terraços nesse rio: a área reduzida da bacia hidrográfica teria determinado que os terraços desenvolvidos fossem incipientes, não subsistindo à erosão subsequente. No caso dos vales dos rios Juquiá e São Lourenço, a ausência de testemunhos do nível intermediário de terraços parece prender-se à influência dos movimentos tectônicos cenozóicos ao longo do Alinhamento de Guapiara na elaboração dos terraços (ver item 6.1.1).

Os depósitos associados ao nível intermediário de terraços, com espessura máxima de menos de uma dezena de metros, são representados principalmente por rudáceos inconsolidados com matriz arenosa (cascalhos), ocorrendo subordinadamente intercalações de areias e mesmo argilas (ver item 6.2.5.1). Assim como para o nível superior de terraços, as características de paleocorrentes e diferenças de cotas sugerem que o nível intermediário corresponda a um complexo de pequenos leques aluviais e pedimentos associados à paleodrenagem principal, esta apresentando localmente depósitos finos indicativos de transbordamento.

Pelo menos num local (FIGURA 70) os depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços apresentam-se falhados, indicando atividade tectônica posterior à elaboração do terraço. Variações mais significativas de cotas absolutas e relativas dos testemunhos ocorrem nos mesmos locais já apontados para o nível superior de terraços, ou seja, na extremidade SW do Gráben de Sete Barras no vale do Ribeira (cotas absolutas alçadas de até 40m para até mais de 50m), e à altura de Jacupiranga, no vale do rio homônimo (de até 40m para até mais de 60m).

A posição topográfica dos testemunhos do nível intermediário de terraços indica que ele é mais novo que o nível superior, e mais antigo que os baixos terraços. Para BIGARELLA & MOUSINHO (1965), o nível intermediário de terraços corresponde ao pedimento P1 (FIGURAS 3 e 4), correlativo do estágio glacial Illinoian dos EUA (Pleistoceno). Quanto à idade e gênese do nível

intermediário de terraços com cascalhos, cabem as mesmas considerações feitas para o nível superior (ver item 6.1.1).

6.1.3 Baixos terraços

Os baixos terraços compreendem diversos níveis escalonados, no conjunto com diferenças de cotas de no máximo 20m (em Iporanga). Estes níveis resultaram da migração do leito do rio na planície fluvial, e do contínuo entalhamento da drenagem e rebaixamento do nível de base nos tempos geológicos mais recentes. Nos mapas geológicos (DESENHOS 2 e 3) os depósitos dos baixos terraços foram englobados com os aluviões das planícies atuais na unidade denominada "aluviões em várzeas e baixos terraços".

Os baixos terraços apresentam-se na forma de faixa contínua (só localmente interrompida) ao longo dos vales de todos os principais rios da área. Em Iporanga os baixos terraços chegam a atingir a cota 80, 20m acima do nível atual do Ribeira do Iguape. O desnível entre o topo do baixo terraço e a drenagem atual decresce continuamente no sentido de jusante, situando-se em torno de 5 a 10m nas porções mais de jusante dos rios.

Os depósitos associados aos baixos terraços compreendem cascalhos relativamente finos, areias e argilas. Aparentemente são depósitos formados em regimes fluviais semelhantes ao regime atual.

Como para os demais níveis de terraços fluviais, a gênese dos baixos terraços é discutível, podendo ligar-se a fases de pedimentação em clima semi-árido ou a oscilações do nível do mar. No caso específico dos baixos terraços, a existência de terraços marinhos de abrasão (PETRI & FULFARO 1970) e de acumulação (PETRI & SUGUIO 1971) correlacionáveis aos terraços fluviais parece reforçar a hipótese de oscilações do nível do mar. Esta hipótese tem ainda a seu favor o fato de que os depósitos associados aos baixos terraços não diferem significativamente dos depósitos fluviais atuais, sugerindo condições climáticas úmidas

comparáveis às atuais, portanto incompatíveis com a hipótese de pedimentação em clima semi-árido.

Não se observaram evidências diretas de deformações tectônicas cortando depósitos dos baixos terraços. Entretanto, no vale do Ribeira do Iguape é notável o alçamento da cota máxima dos baixos terraços a partir do limite SW do Gráben de Sete Barras, no sentido de montante (DESENHO 1-A e B). É principalmente nesse trecho que os baixos terraços apresentam-se reentalhados por uma rede de drenagem incipiente superimposta. Esta constatação reforça a hipótese de que os níveis de terraços fluviais tenham sua origem estreitamente ligada à atividade tectônica cenozóica ao longo do Alinhamento de Guapiara, que influencia diretamente o nível de base dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga. Como fica mais evidente no caso do Ribeira do Iguape, esta influência parece estender-se à época relativamente recente de elaboração dos baixos terraços.

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) atribuem os baixos terraços ao estágio glacial Wisconsin, do final do Pleistoceno, e ao Holoceno (FIGURA 3). Estudos geológicos de detalhe visando estes terraços deverão permitir a localização de restos vegetais para datação pelo método do radiocarbono.

! ?

6.2 Estratigrafia e Sedimentação

Os depósitos cenozóicos na área estudada compreendem todos os diferentes tipos de sedimentos terciários a quaternários atribuídos à Formação Pariquera-Açu na bibliografia preexistente, e ainda o complexo de sedimentos quaternários variando de aluviais (ao longo dos vales dos principais rios) a costeiros (ao longo das extensas planícies costeiras da área).

As características faciológicas dos sedimentos, bem como suas relações estratigráficas, distribuição em área, associação com as feições tectônicas e geomorfológicas, permitiram agrupar os depósitos cenozóicos em seis unidades principais: 1) Formação Sete Barras (Tsb); 2) Formação Pariquera-Açu, subdividida em uma

fácies fanglomerática (*Tpaf*), uma fácies fluvial meandrante (*Tpam*) e uma fácies lacustre (*Tpal*); 3) depósitos de cascalhos em nível superior de terraços (*TQcs*); 4) depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços (*TQci*); 5) depósitos colúvio-aluviais plio-pleistocênicos (*TQca*); e 6) coberturas sedimentares quaternárias, estas subdivididas em aluviões em várzeas e baixos terraços (*Qa*), depósitos de talus (*Qt*), sedimentos indiferenciados de deposição mista (*Qi*), sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais (*Qm*), depósitos de mangue (*Qmg*) e sedimentos de deposição praial (*Qp*) (FIGURA 5). A distribuição em área das unidades é apresentada nos mapas geológicos (DESENHOS 2 e 3), e uma idéia das relações espaciais é apresentada nas seções geológicas (FIGURA 7).

6.2.1 Considerações gerais

Algumas considerações gerais com relação à caracterização e interpretação das unidades estratigráficas da área são apresentadas a seguir. Estas considerações preliminares dizem respeito à terminologia adotada, às análises granulométricas, à elaboração de diagramas CM a partir dos dados granulométricos, às análises de minerais pesados e de minerais de argila. Visam esboçar um quadro das unidades estratigráficas da área, fornecendo apoio às descrições mais detalhadas e interpretações sobre cada unidade, nos itens subsequentes.

6.2.1.1 Terminologia

Na TABELA 1 apresenta-se uma síntese da terminologia adotada para a classificação de campo dos sedimentos da área estudada. Esta classificação baseou-se não somente nas características texturais dos depósitos, mas também no arranjo interno e associações litológicas, e levando-se em conta os indícios reconhecíveis de processos diagenéticos transformadores.

FIGURA 7 - SEÇÕES GEOLÓGICAS. 1-COBERTURAS QUATERNÁRIAS. 2-CASCALHOS DO NÍVEL INTERMEDIÁRIO DE TERRAÇOS. 3-CASCALHOS DO NÍVEL SUPERIOR DE TERRAÇOS. 4-FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU: FÁCIES FANGLOMERÁTICA. 5-FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU: FÁCIES FLUVIAL MEANDRANTE. 6-FORMAÇÃO PARIQUERA-AÇU: FÁCIES LACUSTRE. 7-FORMAÇÃO SETE BARRAS. 8-EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO. 9-FALHAS CENOZÓICAS (LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS NO DESENHO 2).

RUDÁCEOS (mais de 50% de partículas > 2mm)	CASCALHOS (menos de 15% de matriz fina)	Inconsolidados, marcante arranjo interno dos clastos, estes arredondados; formados a partir da ação d'água com alta energia.
	ORTOCONGLOMERADOS (menos de 15% de matriz fina)	Mais consolidados que os cascalhos, no restante semelhantes a eles.
	PARACONGLOMERADOS (mais de 15% de matriz fina)	Clastos maiores arredondados e angulosos dispersos aleatoriamente na abundante matriz fina; formados a partir de transporte de massa (fluxo de de alta viscosidade ou fluxo denso).
	BRECHAS	Clastos angulosos; no restante semelhantes aos paraconglomerados; formados a partir de transporte de massa associado a escarpas de falhas ativas.
LAMITOS (mais de 50% de matriz fina e mais de 15 % de areia e/ou partículas maiores)		Clastos arredondados e/ou angulosos, subordinados em relação à matriz fina, e dispersos aleatoriamente; formados a partir dos mesmos processos geradores dos paraconglomerados (são os depósitos mais distais dos transportes de massa)
AREIAS	GROSSAS	(mais de 15% de areias médias e grossas)
	FINAS	(mais de 50% de areia fina e muito fina)
FINOS	SILTES	Avaliação táctil-visual e segundo a classificação de SHEPARD (1954).
	ARGILAS	

TABELA 1 - TERMINOLOGIA ADOTADA NA CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS DA ÁREA ESTUDADA

Assim, a classificação de campo reflete uma interpretação acerca dos processos formadores e contexto geológico dos sedimentos. Procurou-se preservar a classificação de campo, ainda que os resultados das análises sedimentológicas não a confirmem na totalidade. Com este procedimento, procurou-se privilegiar uma terminologia que refletisse as condições da gênese dos sedimentos, em detrimento de uma maior precisão em relação à composição atual. Esta última reflete tanto a gênese como os processos diagenéticos e de alteração subsequentes.

Nos trabalhos de campo, os sedimentos rudáceos (50% ou mais de clastos maiores que 2mm, de acordo com RUST 1983), algo consolidados, das unidades mais antigas da área estudada (Formações Sete Barras e Pariquera-Açu) foram classificados genericamente como *conglomerados*, "um termo aplicável a cascalhos endurecidos", e *brechas*, estas referindo-se à "acumulação de fragmentos angulosos" (PETTIJOHN 1975, p. 154).

Sempre que possível, os conglomerados foram distinguidos em *ortoconglomerados* e *paraconglomerados*, conforme segue:

- *ortoconglomerados*: depositados a partir da ação d'água com alta energia, resultando em depósitos grossos com marcante arranjo interno dos clastos, estes predominantemente arredondados; matriz fina (silte+argila) subordinada (menos de 15%), caracterizando o tipo "conglomerado suportado por clásticos" (PETTIJOHN *op. cit.*, p. 164);
- *paraconglomerados*: depositados a partir de transporte de massa (corridas de lama, turbiditos e outras formas de fluxo de alta viscosidade ou fluxo denso), resultando em depósitos grossos sem um arranjo interno distinto, destacando-se matriz fina abundante, na qual os clastos maiores (arredondados e angulosos) apresentam-se dispersos, de forma aleatória; a matriz fina (silte+argila) é abundante (mais de 15%), caracterizando o arranjo tipo "diamictito" (PETTIJOHN *op. cit.*, p. 164), que alguns autores têm denominado "conglomerados suportados por matriz" (RUST 1983, p. 9).

O termo *brecha* foi empregado para alguns depósitos da Formação Pariquera-Açu, encontrados junto às falhas ativas durante a sedimentação. No que diz respeito ao processo formador e constituição, estas brechas assemelham-se aos paraconglomerados, distinguindo-se destes por apresentarem unicamente clastos angulosos.

O termo *cascalho* foi reservado para os depósitos rudáceos dos terraços fluviais da área estudada, mais novos que as formações Sete Barras e Pariquera-Açu. Os cascalhos correspondem aos ortoconglomerados, distinguindo-se destes unicamente por serem menos consolidados.

O termo *lamito* foi utilizado indistintamente para sedimentos das formações Sete Barras, Pariquera-Açu, e coberturas mais recentes, como as incluídas na unidade denominada "depósitos colúvio-aluviais". Em geral, os lamitos apresentam abundante matriz fina (mais de 50% de silte+argila), mas sempre contendo uma proporção considerável (mais de 15%) de areias e partículas maiores, dispersas aleatoriamente na matriz fina. Estes depósitos resultam dos mesmos processos de transporte de massa (ou fluxos densos) que originam os paraconglomerados, sendo que os lamitos distinguem-se pela granulação mais fina, com predominância da matriz (depósitos mais distais de corridas de lama).

O termo *areia grossa* foi utilizado para sedimentos com mais de 15% de areias média e grossa, ou partículas maiores. As areias grossas são depósitos formados em regime de tração, sob ação d'água ainda com elevada energia (inferior àquela dos ortoconglomerados e cascalhos).

O termo *areia fina* foi utilizado para sedimentos constituídos principalmente de areias fina e muito fina (totalizando mais de 50%), contendo proporção insignificante de partículas maiores. Trata-se, em parte, de depósitos formados ainda em regime de tração, sob ação d'água, mas em correntes com baixa energia, e, em parte, de depósitos formados no limite tração/suspensão, sob regime misto.

O termo *finos* foi utilizado para sedimentos predominantemente siltosos e/ou argilosos, formados em regime misto tração/suspensão, ou em suspensão. Refletem condições de transbordamento e/ou rompimento de diques marginais, e de deposição em corpos d'água tranqüila. Os termos silte ou argila foram utilizados somente nas seções geológicas, com base nos resultados das análises granulométricas.

6.2.1.2 Análises granulométricas

Foram realizadas análises granulométricas de um total de 106 amostras de sedimentos da Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados (ANEXO A). Estas análises, bem como as análises de minerais pesados e de argila, foram realizadas pelo Agrupamento de Petrologia da DGRM do IPT. Visaram dar maior suporte às interpretações estratigráficas, através da identificação dos processos, paleoambientes e paleoclimas atuantes durante a sedimentação. Em vista deste objetivo, os resultados das análises foram avaliados somente quanto aos aspectos mais genéricos e abrangentes.

As amostras arenosas foram destorroadas manualmente e quarteadas até obtenção de duas porções representativas. Uma porção foi seca em estufa a 60°C por 48h, e pesada para obtenção do teor de umidade. Outra porção foi desagregada em meio aquoso, com o auxílio de agitador mecânico, e transferida para proveta onde o volume foi completado para 1 000ml, após a adição de 1g de pirofosfato de sódio como dispersante.

A suspensão assim obtida foi submetida a pipetagem de acordo com a Lei de Stokes. Após a pipetagem, as amostras foram submetidas ao peneiramento segundo escala granulométrica de WENTWORTH (1922, *apud* SUGUIO 1973).

No ANEXO A apresenta-se a relação das amostras analisadas, juntamente com a unidade estratigráfica a que pertencem e a classificação litológica de campo. Ortoconglomerados e cascalhos foram considerados indistintamente, dada a semelhança litológica

entre eles. Os dados granulométricos apresentados são as porcentagens em peso de cada classe textural (seixos, grânulos, areia, silte, argila), a classificação de SHEPARD (1954), os parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose) e os parâmetros C (granulometria a 1% da distribuição mais grossa) e M (granulometria a 50% da distribuição, correspondente à mediana), calculados conforme PASSEGA (1957). Maiores detalhes das análises, com as porcentagens retidas simples e acumuladas por peneira, podem ser encontrados no Rel. IPT nº 28 186 (IPT 1990).

Os resultados das análises granulométricas (classes texturais e parâmetros estatísticos) estão sintetizados nas FIGURAS 8 a 13, onde são apresentados valores médios. Nas FIGURAS 14 a 16 (ver item 6.2.1.3) são apresentados os resultados dos parâmetros C e M.

Na FIGURA 8 observa-se a distribuição dos valores das porcentagens em peso das classes texturais desde as litologias mais grossas (ortoconglomerados) até as mais finas.

Na FIGURA 9 observa-se a distribuição das classes texturais por unidade estratigráfica. As unidades com maior porcentagem das classes mais grossas (seixos+grânulos+areia) são os cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços (*TQcs* e *TQci*) e a Formação Sete Barras (*Tsb*), esta constituída em grande parte por depósitos imaturos de leques aluviais (lamitos, ortoconglomerados e areias grossas).

As unidades com maiores porcentagens das classes mais finas (silte+argila) são justamente os depósitos da Formação Pariquera-Açu fácies lacustre (*Tpal*), fácies fanglomerática (*Tpaf*) e fácies fluvial meandrante (*Tpam*). Destaca-se, neste grupo, a presença da fácies fanglomerática (*Tpaf*), que apresenta expressiva porcentagem de seixos+grânulos em contraste com a alta porcentagem de silte+argila, o que reflete remanejamento fluvial incipiente dos depósitos imaturos de fluxos densos (lamitos) dos leques aluviais. A abundância de silte+argila nestes depósitos relativamente aos depósitos da Formação Sete Barras, também de

FIGURA 8. Percentagens médias das classes texturais por litologias.

FIGURA 9. Percentagens médias das classes texturais por unidades estratigráficas.

leques aluviais, pode estar associada a fatores paleoclimáticos (clima mais úmido, com maior alteração e geração de finos na área-fonte, na época da sedimentação Pariquera-Açu). Alguns estudos comparativos têm mostrado abundância de finos em depósitos de leques de climas úmidos, em relação aos de climas mais secos (KOCHER & JOHNSON 1984).

Na FIGURA 10 estão representadas as médias dos valores dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957), considerando-se a distribuição granulométrica total, por litologias. Observa-se, de modo geral, que à medida que diminui o diâmetro médio, melhora a seleção, que varia de "muito mal selecionado" para os ortoconglomerados até "pobremamente selecionado" para os finos.

A assimetria apresenta tendência de variar de valores mais positivos para valores mais negativos com a diminuição do diâmetro médio. Os valores extremos indicam assimetria muito positiva para os ortoconglomerados e areias grossas, e assimetria muito negativa para os finos.

A curtose apresenta tendência de variar de valores mais platicúrticos para valores mais leptocúrticos com a diminuição do diâmetro médio. Os valores extremos indicam curtose "muito platicúrtica" para as areias grossas, e curtose "leptocúrtica" para os finos. Os ortoconglomerados constituem exceção à tendência, com valor de curtose "platicúrtica", o que pode estar refletindo a adição de finos posteriormente à sedimentação.

As mesmas tendências gerais observadas para a distribuição total são verificadas também considerando-se somente a fração areia (FIGURA 11). A seleção varia de "pobremamente selecionado" para os ortoconglomerados, melhorando até "moderadamente selecionado" para os finos.

Na FIGURA 12 estão apresentadas as médias dos valores dos parâmetros estatísticos da distribuição total por unidades estratigráficas. De modo geral, observam-se as mesmas tendências entre os parâmetros já constatadas para as litologias. Os depósitos do nível superior de terraços (TQcs) constituem a

FIGURA 10. Parâmetros estatísticos médios por litologias.

FIGURA 11. Parâmetros estatísticos médios da fração areia por litologias.

principal exceção. Trata-se de cascalhos (ou ortoconglomerados) mais permeáveis e mais antigos inclusive que os depósitos do nível intermediário de terraços (*TQci*), e com maiores possibilidades de alterações texturais posteriores à sedimentação.

Praticamente as mesmas tendências gerais são verificadas também considerando-se os parâmetros somente da fração areia (FIGURA 13). Neste caso, observa-se que as amostras das unidades com diâmetros médios extremos (mais grossos ou mais finos) apresentam maiores índices de curtose (são mais leptocúrticas) em relação às amostras das unidades com diâmetros médios intermediários.

Na extremidade correspondente aos sedimentos mais grossos nos gráficos das FIGURAS 9 e 12, juntamente com os cascalhos das unidades *TQcs* e *TQci* encontram-se ainda os depósitos imaturos de leques aluviais da Formação Sete Barras (*Tsb*), à esquerda da média de valores de todas as amostras estudadas. Junto a estes, à direita da média, encontram-se os depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (*Tpaf*), seguidos dos depósitos colúvio-aluviais (*TQca*) e fácies fluvial meandrante (*Tpam*) e lacustre (*Tpai*) da Formação Pariquera-Açu.

6.2.1.3 Diagramas CM

Com o intuito de procurar distinguir os processos envolvidos na sedimentação dos depósitos continentais estudados, foram utilizados diagramas CM (C=granulometria a 1% da distribuição mais grossa; M=granulometria a 50% da distribuição, conforme PASSEGA 1957). Na bibliografia preexistente, tais diagramas mostraram boa resolução tanto para sedimentos atuais (PASSEGA *op. cit.*, BULL 1962, KOCHER & JOHNSON 1984) como para sedimentos antigos (PASSEGA 1957 e 1964, BULL 1972). Basicamente, os diagramas definem empiricamente padrões de distribuição dos valores CM que correspondem aos processos atuantes durante a sedimentação: tração (correntes fluviais); suspensão (águas

FIGURA 12. Parâmetros estatísticos médios por unidades estratigráficas.

FIGURA 13. Parâmetros estatísticos médios da fração areia por unidades estratigráficas.

calmas); fluxos densos (corridas de lama ou correntes de turbidez).

Tanto para as análises granulométricas (ANEXO A e FIGURAS B a 15) como para a elaboração dos diagramas CM (FIGURA 16), os ortoconglomerados e os cascalhos foram considerados indistintamente, tendo em vista a semelhança da litologia desses depósitos, e dos processos envolvidos na sua gênese.

As distribuições de valores médios de C e M por litologias (FIGURA 14) e por unidades estratigráficas (FIGURA 15) seguem de modo geral a variação do diâmetro médio (FIGURAS 10 e 12). Entre as litologias, os lamitos constituem uma exceção, com altos valores de C em relação aos valores de M, reflexo da natureza e constituição desses depósitos (fluxos densos, resultando em depósitos texturalmente muito imaturos). Entre as unidades estratigráficas, destaca-se o deslocamento dos depósitos colúvio-aluviais (TQca) em direção à extremidade correspondente aos depósitos mais finos no gráfico. Isto reflete a inexpressiva presença de seixos e grânulos nestes depósitos, talvez em consequência do principal processo formador (coluvionamento) e clima vigente durante a deposição (comparável ao atual).

Nos diagramas CM (FIGURA 16), os padrões obtidos para os sedimentos da Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados são compatíveis com os padrões da bibliografia, com algumas alterações. Parte destas alterações, como o acréscimo no valor da razão C/M em relação aos estudos de BULL (1962), podem ser atribuídas à adição de finos nos depósitos do baixo Ribeira posteriormente à sedimentação, por influência da diagênese e alteração intempérica.

O diagrama para todas as amostras permite definir três campos principais: um campo mais característico de processos de tração (contendo as amostras de ortoconglomerados e areias grossas); um campo de processos de fluxos densos (no caso, contendo as amostras de lamitos de corridas de lamas); e um campo mais característico de processos de suspensão (contendo as amostras de sedimentos finos, sejam lacustres, sejam de

FIGURA 14. Valores médios de C e M (micra x 1000) por litologias.

FIGURA 15. Valores médios de C e M (micra x 1000) por unidades estratigráficas.

LITOLOGIAS

- ▲ Lamitos
- Ortoconglomerados
- Areias grossas
- ◊ Areias finas
- ◻ Finos

PROCESSOS

- A Tração (correntes fluviais)
- B Fluxos densos (corridas de lamas)
- C Suspensão

FIGURA 16 - DIAGRAMAS CM DOS SEDIMENTOS DAS DIFERENTES UNIDADES CENOZÓICAS DA ÁREA DO BAIXO RIBEIRA (PARÂMETROS SEGUNDO PASSEGA 1957).

transbordamento em planície de inundação). As amostras de areias finas distribuem-se entre os campos relativos a tração e suspensão.

O diagrama para a Formação Sete Barras, ainda que o número de amostras não seja grande, reflete a presença de depósitos formados pelos três tipos de processos principais, o que seria compatível com o modelo de leques aluviais gradando para lago em depressão tectônica, admitido para esta unidade.

O diagrama para a Formação Pariquera-Açu indica claramente a ocorrência de depósitos atribuíveis aos três processos principais. Neste caso, as características dos depósitos levam a interpretar um modelo de gradação lateral de leques aluviais para planície fluvial meandrade e lago.

Diversamente, o diagrama para os depósitos dos níveis superior e intermediário de terraços com cascalhos (tratados conjuntamente) indica essencialmente processo de tração, em correntes fluviais de alta energia. Tal característica seria compatível com sistemas fluviais entrelaçados (*braided*).

O diagrama para os depósitos colúvio-aluviais, à semelhança do que se observa para a Formação Sete Barras, também sugere a presença dos três processos principais. A interpretação mais plausível, neste caso, parece ser a de depósitos colúviais (fluxos densos) parcialmente remanejados por correntes fluviais, estas sujeitas a transbordamentos ocasionais.

6.2.1.4 Minerais pesados

Com o material menor que 0,250mm retido nas peneiras 0,125mm e 0,062mm durante as análises granulométricas, foram montadas lâminas de grãos de minerais pesados após separação da fração "leves" por meio de bromofórmio ($d=2,89\text{g/cm}^3$), e da fração magnética, por meio do ímã de mão e dos atraídos ao eletro-ímã Frantz a 0,4A. A identificação dos minerais pesados não magnéticos transparentes foi efetuada ao microscópio petrográfico

de luz transmitida. A identificação dos minerais pesados opacos das amostras onde estes são mais abundantes foi realizada através de difratometria de raios X, sobre a fração obtida pela separação isodinâmica.

No ANEXO B apresenta-se a relação das 60 amostras analisadas (total de 120 frações, sendo 60 da grossa - 0,250-0,125mm, e 60 da fina - 0,125-0,062mm). As porcentagens dos grãos contados estão separadas em três grupos: opacos, agregados e transparentes. As porcentagens dos minerais pesados transparentes não micáceos estão recalculadas para 100%, para permitir o cálculo do índice ZTR (índice de maturidade, igual à soma das porcentagens de zircão+turmalina+rutilo, segundo HUBERT 1962), e comparações entre os minerais ultra-estáveis (ZTR), estáveis (andaluzita, cianita, estaurolita, monazita, sillimanita e topázio) e instáveis (epídoto, espinélio, granada e titanita).

As FIGURAS 17 e 18 mostram as porcentagens relativas de opacos, agregados e transparentes, nas duas frações, por unidades estratigráficas. Nota-se estreita relação destes gráficos com aqueles que expressam a granulometria média das unidades estratigráficas (FIGURAS 9 e 12), revelando-se correlação entre os depósitos mais grossos e mal selecionados com os depósitos portadores de maiores porcentagens de opacos, aparentemente como reflexo da razão hidráulica.

Na TABELA 2 estão apresentadas as proporções relativas dos minerais opacos (separados pelo eletro-ímã a 0,4A) de algumas amostras, estimadas a partir das áreas dos picos principais obtidos em difratogramas de raios-X. Em todas as unidades aparecem ilmenita e pseudo-rutilo, ocorrendo ainda rutilo (em associação com os demais minerais) em várias unidades e hematita, esta em uma amostra dos cascalhos do nível intermediário de terraços (TQci).

De maneira geral, nota-se abundância relativa da ilmenita nas amostras da Formação Sete Barras (Tsb), e discreta abundância relativa deste mineral nas amostras dos cascalhos dos dois níveis de terraços (TQcs e TQci). Inversamente, nota-se abundância

FIGURA 17. Porcentagens médias de tipos de minerais pesados por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).

FIGURA 18. Porcentagens médias de tipos de minerais pesados por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).

UNIDADE	AMOSTRA	ILM	PSR	RUT	HEM
<i>Tsb</i>	SA-641A	100	-	-	-
	SA-641C	60	40	-	-
	RE-472E	65	35	-	-
	RE-463H	60	40	-	-
<i>Tpaf</i>	PA-16B	40	60	-	-
	PA-16A	60	40	-	-
	PA-81G	-	50	50	-
	PA-77D	-	100	-	-
<i>Tpam</i>	PA-61B	40	60	-	-
	PA-61A	40	60	-	-
	PA-144B	60	40	-	-
	RE-356B	40	60	-	-
	JU-445I	50	50	-	-
	JU-490C	40	40	20	-
	JU-445A	50	50	-	-
<i>Tpai</i>	PA-714B	70	30	-	-
<i>TQcs</i>	JA-654A	60	40	-	-
	JA-34C	90	10	-	-
<i>TQci</i>	RE-539B	30	70	-	-
	JA-658A	80	20	-	-
	PA-01D	50	45	5	-
	RE-222A	70	30	-	-
	PA-01A	60	20	10	10
<i>TQca</i>	JU-417B	55	35	10	-

TABELA 2. Composição mineralógica dos minerais pesados opacos de algumas amostras de sedimentos cenozóicos do baixo Ribeira do Iguape, obtida através de difratometria de raios-X (os valores indicados expressam a porcentagem relativa dos minerais ilmenita = ILM, pseudo-rutilo = PSR, rutilo = RUT e hematita = HEM nas amostras analisadas).

relativa do pseudo-rutilo nas amostras da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (T_{paf}).

O pseudo-rutilo é considerado como um estágio intermediário dos processos de oxidação e lixiviação da ilmenita, cujo produto final levaria à produção de rutilo (TEUFER & TEMPLE 1966, TEMPLE 1966, GREY & REID 1975). Enquanto estes autores consideram que a oxidação e lixiviação da ilmenita desenvolvem-se em estreita relação com o nível do lençol freático, outros consideram que o fator climático e a alteração das rochas na área-fonte seriam os principais determinantes da alteração da ilmenita e enriquecimento relativo de pseudo-rutilo e rutilo, com conseqüente enriquecimento de titânio (PUFFER & COUSMINER 1982).

Tendo em vista esta última corrente de idéias, é possível que as constatações acima, baseadas nos dados da TABELA 2, estejam refletindo as condições climáticas vigentes durante a sedimentação, que teriam propiciado menor transformação da ilmenita (clima mais seco) durante a deposição da Formação Sete Barras e dos cascalhos dos níveis de terraços, e maior transformação da ilmenita (clima mais quente e úmido) durante a sedimentação da Formação Pariquera-Açu.

Já os agregados, que refletem minerais instáveis e estáveis em diferentes estágios de alteração, aparecem quase que exclusivamente nos depósitos colúvio-aluviais. Este fato parece traduzir alguns fatores associados à gênese destes depósitos: pequeno transporte (coluvionamento), idade relativamente nova e origem a partir de regolito gerado em condições climáticas semelhantes às atuais.

A FIGURA 19 mostra as porcentagens relativas de todos os minerais pesados transparentes identificados, nas frações grossa e fina. Constata-se maior abundância de turmalina, estaurolita, andaluzita e zircão, minerais comuns às rochas do embasamento cristalino da área. Turmalina e granada ocorrem em maior abundância na fração grossa, enquanto zircão, estaurolita, monazita e epidoto ocorrem principalmente na fração fina.

FIGURA 19. Porcentagens médias dos principais minerais pesados transparentes segundo as duas frações estudadas.

As FIGURAS 20 e 21 mostram os valores médios (para todas as litologias) do índice ZTR e as somas das porcentagens dos minerais estáveis e instáveis, por unidades estratigráficas, nas duas frações. Nos dois casos, os menores valores do índice ZTR correspondem aos depósitos dos níveis superior e intermediário de terraços (*TQcs* e *TQci*) e da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (*Tpaf*). Para esta última, o baixo valor do índice ZTR parece refletir a imaturidade dos sedimentos, formados em leques aluviais pouco remanejados pelas correntes fluviais. Já para os depósitos dos níveis de terraços, associados a uma drenagem ancestral dos principais rios atuais da área, os baixos valores de ZTR devem ser atribuídos a condições paleoclimáticas que favoreceram a preservação de minerais menos estáveis.

No outro extremo, com altos valores relativos do índice ZTR, aparecem a Formação Sete Barras (*Tsb*), os depósitos colúvio-aluviais (*TQca*) e as fácies lacustre e fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (*Tpal* e *Tpam*). Para o caso da Formação Sete Barras, esta aparente maturidade indicada pelos minerais

FIGURA 20. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).

FIGURA 21. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).

pesados transparentes contrasta com outros indicadores, como a presença de abundantes clastos de litologias e minerais instáveis, e a imaturidade textural destes depósitos. Na verdade, o alto valor relativo do índice ZTR deve-se, no caso, a altas porcentagens de turmalina nas amostras analisadas, o que deve refletir sobretudo a área-fonte dos depósitos da Formação Sete Barras, situados sobre a Zona de Cisalhamento de Cubatão, sujeita a intenso processo de turmalinização e formação de turmalinitos.

Os altos valores do índice ZTR para os depósitos colúvio-aluviais devem ser atribuídos a fatores paleoclimáticos, enquanto que para as fácies lacustre e fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu, o elevado ZTR parece corresponder ao maior remanejamento e maturidade dos depósitos.

As FIGURAS 22 e 23 mostram os valores médios do índice ZTR e das somas das porcentagens dos minerais estáveis e instáveis por unidades estratigráficas, nas duas frações, somente para as amostras das litologias ortoconglomerados e areias grossas (que são as litologias constituintes dos cascalhos *TQcs* e *TQci*). Observam-se os mesmos padrões relativos de distribuição constatados para as médias de todas as litologias.

Nas FIGURAS 24 e 25 apresentam-se as porcentagens médias dos principais minerais pesados transparentes por unidades estratigráficas, nas duas frações. Estas figuras são detalhamentos das FIGURAS 20 e 21, e permitem apreciar com maior precisão a composição mineralógica dos pesados transparentes.

6.2.1.5 Minerais de argila

Na fase de pipetagem das amostras analisadas para granulometria foram colhidos, para cada amostra, volumes da suspensão contendo a fração argila. Após centrifugação, esta argila foi aplicada de maneira orientada em lâminas de vidro. As análises mineralógicas da fração argila foram efetuadas por difratometria de raios X sobre as amostras no estado natural, com adição de etileno-glicol, e após aquecimento a 500° C por 2

FIGURA 22. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes nos ortoconglomerados e areias grossas por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).

FIGURA 23. Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes nos ortoconglomerados e areias grossas por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).

FIGURA 24. Porcentagens médias de minerais pesados transparentes mais comuns por unidades estratigráficas (fração 0,250-0,125mm).

FIGURA 25. Porcentagens médias de minerais pesados transparentes mais comuns por unidades estratigráficas (fração 0,125-0,062mm).

horas. Após a interpretação dos difratogramas, efetuou-se uma semi-quantificação dos minerais de argila com base na proporcionalidade das áreas dos picos principais nos difratogramas.

No ANEXO C apresenta-se a relação das amostras analisadas (total de 65). Na FIGURA 26 apresenta-se a porcentagem relativa dos três principais tipos de minerais de argila identificados (caulinita, illita e esmectita).

FIGURA 26. Porcentagens médias de tipos de minerais de argila por unidades estratigráficas.

O principal resultado das análises de minerais de argila é a constatação de que a esmectita aparece exclusivamente em depósitos da Formação Sete Barras. De fato, a presença de esmectita em amostras da Formação Pariquêra-Açu já fora indicada por FRANZINELLI (1970), em afloramentos no presente estudo atribuídos a sedimentos da Formação Sete Barras.

A presença da esmectita nos depósitos da Formação Sete Barras é interpretada como um indicador paleoclimático, à semelhança do que tem sido proposto para os sedimentos

paleogênicos das bacias de Resende, Taubaté e Curitiba (COIMBRA & RICCOMINI 1985), onde a associação da esmectita com níveis de calcrete tem sido interpretada como indicação de climas áridos. RICCOMINI (1989) também admitiu clima semi-árido durante o início da sedimentação nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda.

6.2.2 Formação Sete Barras

Na área da cidade de Sete Barras e em outros locais no interior e nas bordas da depressão tectônica denominada Gráben de Sete Barras (MELO et al. 1989a) ocorrem sedimentos característicos, litologicamente distintos das demais coberturas cenozóicas do baixo Ribeira. Trata-se de sedimentos predominantemente rudáceos (locais RE-461, 463, 467, 471, 472, 473, 479 e SA-641 e 642), localmente ocorrendo sedimentos finos (local RE-539). A espessura máxima de sedimentos observada nos afloramentos é de cerca de 15m, embora as sondagens elétricas verticais realizadas na área do Gráben de Sete Barras indiquem uma espessura máxima de sedimentos que pode situar-se entre 130 e 200m (DESENHO 4 e ANEXO D).

A identidade das características geológicas destes sedimentos e sua extensão em área justificaram a proposição de uma nova unidade estratigráfica (IPT 1989), a Formação Sete Barras (7sb no DESENHO 2), formalizada durante a realização do presente estudo (MELO et al. 1989b).

6.2.2.1 Litologias

Na exposição indicada como seção-tipo ou holoestratótipo (local RE-472, FIGURA 27) ocorrem lamitos basais passando acima a paraconglomerados (FIGURA 28), ortoconglomerados e areias. Os bancos apresentam espessura entre 0,5 e 1m, e os clastos são polimíticos. As estruturas presentes, principalmente nos bancos do topo, são discreta estratificação plano-paralela e

FIGURA 27. Seção-tipo da Formação Sete Barras, com os depósitos cortados por falha normal. Nota-se na base predominância de sedimentos imaturos de fluxos densos (1, 2, 3 e 6) passando acima para depósitos de lençol em transbordamento (4, 5, 7, 8, 9, 10 e 11). Todos estes depósitos são atribuídos a leque aluvial. Atividade tectônica pós-sedimentar é indicada pela falha normal e cunha clástica associada (12) (local RE-472, estrada secundária cerca de 3,5km a NE da cidade de Sete Barras). Legenda das litologias: a) en-coberto; b) embasamento; c) brecha; d) paraconglomerado; e) ortoconglomerado (ou cascalho); f) lamito; g) areia conglomerática; h) areia; i) areia argilosa; j) argila; k) regolito; l) amostras (legendas adotadas nas seções geológicas das figuras 31 a 81).

granodecrescência ascendente. De modo geral, nota-se que a granulação diminui para o topo, enquanto aumentam a seleção e a presença de estratificação. Os valores médios das porcentagens em peso das classes texturais, parâmetros estatísticos e CM (ANEXO A e FIGURAS 9, 12 e 15) indicam que os depósitos da Formação Sete Barras são texturalmente bastante imaturos.

A coloração original na base é cinzenta a cinzenta olivácea e oliva claro (5Y 7/1 a 5Y 6/3), parcialmente oxidada, com tendência para o vermelho no topo, com franca oxidação (2.5YR 5/6 a 10R 4/6) (cores segundo MUNSELL...1973). Os tons oliváceos e esverdeados refletem a presença de esmectitas, que chegam a constituir mais de dois terços dos minerais de argila presentes em algumas amostras (RE-472E, ver ANEXO C). Ressalte-se que entre todas as amostras analisadas na área do presente estudo, somente amostras da Formação Sete Barras apresentam esmectitas entre os minerais de argila, constituindo uma característica exclusiva desta unidade (FIGURA 26).

Nas frações arenosas, os minerais pesados constituem-se essencialmente de transparentes e opacos (ilmenita e, subordinadamente, pseudo-rutilo) (ANEXO B, FIGURAS 17 e 18 e TABELA 2). Entre os transparentes, predominam os ultra-estáveis (principalmente turmalina de coloração castanha e esverdeada, e raramente azulada), sendo que o índice ZTR da Formação Sete Barras é um dos mais elevados dentre todas as unidades da área (FIGURAS 20 e 21). A andaluzita é freqüente (FIGURAS 24 e 25), enquanto que estauroлита, monazita, zircão, rutilo, sillimanita, titanita, cianita, anatásio, granada e espinélio são raros. Epidoto é relativamente abundante em uma única amostra (SA-641A), a qual aparentemente reflete área-fonte a partir da Formação Perau.

No caso específico da andaluzita, já referida nos aluviões do Rio Pedro Cubas (a montante de Eldorado) por HUSSAK (1890), a área-fonte principal é representada possivelmente pelos xistos grafitosos (KNECHT 1943) que ocorrem ao norte da Zona de Cisalhamento de Cubatão (SILVA et al. 1979, IPT 1985 e 1987), que se estendem de Miracatu e Juquiá a Sete Barras, Eldorado,

Itapeúna e Barra do Batatal (ocorrendo nos locais RE-508 e RE-575).

Os sedimentos da Formação Sete Barras normalmente apresentam abundantes feldspatos parcial ou totalmente caulinizados.

Existem variações litológicas nos depósitos da Formação Sete Barras, que estão refletidas na dispersão das amostras no diagrama CM (FIGURA 16). No local SA-641, por exemplo, predominam amplamente os ortoconglomerados (FIGURA 29) e areias em relação a paraconglomerados, e os clastos são constituídos principalmente de filito rolado alterado, em contraste com o local RE-472 (seção-tipo), onde a composição dos clastos é mais heterogênea (filito, xisto, rochas quartzo-feldspáticas, feldspato, quartzo, quartzito, milonito, turmalinito). Estas variações refletem também a composição das rochas próximas, que constituíram as áreas-fonte.

Outra variação litológica significativa é representada pelas argilas siltosas esmectíticas do leito de cava de cascalhos (estes mais novos), que aparecem no local RE-539. Estas argilas, também atribuídas à Formação Sete Barras, parecem formar um depósito fino, de fácies diferenciada dentro da unidade, constituindo uma variação lateral (paraestratótipo) dos depósitos mais típicos.

6.2.2.2 Sistemas deposicionais e paleoclima

Os depósitos da seção-tipo da Formação Sete Barras representam, na base, fluxos densos formados pela ação da gravidade, passando no topo para depósitos de lençol em transbordamento (*sheet flood deposits*) e de canal formados pela ação d'água, confinada em canais ou extravasada durante enchentes da estação úmida. Estes depósitos são característicos de leques aluviais associados a falhas ativas (BULL 1972, COLLINSON 1978, RUST 1983, entre outros).

FIGURA 28. Paraconglomerado polimítico (depósitos de transporte de massa) da base da exposição da seção-tipo da Formação Sete Barras (ver FIGURA 27), constituída de depósitos atribuíveis a leques aluviais (local RE-472, estrada secundária cerca de 3,5km a NE da cidade de Sete Barras).

FIGURA 29. Ortoconglomerado polimítico (depósitos de canal) da Formação Sete Barras, predominando clastos arredondados de filito, em matriz arenosa feldspática. Estes ortoconglomerados ocorrem juntamente com areias e paraconglomerados, atribuindo-se a associação a leques aluviais (local SA-641, estrada secundária entre Eldorado e Sete Barras, cerca de 12km a NE de Eldorado).

Os depósitos argilo-siltosos do paraestratótipo do local RE-539 parecem corresponder a sedimentação lacustre.

A presença, na Formação Sete Barras, de sedimentos atribuídos a processos de tração (correntes fluviais), suspensão (inundações e lago) e fluxos densos (corridas de lama) é sugerida também pelo diagrama CM de amostras desta unidade (FIGURA 16).

A presença de grande quantidade de feldspatos, de clastos de litologias instáveis, de argilas esmectíticas, e a nítida dominância da ilmenita sobre o pseudo-rutilo entre os minerais pesados, são prováveis indícios de que o clima vigente durante a sedimentação teria sido seco. Alguns destes indícios de clima seco têm sido encontrados em outras bacias do Sistema de Rift da Serra do Mar (Curitiba, Taubaté e Resende), juntamente com indícios mais seguros de clima árido, representados por níveis de calcrete (COIMBRA & RICCOMINI 1985 e RICCOMINI 1989).

Esta hipótese é reforçada pela imaturidade textural e relativa escassez das classes texturais mais finas (silte+argila) nos sedimentos da Formação Sete Barras, em comparação com os depósitos de leques aluviais da Formação Pariquera-Açu, estes presumivelmente formados sob clima úmido. Por outro lado, os altos valores do índice ZTR para as amostras da Formação Sete Barras, que poderiam sugerir elevada maturidade mineralógica, refletindo alteração pronunciada na área-fonte (sob clima úmido), parecem na realidade resultar de área-fonte rica em turmalina, abundante nos sedimentos, e determinando altos valores de ZTR. Esta última alternativa é mais compatível com a hipótese de vigência de clima seco durante a sedimentação da Formação Sete Barras, que parece preferível, diante dos demais argumentos. De fato, os depósitos desta unidade ocorrem em estreita relação com o Lineamento Ribeira e Zona de Cisalhamento de Cubatão, antigas faixas de fraqueza tectônica que foram sujeitas a intenso processo de turmalinização e formação de turmalinitos.

6.2.2.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia

Os afloramentos de depósitos atribuídos à Formação Sete Barras guardam estreita relação com os limites do Gráben de Sete Barras, definido durante o desenvolvimento do presente estudo (MELO et al. 1989a).

O Gráben de Sete Barras é uma depressão morfológica localizada entre as cidades de Sete Barras e Eldorado. Trata-se de uma depressão alongada na direção N50E, com cerca de 19km de extensão e 5km de largura. Ao longo dessa extensão o Rio Ribeira apresenta numerosos meandros (inclusive abandonados), e seu leito caracteriza-se pela ausência de corredeiras e ilhas, ao contrário dos trechos imediatamente a montante e a jusante (FIGURA 30).

As bordas da depressão alongada são retilíneas e regulares a SE, e mais irregulares e desfeitas pelos rios serranos, mais caudalosos, a NW. As elevações máximas, sustentadas por rochas do embasamento, atingem 120m na borda sul, e cerca de 90m na borda norte. No interior da depressão estende-se a várzea atual do Ribeira, com cotas médias entre 15 e 20m.

Sondagens elétricas verticais realizadas no interior da depressão permitiram estimar espessura máxima do preenchimento sedimentar (sob a planície aluvial, não aflorante) entre 130 e 200m (ANEXO D e FIGURA 7). As sondagens indicam ainda um espessamento dos sedimentos da extremidade NE em direção ao centro da estrutura, a SW.

Os planos de espelhos de falhas observados em afloramentos tanto ao longo da borda norte como da borda sul da estrutura indicam que sua evolução não foi simples. Diques de diabásio concordantes com os limites do gráben indicam que este já se comportava como uma direção de fraqueza durante a ativação tectono-magmática mesozóica. Tanto o embasamento pré-cambriano como os diques de diabásio e a Formação Sete Barras apresentam planos de falhas normais, relacionados principalmente com a fase de esforços trativos que geraram a depressão (ver item 7). Entretanto, são comuns as evidências de falhas inversas ou com

FIGURA 30 - ESBOÇO GEOLÓGICO DO GRÁBEN DE SETE BARRAS: 1. aluviões recentes; 2. casca - lhos do nível intermediário de terraços; 3. cascalhos do nível superior de terraços; 4. Formação Sete Barras; 5. embasamento proterozóico a paleozóico; 6. falhas reativadas, encobertas no pontilhado; 7. meandros abandonados; 8. sondagem elétrica vertical com direção de expansão dos eletrodos; 9. área urbana de Sete Barras (modificado de MELO et al. 1989a).

rejeito direcional desenvolvidas sobre as estruturas preexistentes, sugerindo a ocorrência de esforços compressivos posteriormente ao abatimento do gráben.

A localização dos depósitos de leques aluviais da Formação Sete Barras, mais marginais, e dos depósitos lacustres, mais centralizados, em relação às bordas tectônicas do Gráben de Sete Barras, sugerem que a depressão tectônica tenha sido preenchida por um sistema de leques aluviais coalescentes marginais, associados às falhas normais ativas, contemporâneos de um paleolago central, preenchido por sedimentos finos.

A única medida de paleocorrente em depósitos da Formação Sete Barras (ver item 6.2.8.2.1) sugere que a antiga depressão recebia importante aporte fluvial de uma paleodrenagem com o mesmo sentido de corrente do atual Ribeira do Iguape.

6.2.2.4 Relações estratigráficas

No local RE-463 (FIGURA 31) os depósitos de leques aluviais da Formação Sete Barras aparecem cortados por cascalhos do nível superior de terraços (ver item 6.2.4), sendo que o contato apresenta-se como uma discordância angular, sugerindo basculamento tectônico antes da deposição dos cascalhos.

FIGURA 31. Depósitos de leques aluviais da Formação Sete Barras (2 a 12) cortados no topo por cascalhos do nível superior de terraços (13). Os depósitos da Formação Sete Barras mostram vários eventos de fluxos densos, com intercalação de depósitos de lençol em transbordamento (8), cortados por canal (9). A inclinação das camadas para NW pode estar refletindo, além do paleo-relevo, basculamento tectônico anterior à deposição de 13 (local RE-463, na área urbana da cidade de Sete Barras) (legendas na FIGURA 27).

No local RE-539, os depósitos argilo-siltosos da Formação Sete Barras encontram-se recobertos, através de discordância erosiva, por cascalhos do nível intermediário de terraços. Nos demais afloramentos, é relativamente comum observarem-se os depósitos da Formação Sete Barras repousando diretamente sobre as rochas do embasamento erodido e alterado.

6.2.2.5 Correlações e idade

Até o momento, não foi possível datar de forma absoluta os depósitos da Formação Sete Barras, que se mostraram estéreis, nos afloramentos, do ponto de vista paleontológico (incluindo palinomorfos). Entretanto, a unidade é litologicamente correlacionável aos depósitos que preenchem as bacias de São Paulo e Taubaté, que também apresentam fácies típicas de leques aluviais marginais (as quais aparecem também na Bacia de Resende), gradando para fácies lacustres nas porções mais interiores das depressões. O padrão estrutural do Gráben de Sete Barras é também muito semelhante ao padrão das duas outras bacias. Estas semelhanças fazem supor que as depressões tectônicas e seu preenchimento sedimentar sejam cogenéticos e contemporâneos, o que indicaria idade oligocênica a eocênica para a Formação Sete Barras, conforme as datações com base palinológica e radiométrica que vêm sendo admitidas para as formações São Paulo, Caçapava e Resende (IPT 1983, RICCOMINI et al. 1983 e 1985, MELO et al. 1985b, LIMA & MELO 1989, RICCOMINI 1989).

6.2.3 Formação Pariquera-Açu

Restringiu-se a denominação Pariquera-Açu às coberturas sedimentares relativamente delgadas depositadas num sistema complexo, envolvendo depósitos fanglomeráticos de leques aluviais, planície meandrade e lago (respectivamente *Tpaf*, *Tpam* e *Tpal* no DESENHO 2). Estes sedimentos ocorrem principalmente na área da cidade de Pariquera-Açu e no vale do rio homônimo, ao longo do trecho de jusante do vale do Rio Jacupiranga, em alguns trechos da rodovia Biguá-Iguape, e na rodovia Pariquera-Açu-Cananéia, próximo a Itapitangui. Apresentam espessura máxima de cerca de 15m nos afloramentos, mas podem localmente atingir espessuras maiores que 30m, conforme indicam algumas sondagens elétricas verticais (ANEXO D e DESENHO 5).

A abrangência da denominação Formação Pariquera-Açu aqui adotada exclui desta unidade os depósitos da Formação Sete Barras, os depósitos de cascalhos em níveis de terraços, e depósitos colúvio-aluviais mais novos. Nos mapas geológicos preexistentes (SILVA et al. 1981, IPT 1987) as áreas mapeadas como Formação Pariquera-Açu abrangiam indistintamente estes diferentes depósitos, os quais na verdade apresentam características físicas, gênese e idade distintas.

A acepção aqui adotada para a Formação Pariquera-Açu aproxima-se muito daquela de FRANZINELLI (1970), e também daquela de ALMEIDA (1964), que denominou os depósitos de Formação Jacupiranga. Por outro lado, afasta-se da concepção de BIGARELLA & MOUSINHO (1965), que subdividem a unidade em Formação Pariquera-Açu I, II e III, correspondentes, respectivamente, aos três níveis de terraços identificados por esses autores, que abrangeriam também os depósitos de cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços.

Na verdade, os depósitos da Formação Pariquera-Açu (conforme a acepção aqui adotada) apresentam um controle topográfico relativamente bem definido. A base dos depósitos configura uma paleo-superfície relativamente suavizada, convergindo para o atual traçado do Rio Ribeira do Iguape a jusante de Registro, onde mergulha sob os sedimentos quaternários da planície costeira. Por outro lado, o topo dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu configura uma outra paleo-superfície suavizada (correspondente ao Pd1 de BIGARELLA & MOUSINHO 1965), subparalela à anterior, nivelando as colinas e morrotes tanto de sedimentos como do embasamento rochoso na área do baixo Ribeira, imediatamente adjacente à planície costeira. Assim, embora exista um marcante controle topográfico dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, este deve ser atribuído a um aplainamento pré-deposicional relativamente extenso, e a um nivelamento erosivo dos topos pós-deposicional, e não a uma deposição em nível de terraço restrito, conforme algumas das concepções pioneiras.

De fato, a constituição dos depósitos da Formação Pariquera-Açu revela, como já havia observado FRANZINELLI (1970),

deposição em uma "planície de inundação", ou "planície aluvial" relativamente extensa. No presente estudo pôde-se constatar ainda que a área atual de afloramento dos sedimentos, bem como a distribuição dos tipos de fácies presentes, guarda estreita relação com bordas tectônicas, representadas principalmente por falhas de caráter normal de pequeno rejeito (da ordem de uma dezena de metros).

As considerações acima conduziram à necessidade de uma redefinição do conceito original da unidade "Formação Pariquera-Açu", proposto por BIGARELLA & MOUSINHO (1965). Assim, no presente estudo é sugerido um holoestratótipo (seção-tipo), e também estratótipos suplementares (paraestratótipos) e seções-de-referência (hipoestratótipos), representativos das variações faciológicas verificadas e de suas diferentes áreas de ocorrência. Esta proposta de redefinição está apresentada nos itens a seguir, e deverá ser formalizada em publicação posterior.

6.2.3.1 Litologias

Na área da cidade de Pariquera-Açu, os sedimentos encontram-se limitados por falhas principais de direção WNW-ESE, observando-se secundariamente falhas ENE-WSW. Próximo às bordas tectônicas predominam depósitos rudáceos (brechas sedimentares, paraconglomerados) (FIGURAS 32 e 33) e lamitos, intercalados com conglomerados e areias de depósitos de lençol em transbordamento (*sheet flood deposits*) (FIGURAS 34, 35, 36 e 37). A coloração nos depósitos não alterados varia de cinzento claro (2.5Y 7/0 a 5YR 7/1) e branco (2.5Y 8/0) a amarelo oliváceo (2.5Y 6/8).

Esta associação de depósitos representa fácies fanglomerática de leques aluviais proximais (*Tpaf*), formados junto às bordas tectonicamente ativas da bacia original de deposição (conforme modelos de BULL 1972, COLLINSON 1978, ORI 1982, RUST 1983, entre outros). Adotou-se como afloramento representativo desta fácies o local PA-76 (FIGURA 36). Como estes depósitos de leques aluviais constituem os mais típicos da região

FIGURA 32. Brecha polimitica da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu, ocorrendo em cunha clástica associada a falha normal (ver FIGURA 35) (local IC-83, rodovia SP-226 entre Pariquera-Açu e Cananéia, cerca de 5km a S de Pariquera-Açu).

consagradamente indicada como local de ocorrência da Formação Pariquera-Açu, sugere-se aqui este afloramento (local PA-76) como holoestratótipo da Formação Pariquera-Açu.

Na área da cidade de Pariquera-Açu (local PA-69, FIGURA 38 e outros locais próximos), ocorrem conglomerados com clastos angulosos e areia com estratificação cruzada (FIGURAS 39 e 40) que são atribuídos a barras de canais fluviais entrelaçados, que podem estar já marcando situações de leques distais, com sobrecarga de sedimentos.

Em direção a NE, desde o trecho de jusante do Rio Jacupiranga até a área da cidade de Registro, ocorrem depósitos em bancos com granodecrescência ascendente, variando desde ortoconglomerados até areias (FIGURA 41), areias e argilas laminadas (FIGURA 42) e argilas sem estratificação (FIGURAS 43, 44 e 45). Estes depósitos são atribuídos a planícies de inundação de sistema fluvial meandrante (*Tpam*), com barras de pontal, depósitos de rompimento de diques marginais (*crevasse-splay*) e

FIGURA 33. Paraconglomerado polimítico (depósitos de transporte de massa) da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (local PA-B1, rodovia SP-226 entre Pariquera-Açu e Cananéia, cerca de 2,5km a S de Pariquera-Açu).

inunditos (conforme modelos de WALKER & CANT 1983, entre outros), onde aparecem ainda estruturas de corte e preenchimento (FIGURA 46). O afloramento do local PA-15 (FIGURA 44) é aqui sugerido como paraestratótipo representativo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu. Localmente ocorrem ainda, na área de Registro, depósitos fluviais associados com depósitos de fluxos densos em parte subaquosos (FIGURA 47).

Alguns depósitos em bancos com granodecrescência ascendente intercalados com argilas subordinadas através de contatos abruptos (FIGURA 48), bem como contatos bruscos entre argilas e areias (local PA-113) sugerem situações de distributários deltaicos em delta lacustre. Estas situações aparecem na transição entre os depósitos de planície meandrante previamente descritos e a área de topografia plana a NE de Pariquera-Açu (FIGURA 49), onde ocorrem bancos gradacionais

FIGURA 34. Banco de areias médias a finas e silte (depósitos de transbordamento em lençol) da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu. Este banco apresenta laminação plano-paralela e pequenas ondulações, e está intercalado em ortoconglomerados (depósitos de canal) e paraconglomerados (depósitos de transporte de massa) (local PA-280, na área urbana de Pariquera-Açu).

FIGURA 35. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu, com depósitos de fluxos densos (2, 3, 5, 7 e 8), de lençol em transbordamento (4, 6 e 10) e de canal (9), todos atribuíveis a leques aluviais, limitados por falha sin-sedimentar (local IC-83, rodovia SP-226 cerca de 5,5km a S de Pariquera-Açu) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 36. Seção-tipo da Formação Pariquera-Açu, representando depósitos da fácies fan-glomerática, com sedimentos de fluxos densos (5, 7 e 8) e de transbordamento em lençol (1, 2, 3, 4 e 6) atribuídos a leques aluviais (local PA-76, rodovia SP-226 cerca de 3,5 km a S de Pariquera-Açu) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 37. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu, com sedimentos de fluxos densos (2, 4 e 5) e de lençol em transbordamento (3). Estes depósitos de leques aluviais mostram recorrência de eventos de fluxos densos, possivelmente relacionados a reativação tectônica (local PA-81, rodovia SP-226 cerca de 4,5km a S de Pariquera-Açu) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 38. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu, com sedimentos de barras longitudinais de canais fluviais entrelaçados (2, 3 e 4) recobertos por depósito de fluxo denso (5). Esta associação de sedimentos é atribuída a leques aluviais distais passando a canais entrelaçados (local PA-69, na área urbana da cidade de Pariquera-Açu) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 39. Ortoconglomerados e areias com estratificação cruzada tabular (barras longitudinais de canais entrelaçados) recobertos por lamito (depósitos de transporte de massa) da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu (ver FIGURA 38) (local PA-69, na área urbana de Pariquera-Açu).

FIGURA 40. Detalhe dos ortoconglomerados e areias com estratificação cruzada tabular da FIGURA 39 (local PA-69, na área urbana de Pariquera-Açu).

FIGURA 41. Areias grossas com pelotas de argila, indicando canibalismo, atribuíveis a barra de pontal da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquêra-Açu (local PA-200, na área urbana de Registro).

predominantemente argilosos (FIGURA 50) e argilas cinza-esverdeadas sem estratificação (FIGURAS 51 e 52). Estes depósitos gradacionais (FIGURA 50) são interpretados como fluxos densos subaquosos (lâmina d'água pouco profunda), indicando que ocasionalmente os fluxos densos dos leques aluviais marginais poderiam ter alcançado um paleolago desenvolvido na área mais deprimida do embaciamento Pariquêra-Açu, que se aprofundava em direção a NE, por sob a área onde hoje se encontram os sedimentos quaternários da planície costeira atual. Este modelo aproxima-se do modelo de leques deltaicos (*fan-deltas*) em lagos (BULL 1972, ETHRIDGE & WESCOTT 1984, KINGSLEY 1984, entre outros).

A área de afloramento de argilas lacustres é relativamente extensa nessa região (locais PA-114, 115, 116, 117, 118, 119, 155). O afloramento do local PA-114 (FIGURA 52) é aqui sugerido

FIGURA 42. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu, mostrando areias finas e argilas laminadas na base, passando no topo a argila siltosa, com variação de processo de tração para tração/suspensão até suspensão, em depósitos de rompimento de diques marginais (*crevasse splay deposits*). No topo aparece ainda conglomerado de canal (local PA-200, na área urbana de Registro).

como paraestratótipo representativo da fácies lacustre da Formação Pariquera-Açu. As características continentais destes depósitos lacustres sugerem nível relativo do mar mais baixo que o atual durante a sedimentação.

Na área da rodovia Biguá-Iguape (SP-222), também uma região topograficamente rebaixada e aplainada no fronte serrano (FIGURA 53), ocorrem sedimentos atribuídos à Formação Pariquera-Açu, limitados por falhas de direção ENE-WSW e subordinadamente WNW-ESE. Os sedimentos localmente são rudáceos, atribuídos a fluxos densos de leques aluviais (FIGURA 54), mas geralmente se apresentam como bancos arenosos e argilosos intercalados (FIGURAS 55 e 56), ou como conglomerados gradando para areias e argilas (locais JU-482, 489 e 490). São interpretados como representativos de barras de pontal e planície de inundação de

FIGURA 43. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu, atribuídos a barras de pontal, com espesso conglomerado basal do leito de canal (2), passando para areias de barras e de rompimento de diques marginais (3) e argilas de transbordamento (4) (local PA-834, corte da FEPASA cerca de 12km a NE de Jacupiranga) (legendas na FIGURA 27).

3. banco gradacional siltico argiloso cinzento claro (10YR 7/1 a 7/2) na base a argilo-siltoso branco (5YR 8/1) a cinzento avermelhado (10R 6/1) no topo; na base apresenta laminação plano-paralela alternando-se lâminas subcentimétricas a centimétricas de argila e areia fina; no restante do banco, o aspecto é maciço;

2. bancos gradacionais conglomeráticos na base, com pelotas de argila de 1 até 5cm e clastos arredondados e angulosos de quartzo até 3cm na base, em matriz arenosa grossa, passando até a areia fina argilosa, no topo; presença de feldspato e moscovita; coloração amarela avermelhada muito clara (5YR 6/8);

1. argila-siltosa cinzenta clara (5YR 7/1) sem estratificação.

FIGURA 44. Paraestratótipo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu, com sedimentos finos de transbordamento (1 e 3) e areias a areias conglomeráticas de barras de pontal (2) (local PA-15, rodovia BR-116 cerca de 12km a NE de Jacupiranga) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 45. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquêra-Açu, com sedimentos arenosos de barras de pontal (2 e 5), depósitos de rompimento de diques marginais (3) e argilas de transbordamento (4). A inclinação das camadas e a ocorrência, nas proximidades, de falhas cortando os sedimentos, sugerem basculamento tectônico para N (local RE-109, na área urbana de Registro) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 46. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquêra-Açu, mostrando areias finas (de barra de pontal) cortadas por estrutura acanalada, preenchida por areias conglomeráticas e conglomerados estratificados (depósitos de canal) (local RE-205, na área urbana de Registro).

sistema fluvial meandrante, semelhante ao observado na área de Registro, no trecho de jusante do Rio Jacupiranga, e na região a NE de Pariquêra-Açu. O afloramento do local JU-445 (FIGURA 55) é aqui sugerido como hipoestratótipo (seção-de-referência)

FIGURA 47. Depósitos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu associados a depósitos subaquosos da fácies fanglomerática. Compreendem conglomerados parcialmente remobilizados (2, 3, 4 e 5), recobertos por depósitos de fluxos densos subaquosos (7 e 8) ou não (9). As areias de 6 marcam um episódio fluvial anterior aos fluxos densos (local RE-367, rodovia BR-116 cerca de 4km a NE de Registro) (legendas na FIGURA 27).

5. Argila sem estratificação;

4. bancos submétricos a métricos gradacionais (granodecrescência ascendente), variando de areias conglomeráticas na base, com clastos angulosos de quartzo até 2cm, até areia fina no topo dos bancos; presença de moscovita e feldspato caolinizado; incipiente estratificação cruzada; coloração branca (7.5YR 8/0) a anarela (10YR 7/6);

3. areia fina bem selecionada sem estratificação;

2. argila-siltosa sem estratificação;

1. sucessão de estratos areno-argilosos a arenosos finos a médios, sem estratificação interna, e estratos conglomeráticos, com clastos angulosos de quartzo e quartzito até 3cm e matriz arenosa média a grossa.

FIGURA 48. Depósitos da transição das fácies de planície fluvial meandrante e lacustre da Formação Pariquera-Açu. Compreendem depósitos argilosos formados por suspensão de finos (2 e 5) e areias e conglomerados associados a canais fluviais (1, 3 e 4) (local PA-144, antiga ligação rodoviária entre Pariquera-Açu e a BR-116, cerca de 2km ao sul do entroncamento com a BR-116) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 49. Area de topografia plana junto à planície costeira, onde ocorrem sedimentos predominantemente argilosos da fácies lacustre da Formação Pariquêra-Açu (foto tomada no sentido NW a partir do local PA-680, em estrada secundária cerca de 9km a NE de Pariquêra-Açu).

2. Semelhante a 1.;

1. banco gradacional (granodecrescência ascendente), arenoso médio a fino com poucos seixos subangulosos de quartzo até 1cm na base, passando a argilo-siltosa cinza clara (7.5YR 7/0) a castanha avermelhada clara (2.5YR 6/4) no topo, onde ainda aparecem raros clastos até 5mm.

FIGURA 50. Depósitos da fácies lacustre da Formação Pariquêra-Açu, constituídos por sucessão de bancos gradacionais atribuídos a porções distais de leques aluviais subaquosos (*fan-deltas*) (local PA-714, estrada secundária cerca de 4km a NE de Pariquêra-Açu) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 53. Área topograficamente rebaixada e aplainada em frente à Serra da Bezerra (ao fundo), na região de ocorrência de sedimentos da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu (foto tomada no sentido NE a partir do local JU-489, cerca de 8km a W da localidade de Bairro da Glória, na rodovia Bigua-Iguape).

FIGURA 54. Depósitos da fácies fanglomerática da Formação Pariquera-Açu na área da rodovia Bigua-Iguape, constituídos por lamitos de fluxos densos cortados por falha (local JU-441, rodovia SP-222) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 55. Paraestratótipo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu na área da rodovia Biguá-Iguape, compreendendo argilas de transbordamento (3, 6 e 7), areias de barras de pontal e de rompimento de diques marginais (2, 5, 8 e 9) e areias conglomeráticas de canais fluviais (4) (local JU-445, rodovia SP-222) (legendas na FIGURA 27).

representativo da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquera-Açu na área da rodovia Biguá-Iguape.

Nas proximidades de Itapitanguí, na estrada de Pariquera-Açu para Cananéia, ocorrem sedimentos arenosos e argilosos recobertos por conglomerados, muito semelhantes aos da área da rodovia Biguá-Iguape. Aparentemente trata-se de depósitos análogos, razão pela qual foram agrupados sob a denominação Pariquera-Açu.

A diversidade de fácies e processos envolvidos na deposição dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu encontra-se refletida na distribuição dos valores das porcentagens médias das classes texturais (FIGURA 9) e nos valores dos parâmetros estatísticos (FIGURA 12), que refletem bem o acréscimo no remanejamento e maturidade dos sedimentos no sentido dos leques marginais para a fácies lacustre. Os parâmetros granulométricos C e M das amostras analisadas desta unidade (FIGURA 16) também revelam esta diversidade de processos.

De maneira geral, os clastos rudáceos dos sedimentos atribuídos à Formação Pariquera-Açu são oligomíticos, constituídos essencialmente de quartzo e quartzito. Localmente, junto às bordas tectônicas (FIGURAS 32 e 33) exibem constituição polimítica, refletindo a constituição das rochas do embasamento

FIGURA 56. Sedimentos argilosos (de transbordamento) cobertos por areias conglomeráticas (de barra de pontal) da fácies de planície fluvial meandrante da Formação Pariquêra-Açu, cortados por falha normal de direção WNW-ESE (local JU-443, na rodovia Biguá-Iguape, cerca de 1,5km a SE da localidade de Bairro da Glória).

próximo (xistos, filonitos, rochas granitóides). Observa-se ainda que os clastos são relativamente pouco remanejados (angulosos a subangulosos).

Os feldspatos são pouco comuns nos depósitos da Formação Pariquêra-Açu. Entre os minerais pesados predominam opacos (pseudo-rutilo dominando sobre a ilmenita) e transparentes (FIGURAS 17 e 18 e TABELA 2). Estes apresentam índice ZTR praticamente constante para as três fácies (*Tpaf*, *Tpam* e *Tpal*), com valores intermediários entre as diversas unidades da área estudada (FIGURAS 20 e 21). Na fração 0,250-0,125mm o alto valor do índice ZTR para a fácies lacustre (*Tpal*) indica a maior maturidade mineralógica destes sedimentos. Entre os minerais

pesados transparentes, predomina a turmalina, seguindo-se zircão, andaluzita e estaurolita.

Principalmente nos depósitos da fácies de planície fluvial meandrente da área da rodovia Biguá-Iguape (local JU-443), também ocorre granada, refletindo fonte a partir das rochas do Maciço de Joinville. Outros minerais, como sillimanita, cianita e monazita, ocorrem mais raramente. As variações observadas na assembléia de pesados também indicam a contribuição de áreas-fonte próximas, e as grandes variações no remanejamento e transporte dos sedimentos, função das diferenças de processos envolvidos na sua gênese.

Os minerais de argila presentes são representados pela caulinita (dominante) e illita (subordinada), com ausência de esmectitas (ANEXO C e FIGURA 26). Traços de minerais de argila de camadas mistas aparecem principalmente nos sedimentos situados mais próximos da planície costeira (rodovia Biguá-Iguape e Itapitanguí, locais JU-445 e 490 e IC-720, e também no local AR-802, próximo a Ariri, fora dos limites do mapa do DESENHO 2), indicando provável influência de águas salinas.

6.2.3.2 Fósseis

MARCELLO (1981) descreveu a ocorrência de fósseis vegetais, constituídos de restos de caules e folhas, em sedimentos então atribuídos à Formação Pariqueira-Açu. Entretanto, consultado durante a realização do presente estudo, este autor declarou que os fósseis descritos poderiam provir de sedimentos mais novos, e que o significado estratigráfico e paleontológico da ocorrência necessitaria de revisão. Declarou ainda que o afloramento descrito não pôde ser localizado em campanhas subsequentes. De fato, durante os trabalhos de campo para o presente estudo, confirmou-se a impossibilidade de localizar o afloramento em questão.

SUNDARAM & SUGUIDO (1985) apresentaram os resultados de análise palinológica de sedimentos das proximidades da cidade de

Pariquera-Açu. A partir da assembléia de palinomorfos encontrados, inferem idade plio-pleistocênica e clima semi-árido para a época de deposição.

Entretanto, o Prof. Dr. Murilo Rodolfo de Lima do DPE do IGUSP, manifestando-se sobre estes resultados palinológicos (in RICCOMINI et al. 1987), considerou que o elemento polínico de maior valor cronológico analisado corresponderia a gramíneas, com ocorrência desde o Paleógeno.

Durante a realização do presente estudo, amostra coletada no mesmo horizonte analisado por SUNDARAM & SUGUID (op. cit.) foi preparada pelo Prof. Dr. Murilo Lima, mas mostrou-se estéril do ponto de vista palinológico. O Prof. Murilo reiterou, na oportunidade, a opinião de que as interpretações cronológicas e paleoclimáticas com relação à Formação Pariquera-Açu com base palinológica não podem ser consideradas conclusivas, sendo necessários estudos adicionais em material de maior valor paleontológico.

Os achados fossilíferos relatados até o momento na Formação Pariquera-Açu pouco acrescentaram para interpretações seguras sobre esta unidade.

6.2.3.3 Sistemas deposicionais e paleoclima

Com base nos tipos de depósitos descritos, depreende-se que a Formação Pariquera-Açu resulta de um sistema deposicional relativamente complexo, variando lateralmente de leques aluviais proximais rudáceos (com depósitos de fluxos densos associados), para leques distais (com canais anastomosados), planície fluvial meandrante (com barras de pontal e inunditos), deltas lacustres e leques deltaicos (com intercalações de areias, siltes, argilas e bancos gradacionais) e lago (com argilas sem estratificação evidente).

Esta variação lateral de fácies e processos está bem expressa no diagrama CM das amostras de sedimentos da Formação

Pariquera-Açu (FIGURA 16), as quais se distribuem pelos campos relativos aos processos de tração, suspensão e fluxos densos.

Aparentemente, a deposição foi fortemente condicionada pela atividade tectônica e criação de relevo de falhas (direção principal WNW-ESE e secundária ENE-WSW), sob clima provavelmente úmido, com relativa escassez de minerais e fragmentos líticos instáveis, ausência de argilas esmectíticas, relativa abundância de pseudo-rutilo e desenvolvimento de planície fluvial meandrante e lago. Não foram encontrados indicadores paleoclimáticos mais seguros (caliches, depósitos orgânicos).

6.2.3.4 Condicionamento tectônico e paleogeografia

A principal área de afloramento da Formação Pariquera-Açu, compreendida entre as cidades de Registro e Pariquera-Açu (FIGURA 91), guarda estreita relação com a zona de fraqueza estrutural mesozóica de direção WNW-ESE representada pelo Alinhamento de Guapiara.

De fato, na área da cidade de Pariquera-Açu, depósitos rudáceos apresentam-se limitados por falhas normais WNW-ESE subparalelas ao alinhamento. Estes elementos sugerem que a sedimentação tenha sido controlada por uma atividade tardia (no Terciário) de estruturas associadas com o Alinhamento de Guapiara, que atuaram como falhas normais, ao que tudo indica (com base nos levantamentos de superfície da área emersa do baixo Ribeira) com rejeitos máximos relativamente discretos (da ordem de uma dezena de metros). Estes rejeitos podem ter sido maiores (mais de uma centena de metros) na área costeira, como sugere a espessura dos depósitos continentais encontrados em subsuperfície na área de Iguape-Ilha Comprida (ver item 6.2.3.6).

As distribuições de fácies da Formação Pariquera-Açu, com leques aluviais a SW do Alinhamento de Guapiara, passando a planície de inundação e lago a NE e E, reforçam o controle da paleogeografia pelas falhas WNW-ESE escalonadas.

O padrão de paleocorrentes dos depósitos (ver item 6.2.8.2.2, FIGURA 84) indica o sentido NE, compatível com estas interpretações. Os estudos de FRANZINELLI (1970 e 1971) já haviam indicado maior remanejamento e maturidade dos sedimentos no sentido da drenagem atual, ou seja, de SW para NE.

Nesta área principal de afloramento de sedimentos da Formação Pariquera-Açu, a paleodrenagem seria representada por rios muito próximos dos atuais Ribeira do Iguape, Jacupiranga e Pariquera-Açu, num relevo não muito distinto do atual. A maior diferença seria representada pela existência do paleolago a NE da cidade de Pariquera-Açu, onde hoje se desenvolve a planície costeira. O caráter continental dos sedimentos lacustres observados nos afloramentos sugere que o nível relativo do mar à época da deposição encontrava-se abaixo do nível atual.

Na área da rodovia Biguá-Iguape o controle tectônico das ocorrências de sedimentos é representado principalmente pelas falhas normais de direção ENE-WSW, as quais aparecem subordinadamente também na área da cidade de Pariquera-Açu. Aparentemente, esta família de falhas, conjugadas ao sistema principal WNW-ESE, foi também capaz de gerar embaciamentos restritos, que ensejaram a acumulação de depósitos de leques aluviais e de planície de inundação.

6.2.3.5 Relações estratigráficas

Com base sobretudo nas relações geomorfológicas dos nivelamentos topográficos onde ocorrem os depósitos (ver item 6.1), conclui-se que a Formação Pariquera-Açu é mais antiga que os cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços, que se encontram embutidos topograficamente em áreas de relevo de topo sustentado por sedimentos Pariquera-Açu (DESENHO 1-C e D).

Não se observaram relações de contato diretas entre depósitos das formações Sete Barras e Pariquera-Açu. As relações estratigráficas aqui admitidas (Formação Sete Barras mais antiga) baseiam-se nas prováveis correlações destas unidades com outros

depósitos, com idades melhor definidas, encontrados alhures (ver item 6.2.3.6).

6.2.3.6 Correlações e idade

A idéia pioneira de BIGARELLA & MOUSINHO (1965) e BIGARELLA et al. (1965) de correlação da Formação Pariquêra-Açu com as formações Graxaim (RS), Guabirotuba e Alexandra (PR) e Riacho Morno (PE) em bases essencialmente paleoclimáticas, correlacionando-as todas ao pediplano Pd1 e pedimentos P2 e P1, parece prejudicada, tendo em vista a confirmação das evidências indicando que a tectônica seria o principal fator genético da Formação Pariquêra-Açu.

Com relação às seqüências sedimentares identificadas em sondagens na área de Iguape e Ilha Comprida (PETRI & SUGUIO 1971, SUGUIO & PETRI 1973, PETRI & SUGUIO 1973), as características litológicas dos depósitos, e o provável fator tectônico associado à sua gênese, sugerem correlação entre a seqüência I, basal, e a Formação Pariquêra-Açu (ver item 5.4). Esta hipótese já foi formulada por FULFARO & SUGUIO (1974) e PONÇANO (1981, in ALMEIDA et al. 1981). Ela implica em admitir que a Formação Pariquêra-Açu seja mais antiga que a Formação Cananéia, de idade pleistocênica (correspondente à seqüência IV, no topo dos sedimentos da área de Iguape e Ilha Comprida), e ainda que o nível do mar encontrava-se talvez até mais de uma centena e meia de metros mais baixo que o nível atual durante a deposição da Formação Pariquêra-Açu. Este conjunto de suposições é coerente com as conclusões do presente estudo.

Por outro lado, o conceito de "Grupo Mar Pequeno" (PONÇANO 1981), abrangendo as formações Pariquêra-Açu (continental, basal), Ilha Comprida (intermediária) e Cananéia (marinha, de topo), parece inadequado, diante das conclusões do presente estudo. Os resultados discutidos adiante sugerem que a Formação Pariquêra-Açu represente um episódio de sedimentação continental mais antigo, recoberto em descontinuidade pelos depósitos das

formações Ilha Comprida e Cananéia, relacionados a uma transgressão e regressão de episódio mais novo, dissociado do anterior, não se justificando, de acordo com sistemática proposta em PETRI et al. (1986), a manutenção do Grupo Mar Pequeno.

Em termos globais, rebaixamentos do nível do mar para situações abaixo do nível atual ocorreram, no Cenozóico, no Neo-Oligoceno, no Eo e Neomioceno, e no Pleistoceno e Holoceno (VAIL & MITCHUM Jr. 1979). Nas curvas de HAQ et al. (1987) os principais rebaixamentos do nível eustático são assinalados no Neo-Oligoceno, no limite entre o Eo e Mesomioceno (15,5-16,5Ma), no Neomioceno e no Pleistoceno e Holoceno.

O pacote sedimentar da Bacia de Santos, situada na plataforma continental adjacente à área do baixo Ribeira, foi subdividido em seqüências deposicionais delimitadas por horizontes sísmicos marcantes, correspondentes a discordâncias regionais relacionadas com variações globais do nível do mar (PEREIRA et al. 1986). No Cenozóico, verificam-se duas destas discordâncias, a mais antiga no Eo-Eoceno (49Ma) e a mais nova no Mesomioceno (13Ma). É possível que esta última esteja relacionada com a fase de rebaixamento relativo do nível do mar durante a qual ter-se-ia depositado a Formação Pariquera-Açu. Tanto esta discordância do Mesomioceno, como a parte basal dos sedimentos prográdantes da Formação Sepetiba que lhe é sobreposta, encontram-se truncadas por falhas normais, as quais poderiam estar associadas com manifestações tardias do evento tectônico que gerou as falhas que ensejaram a acumulação da Formação Pariquera-Açu no continente adjacente.

Existem no Brasil duas unidades de origem costeira ou marinha de idade eomiocênica (Formação Pirabas no Pará, Maranhão e Piauí e Formação Sabiá na Bacia do Recôncavo), situadas na área emersa junto à costa atual. A presente situação topográfica destas unidades, comparável à das formações Alexandra e Pariquera-Açu, indica duas situações possíveis:

- a) ou o nível relativo do mar não era o mesmo durante a deposição destas unidades, permitindo acumulação simultânea de

sedimentos marinhos no Norte, Nordeste e Leste (formações Pirabas e Sabiá), e sedimentos continentais no Sul e Sudeste (formações Alexandra e Pariquera-Açu), em situações hoje niveladas, em consequência de movimentações verticais locais subseqüentes diferenciadas;

- b) ou estas unidades não são sincrônicas, e foram geradas em fases de nível relativo do mar alto (formações Pirabas e Sabiá) e baixo (formações Alexandra e Pariquera-Açu).

A possível correlação da Formação Pariquera-Açu com o Grupo Barreiras (que inclui a Formação Riacho Morno), admitida por BIGARELLA & MOUSINHO (1965), parece assunto polêmico, que deverá demandar ainda estudos específicos. Em favor da possível correlação, pode-se citar a idade miocênica admitida por alguns autores para pelo menos parte do Grupo Barreiras (MABESOONE et al. 1972, BIGARELLA 1975, SALIM et al. 1975, BOSSI et al. 1982, ARAI et al. 1988), o nível do mar mais baixo durante a sedimentação (pois trata-se de depósitos continentais predominantemente fluviais), e a aparente relação com a tectônica em alguns locais (COSTA & SALIM 1972, MABESOONE et al. 1972, GOES & TRUCKENBRODT 1980). GOES & TRUCKENBRODT (*op. cit.*) admitiram ainda que a parte basal do Grupo Barreiras apresentaria contato concordante com a Formação Pirabas, marinha, do Eomioceno (PETRI & FULFARO 1983), o que reforçaria a hipótese, para o Grupo Barreiras, de sedimentação continental em uma fase regressiva logo após o Eomioceno.

Na área do vale do Rio Taquari, próximo à localidade de Ariri, nos limites do Estado de São Paulo com o Paraná (fora dos limites da área estudada, ver FIGURA 1), ocorrem sedimentos de planície fluvial meandrante atribuídos à Formação Alexandra no mapeamento realizado pela CPRM (SILVA et al. 1981). Esta formação foi definida na área costeira do Estado do Paraná por BIGARELLA et al. (1959), tendo sido atribuída a leques aluviais, com transporte relativamente rápido e ineficiente, e de idade provavelmente terciária, ligada a falhamentos da fase final de formação da Serra do Mar. Datações na sua área-tipo através de palinomorfos têm apontado idade relativa ao "Mioceno Inferior"

(LIMA & ANGULO 1989, p. 100). Ressalte-se que o palinomorfo de maior valor estratigráfico encontrado foi o esporo *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, coincidentemente o mesmo fóssil guia encontrado no Grupo Barreiras do Pará por ARAI et al. (1988), que ressaltaram tratar-se de um palinomorfo exclusivo do Mioceno, podendo ocorrer ao longo do Eo a Mesomioceno.

Os depósitos do Rio Taquari são litologicamente muito semelhantes aos depósitos de planície fluvial meandrante aqui agrupados sob a denominação de Formação Pariquera-Açu. Parece plausível admitir-se também sincronismo entre esta unidade e a Formação Alexandra.

Assim, levando-se em conta as idades da discordância nos sedimentos da Bacia de Santos (Mesomioceno) e dos rebaixamentos globais do nível do mar (limite entre Eo e Mesomioceno, segundo HAQ et al. 1987), e a suposta correlação com a Formação Alexandra (Eomioceno ou, como parecem indicar os palinomorfos, Eo a Mesomioceno), o intervalo entre o Eo e Mesomioceno parece o mais provável para a sedimentação da Formação Pariquera-Açu. Esta idade, entretanto, deve ser tomada como uma idade indicativa, até que datações absolutas sejam disponíveis.

Uma outra possibilidade de correlação para a Formação Pariquera-Açu é com a Formação Rio Claro, definida na Depressão Periférica paulista (BJORNBERG & LANDIM 1966), para a qual se tem admitido origens e idades controvertidas (origem climática, estádios semi-áridos no Neoceno-zóico para BJORNBERG & LANDIM *op. cit.*; origem tectônica, no Neoceno-zóico, para FULFARO & SUGUIO 1968; origem tectônica no Terciário pós-miocênico para FULFARO & SUGUIO 1974; origens climática e tectônica associadas, no Plioceno e no Pleistoceno Inferior, para PENTEADO 1976).

Recentemente, foi apresentada a proposta de definição de uma nova unidade estratigráfica no topo da seqüência sedimentar da porção central da Bacia de Taubaté (RICCOMINI 1989). Esta unidade, denominada Formação Pindamonhangaba, é constituída de depósitos de sistema fluvial meandrante, de provável idade pliocênica, e originados em condições de clima possivelmente

quente e úmido. Estas características apontam para uma certa proximidade cronológica (Neógeno) e fatores paleoambientais e paleoclimáticos comuns com a Formação Pariquera-Açu. Entretanto, as condições tectônicas admitidas para a época da deposição da Formação Pindamonhangaba (calmaria tectônica entre dois eventos transcorrentes) não encontram correspondência na fase de esforços distensivos com geração de falhas normais admitida para a gênese da Formação Pariquera-Açu.

Embora não se possa ainda afirmar com certeza as correlações válidas e a idade da Formação Pariquera-Açu, as implicações em termos da identificação de processos geológicos regionais são relevantes, e indicam uma linha de pesquisa que deverá ser melhor investigada para o estabelecimento da evolução geológica cenozóica do Sudeste do Brasil.

6.2.4 Depósitos de cascalhos em nível superior de terraços

Ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape (desde Registro, a jusante, até Iporanga, a montante) (FIGURA 57) e Jacupiranga (desde a ponte da BR-116 até Cajati) (FIGURA 58), observa-se a ocorrência de um nível descontínuo de terraços com cascalhos (TQcs) relativamente elevado em relação ao leito dos rios (35 a 70m). Constitui-se no nível superior de terraços, topograficamente abaixo do qual se observam níveis embutidos de idade mais recente.

A espessura máxima de cascalhos observável nos afloramentos é de cerca de 8m. Também são desta ordem as espessuras máximas em sondagens nas proximidades de Eldorado (IPT 1974).

O nível superior de terraços com cascalhos corresponde ao terraço de 55m de SILVEIRA (1950 e 1952), ao terraço de 50-60m de FREITAS (1951), ao nível de cascalhos de 60m de RICH (1953), ao nível de conglomerados de 55-60m de ALMEIDA (1964), e ao nível de terraço fluvial de 50-60m de FRANZINELLI (1970), e ao terraço de 80m de BISTRICHI et al. (1973). Provavelmente o nível superior de

FIGURA 57. Rio Ribeira do Iguape entre Itapeúna e Eldorado, observando-se os aluviões quaternários nos baixos terraços (Qa), nesta área relativamente elevados e entalhados, o nível intermediário de terraços com cascalhos (TQci), e o nível superior de terraços com cascalhos (TQcs) (fotos tomadas no sentido SW a partir do local JA-668, na rodovia SP-165 entre Eldorado e Itapeúna, cerca de 2,5km a SW de Eldorado).

FIGURA 58. Aluviões quaternários nos baixos terraços (Qa) e testemunho entalhado do nível superior de terraços com cascalhos (TQcs) no vale do Rio Jacupiranga próximo à cidade homônima (foto tomada no sentido NE a partir do local JA-681, na rodovia SP-193 entre Jacupiranga e Eldorado, cerca de 2km a NW de Jacupiranga).

terraços, com suas variações de cotas absolutas e relativas à medida que se sobem os rios de jusante para montante, e mesmo em consequência da tectônica, correspondem também aos terraços a 100m e 55-60m acima do leito atual dos rios referidos por BIGARELLA & MOUSINHO (1965).

ALMEIDA (1964) já havia proposto separar os depósitos do nível superior de terraços da unidade por ele denominada "Formação Jacupiranga". Posteriormente, FRANZINELLI (1970) também separa os "depósitos fluviais turbulentos" do terraço de 50-60m dos depósitos de "planícies de inundação" correspondentes à Formação Pariquera-Açu.

6.2.4.1 Litologias

Os depósitos do nível superior de terraços são representados essencialmente por cascalhos oligomíticos com

matriz arenosa e clastos constituídos de quartzo e quartzito arredondados (FIGURA 59). Os clastos apresentam freqüentemente notável imbricação, principalmente nas ocorrências das áreas mais encaixadas dos vales dos rios. Imbricação semelhante, apesar das diferenças de tamanho e composição dos clastos, é observada em barras de cascalhos atuais do Ribeira do Iguape (FIGURA 81). Em situações mais a jusante, passam a ser mais comuns intercalações de areias conglomeráticas com estratificações cruzadas, e orientação dos clastos segundo a estratificação, coexistindo com os cascalhos imbricados (FIGURA 60). Os depósitos sempre se apresentam oxidados, com coloração amarelada a avermelhada.

FIGURA 59. Cascalhos oligomíticos do nível superior de terraços no vale do Rio Ribeira do Iguape próximo a Iporanga, observando-se notável imbricação dos clastos, indicando paleocorrente para NE (esquerda da foto), coincidente com o sentido atual do Ribeira (local IP-827, rodovia SP-139 entre Itapeúna e Iporanga, cerca de 500m antes da ponte de Iporanga).

As análises granulométricas (ANEXO A) revelam que os depósitos do nível superior de terraços, juntamente com aqueles do nível intermediário, são os mais grossos e texturalmente imaturos dentre todas as unidades estudadas (FIGURAS 9 e 12).

FIGURA 60. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços, formados em regime de sistema fluvial entrelaçado. Os depósitos são atribuídos a barras longitudinais (porções de 3 e 5 com orientação dos clastos segundo os estratos frontais arenosos), a dunas subaquosas (4, 6 e porções arenosas de 3 e 5) e a canais (porções de 3 com clastos imbricados) (local JA-31, na área urbana de Jacupiranga) (legendas na FIGURA 27).

Na TABELA 3 apresentam-se os dados de alguns afloramentos estudados em maior detalhe, para efeito de comparação. Nela, os valores dos tamanhos máximos de partículas (TMP) foram calculados segundo NEMEC et al. (1984) (média dos dez maiores clastos, omitidos os dois maiores). Entre os clastos, predominam amplamente os constituídos de quartzo e quartzito, representados como litologias resistentes na TABELA 3. Subordinadamente podem ocorrer ainda milonito, turmalinito, e mais raramente rochas granitóides e alcalinas. Tanto do ponto de vista da constituição e morfologia dos clastos, quanto do tamanho e relação clastos/matriz, os cascalhos do nível superior de terraços não diferem significativamente daqueles do nível intermediário, que são litologicamente muito semelhantes.

As areias freqüentemente são feldspáticas, caracterizando arcóseos. Entre os minerais pesados opacos, nota-se dominância da ilmenita sobre o pseudo-rutilo (TABELA 2). Os minerais pesados transparentes (FIGURAS 20 e 21) revelam os menores valores do índice ZTR (para os depósitos dos níveis superior e intermediário de terraços) entre as unidades estudadas, indicando relativa imaturidade mineralógica para a fração areia, contrastando com o que se observa para os clastos maiores. Parece viável que esta imaturidade aparente reflita vigência de climas mais secos

Local	Unidade	Q	C	TMP
PA-01	TQci	96	49	20.8
PA-12	TQci	99	54	20.1
PA-25	TQci	98	65	35.0
JA-56	TQcs	100	61	26.3
PA-164	TQci	100	56	13.3
PA-184	TQci	100	62	14.8
PA-202	TQci	96	43	28.3
RE-222	TQcs	100	49	12.6
PA-307	TQci	100	54	10.7
PA-319	TQci	100	55	10.6
RE-346	TQcs	100	47	18.7
RE-420	TQcs	98	48	26.1
RE-469	TQcs	100	62	22.6
RE-539	TQci	100	61	27.9
RE-576	TQcs	83	69	38.5
IG-584	TQci	94	28	18.0
SA-593	TQci	100	47	25.0
JA-608	TQcs	98	48	24.9
SA-633	TQci	100	49	52.9
JA-656	TQcs	100	54	28.1
JA-670	TQci	100	58	30.4
JA-671	TQci	96	64	25.3
JA-706	TQci	92	74	35.3
JA-712	TQci	90	55	28.8
PA-788	TQcs	83	59	38.6
JA-815	TQcs	98	50	18.8
MEDIA	TQci	98	55	24.8
MEDIA	TQcs	96	55	25.5

TABELA 3. Algumas características dos cascalhos dos níveis superior (TQcs) e intermediário (TQci) de terracos; Q = porcentagem de clastos de litologias resistentes; C = % de clastos (em relação à matriz); TMP = tamanho máximo de partícula (valores calculados conforme explicação no texto).

durante a sedimentação, com preservação dos minerais menos estáveis, enquanto os clastos maiores de litologias menos resistentes teriam sido destruídos principalmente por ação mecânica, durante longo transporte em correntes fluviais de alta energia.

Não é raro os cascalhos exibirem caulinita como matriz/cimento, resultante da alteração de constituintes instáveis e da incorporação de argila de camadas adjacentes (FIGURA 61 e ANEXO C). Este fato reflete-se também na má seleção das amostras de matriz dos cascalhos analisadas (FIGURA 12).

FIGURA 61. Cascalhos do nível superior de terraços ao longo do vale do Rio Jacupiranga, mostrando abundante argila caulinitica secundária (cimentação diagenética), aparentemente devida, neste local, à abundância de componentes alteráveis provenientes do maciço alcalino de Jacupiranga, situado pouco a montante (local PA-25, rodovia BR-116 cerca de 3km a NE de Jacupiranga).

6.2.4.2 Sistemas deposicionais e paleoclima

Nos locais PA-37 e RG-53 (FIGURAS 62 e 63) é possível que os depósitos de leques aluviais sobre os cascalhos representem

FIGURA 62. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (2) recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos. Estes compreendem depósitos de fluxos densos (3 e 7), de canais (4) e de lençol em transbordamento (5 e 6) (local PA-37, rodovia BR-116, cerca de 5,5km a NE de Jacupiranga) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 63. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (2) recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos dos cascalhos, constituídos por lamitos de fluxos densos (3) e ortoconglomerados de canais e de depósitos de lençol em transbordamento (4) (local RG-53, rodovia BR-116 cerca de 7km a SW de Cajati) (legendas na FIGURA 27).

sedimentação penecontemporânea destes, indicando provável ocorrência de corridas de lamas restritas nas porções mais a montante dos vales, enquanto a jusante desenvolver-se-ia um sistema fluvial entrelaçado, com a elaboração do nível de terraço e deposição dos cascalhos, sob condições de equilíbrio entre tectônica e nível do mar (nível de base estável).

No diagrama CM, as amostras de sedimentos dos cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços foram tratadas conjuntamente (FIGURA 16). A distribuição das amostras indica essencialmente processo de tração (correntes fluviais), refletindo a origem dos depósitos, associada a barras longitudinais, dunas subaquosas e canais (conforme modelos de COLLINSON 1978, MIALl 1981 e RUST 1983, entre outros).

O clima vigente durante a elaboração dos níveis de terraços com cascalhos foi aparentemente mais seco (ver item 6.1.1), como indicam a natureza rudácea e imaturidade mineralógica dos depósitos, bem como o processo de pedimentação admitido para o alargamento dos vales fluviais. Entretanto, a par do clima mais seco, a tectônica parece ter sido determinante na elaboração, escalonamento e preservação dos níveis de terraços com cascalhos.

6.2.4.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia

As falhas normais cortando os cascalhos do nível superior de terraços (FIGURAS 64, 65 e 66) indicam que estes foram deformados por uma tectônica pós-sedimentar.

Por outro lado, a ocorrência de testemunhos deste nível de terraços somente nos vales dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga, contrastando com a inexistência destes terraços nos vales dos rios Juquiá e São Lourenço (FIGURA 6), reforça o papel do Alinhamento de Guapiara na evolução cenozóica da área.

O nível de base dos rios Ribeira e Jacupiranga é diretamente controlado pela faixa estrutural representada pelo Alinhamento, diversamente do que ocorre para os rios Juquiá e São Lourenço. Aparentemente, o Alinhamento de Guapiara marca uma extensa área de atividade de pequenas falhas normais de direção WNW-ESE (melhor desenvolvidas no flanco SW do Alinhamento), que soergueram o bloco SW relativamente ao bloco NE. Essa atividade teria propiciado o sucessivo reentalhamento da drenagem no bloco SW, originando os níveis de terraços escalonados ali observados.

FIGURA 64. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (2 e 3) recobertos por depósitos de leques aluviais possivelmente penecontemporâneos dos cascalhos, cortados por falha normal, constituídos por lamitos de fluxos densos (4, 5 e 6). Aparentemente os fluxos densos foram desencadeados pelos falhamentos, os quais prosseguiram ativos até depois da sedimentação, truncando os depósitos (local PA-39, rodovia BR-116, cerca de 4km a NE de Jacupiranga) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 65. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (2) remobilizados pela ação de falha pós-sedimentação, e recobertos por depósitos colúvio-aluviais (3) (local JA-610, rodovia SP-193, no perímetro urbano de Eldorado) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 66. Depósitos de cascalhos do nível superior de terraços (2) remobilizados pela ação de depósitos imaturos de encosta (3), estes cortados por falhas pós e sinsedimentação. Os dois depósitos estão recobertos por colúvios mais novos (4), aparentemente não falhados (local JA-611, rodovia SP-193, no perímetro urbano de Eldorado) (legendas na FIGURA 27).

Os padrões de paleocorrentes dos cascalhos, e a própria localização dos testemunhos do nível superior de terraços, indicam que eles foram formados por uma paleodrenagem com a mesma configuração geral dos atuais rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga (ver item 6.2.8.2.3 e FIGURA 84).

6.2.4.4 Relações estratigráficas

Os cascalhos do nível superior de terraços repousam sempre sobre rochas do embasamento pré-cambriano, ou, num único afloramento, sobre sedimentos da Formação Sete Barras (FIGURA 31).

Não foram encontradas exposições das relações de contato diretas entre os depósitos da Formação Pariquera-Açu e dos cascalhos do nível superior de terraços.

O embutimento erosivo deste nível de terraços em relação aos níveis de ocorrência da Formação Pariquera-Açu (DESENHO 1-C e D) sugere que esta última unidade seja mais antiga. A julgar pelos pequenos desníveis topográficos entre as duas unidades (da ordem de uma dezena de metros), é de se supor que a variação do

nível de base regional no intervalo de tempo decorrido entre os dois eventos deposicionais tenha sido pequena.

6.2.4.5 Correlações e idade

Embora não se disponha de elementos para datar os cascalhos do nível superior de terraços, pode-se afirmar que se situam sobre a Formação Sete Barras (FIGURA 31) e a Formação Pariquera-Açu, e são mais antigos que os cascalhos do nível intermediário de terraços. Parece mais provável que a idade destes cascalhos situe-se entre o Plioceno e o Pleistoceno.

6.2.5 Depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços

Ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga, embutidos em níveis topográficos abaixo do nível superior de terraços, e situados acima dos baixos terraços (FIGURA 67), ocorrem testemunhos de níveis intermediários de terraços com cascalhos (TQci), elevados de cerca de 20m (Registro) a mais de 30m (Iporanga) em relação ao leito atual dos rios. Apesar das variações de cotas absolutas e relativas, estes testemunhos de níveis intermediários de terraços mantêm relação aproximadamente uniforme com o nível superior de terraços e com os baixos terraços, o que faz supor que se trate, na realidade, de um nível principal intermediário de terraços, com variações de cotas em consequência de soleiras locais, paleotopografia e tectônica superimposta.

As espessuras máximas de cascalhos observáveis em afloramentos não atingem uma dezena de metros. FERRARI (1982) menciona espessuras máximas de até 14m, em sedimentos sondados para pesquisa de ouro a jusante de Eldorado, atribuídos por aquele autor à Formação Pariquera-Açu. No presente estudo, tais sedimentos são atribuídos ao nível intermediário de terraços com cascalhos (TQci).

FIGURA 67. Leito do Rio Ribeira do Iguape no trecho entre Itapeúna e a entrada da Gruta do Diabo, mostrando barras de cascalhos e areias atuais, aluviões quaternários nos baixos terraços (Qa), nesta área relativamente elevados e entalhados, e remanescentes do nível intermediário de terraços com cascalhos (TQci) (local BR-774, rodovia SP-165 entre Itapeúna e Iporanga, cerca de 14km a W de Itapeúna).

E notável o fato de que estes testemunhos do nível intermediário de terraços ocorram nos mesmos vales (rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga) em que aparece o nível superior de terraços. Estes níveis de terraços não são encontrados ao longo dos rios Juquiá e São Lourenço. Esta constatação reforça a hipótese de que estes níveis de terraços tenham sua origem ligada ao Alinhamento de Guapiara, que influencia o nível de base dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga.

O nível intermediário de terraços com cascalhos corresponde ao terraço de 30m de SILVEIRA (1950 e 1952), ao nível de terraços com cascalhos a 25-30m sobre o nível do rio de FREITAS (1951), ao terraço 25-30m acima das várzeas atuais de ALMEIDA (1964), ao nível de terraço de 30m de BIGARELLA &

MOUSINHO (1965), ao nível de terraço de 25-30m de FRANZINELLI (1970) e ao terraço a 50m de BISTRICHI et al. (1973).

6.2.5.1 Litologias

Litologicamente, os depósitos do nível intermediário de terraços são representados por cascalhos oligomíticos com matriz arenosa e clastos constituídos de quartzo e quartzito arredondados (FIGURAS 68 e 69). Estes depósitos assemelham-se aos cascalhos do nível superior de terraços (TABELA 3), observando-se imbricação e orientação de seixos, e intercalações de areias e areias conglomeráticas com estratificação cruzada.

As litologias dos clastos também se assemelham aos cascalhos do nível superior de terraços: quartzo e quartzito dominam amplamente, subordinadamente ocorrendo milonito, turmalinito, metarenito e mais raramente rochas granitóides e alcalinas. As areias frequentemente são feldspáticas, e os minerais pesados presentes são opacos (dominância da ilmenita sobre o pseudo-rutilo e presença de hematita em uma amostra), turmalina, estauroлита, andaluzita, zircão e subordinadamente cianita, monazita e sillimanita (ANEXO B, FIGURAS 24 e 25 e TABELA 2). Os valores do índice ZTR (FIGURAS 20 e 21), da mesma forma que para os depósitos do nível superior de terraços, indicam relativa imaturidade mineralógica.

Também é comum os cascalhos do nível intermediário de terraços exibirem matriz/cimento argiloso caulinitico (ANEXO C e FIGURA 26). A argila, como no caso dos cascalhos do nível superior de terraços, deve provir da alteração de componentes instáveis, e da adição de finos de sedimentos adjacentes.

6.2.5.2 Sistemas deposicionais e paleoclima

As características litológicas fazem supor, também neste caso, sedimentação em sistema fluvial entrelaçado, com elaboração

FIGURA 68. Cascalhos oligomíticos do nível intermediário de terraços, mostrando notável imbricação dos clastos, estes constituídos de quartzo e quartzito, bem arredondados e discóides (ver FIGURA 69). A imbricação indica paleocorrente para NE (esquerda da foto), concordante com o sentido atual do Ribeira (local JA-706, rodovia SP-165 entre Eldorado e Itapeúna, cerca de 6km a SE de Eldorado).

FIGURA 69. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços (2), sedimentados em regime de sistema fluvial entrelaçado. Os cascalhos com orientação dos clastos segundo os estratos frontais arenosos são atribuídos a barras longitudinais. Os cascalhos com imbricação dos clastos são atribuídos a depósitos de canal. As areias estratificadas são atribuídas a barras transversais (dunas subaquosas). Notar que a paleocorrente é indicada pela orientação de clastos em estratos frontais arenosos, ou pela imbricação (local JA-706, rodovia SP-165 cerca de 6km a SW de Eldorado) (legendas na FIGURA 27).

do nível de terraço e deposição dos cascalhos sob condições de equilíbrio entre a tectônica e o nível do mar (nível de base regional estável), sob vigência de clima seco.

Analogamente ao que se observa para os cascalhos do nível superior de terraços, os depósitos são interpretados como tendo sido formados em barras longitudinais, dunas subaquosas e canais fluviais, sempre sob regime de tração, como indicam as amostras plotadas em diagrama CM (FIGURA 16).

Apesar de algumas semelhanças com a estrutura interna (imbricação) de barras de cascalhos atuais (FIGURA 81), a constituição e tamanho dos clastos são expressivamente distintos, o que deve estar refletindo as diferenças climáticas vigentes durante a acumulação dos depósitos.

6.2.5.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia

Num único local (FIGURA 70) depósitos de cascalhos atribuídos ao nível intermediário de terraços foram observados falhados, indicando atividade tectônica pós-sedimentação. Este local coincide com as proximidades da extremidade SW do Gráben de Sete Barras, uma área de fraqueza estrutural e movimentação tectônica recorrente no tempo.

Pode-se tecer, para o nível intermediário de terraços, as mesmas considerações sobre o condicionamento tectônico imposto pelo Alinhamento de Guapiara (ver item 6.2.4.3). Da mesma forma, os padrões de paleocorrentes dos cascalhos do nível intermediário de terraços (FIGURA 84, item 6.2.8.2.3) indicam uma paleodrenagem com configuração no geral coincidente com os atuais rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga.

6.2.5.4 Relações estratigráficas

Em alguns locais, os cascalhos do nível intermediário de terraços encontram-se recobertos por depósitos colúvio-aluviais

FIGURA 70. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços (2), constituídos por depósitos de barras longitudinais, cortados por falha normal (local JA-623, estrada secundária entre Eldorado e Registro, junto à margem direita do Ribeira do Iguape, cerca de 5km a NE de Eldorado) (legendas na FIGURA 27).

incluídos na unidade *Toca* (FIGURAS 71 e 72). No local PA-336 (FIGURA 71) os cascalhos são em parte englobados e remobilizados pelos sedimentos textural e mineralogicamente imaturos sobrepostos.

As relações morfológicas (DESENHO 1) indicam que os cascalhos do nível intermediário de terraços são mais novos que a Formação Pariquera-Açu e os cascalhos do nível superior, e mais antigos que os depósitos colúvio-aluviais.

6.2.5.5 Correlações e idade

Embora não se possa precisar sua idade absoluta, admite-se que o nível intermediário de terraços e cascalhos associados devam ter-se originado no intervalo compreendido entre o final do Terciário e início do Quaternário (Plioceno-Pleistoceno).

FIGURA 71. Cascalhos do nível intermediário de terraços na base, recobertos por lamito da unidade de depósitos colúvio-aluviais. No contato, o lamito remobiliza o cascalho preexistente, originando um depósito rudáceo misto, do qual constitui matriz (local PA-336, na área urbana de Registro).

FIGURA 72. Depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços (2), constituídos por rudáceos e areias de sistema fluvial entrelaçado, recobertos por depósitos colúvio-aluviais (3) (local JA-663, rodovia SP-165 cerca de 1,5km a SW de Eldorado) (legendas na FIGURA 27).

6.2.6 Depósitos colúvio-aluviais

Foram incluídos sob a denominação de depósitos colúvio-aluviais (TQca) todas as delgadas e descontínuas coberturas de sedimentos textural e mineralogicamente imaturos e pouco transportados, cujo principal processo formador foi o coluvionamento, ocasionalmente com algum remanejamento fluvial.

A espessura máxima destes depósitos raramente excede 5m. Eles aparecem em situações topográficas distintas, ora em topos suaves de colinas nas áreas deprimidas, ora em encostas de morrotes e morros, ora em rampas associadas aos vales, muitas vezes reentalhadas pela drenagem, o que lhes confere o aspecto de um terraço subatual.

Embora ocorrências não mapeáveis de depósitos colúvio-aluviais sejam encontradas em toda a área estudada, nota-se que eles são mais comuns nas áreas de relevo mais acentuado, principalmente no fronte e no reverso das serras do Pouso Alto e de Itimirim (rodovias BR-116 e Biguá-Iguape), no vale do Ribeira a montante de Eldorado, e nos afluentes da margem direita do Rio Juquiá entre a cidade homônima e Sete Barras. As ocorrências mapeáveis na escala 1:100 000 apresentadas nos mapas dos DESENHOS 2 e 3 concentram-se nesses locais. Em alguns mapas da literatura preexistente, estas ocorrências foram assinaladas como pertencentes à Formação Pariquera-Açu.

6.2.6.1 Litologias

A constituição dos depósitos colúvio-aluviais apresenta variações que refletem os processos envolvidos e a morfologia local, bem como a natureza das rochas da área-fonte do material depositado. Nas proximidades de Juquiá (locais JU-416, 417, 418 e 419), os depósitos apresentam-se como intercalações métricas de lamitos arenosos e paraconglomerados a blocos até métricos exclusivamente de quartzito, em matriz lamítica (FIGURA 73). Estes depósitos constituem antigas rampas de tálus desenvolvidas a partir do relevo sustentado por extensas lentes de quartzito,

FIGURA 73. Paraconglomerado oligomítico atribuído à unidade de depósitos colúvio-aluviais, com clastos até métricos constituídos exclusivamente de quartzito grosso de fonte próxima. Juntamente com intercalações de lamitos, estes depósitos são interpretados como antigas rampas de tálus desenvolvidas a partir de extensas lentes de quartzito, que sustentam cristas alongadas no relevo (local JU-417, rodovia BR-116 cerca de 2km a E de Juquiá).

situadas a sul. O entalhamento erosivo destas rampas indica que elas são mais antigas que os depósitos de tálus quaternários (*Qt* nos mapas geológicos).

O aspecto mais comum dos depósitos colúvio-aluviais é o de lamitos mais ou menos arenosos, com coloração original cinzenta a cinzenta-clara (7.5YR 6/0 a 10YR 7/1), alterada em amarelo e vermelho (FIGURA 74). Estes sedimentos parecem representar fluxos de detritos associados a encostas de um paleo-relevo, na maioria das vezes não muito distinto do atual, e a coluvionamento. Localmente, associam-se com cascalhos com clastos angulosos de quartzo, indicando remanejamento fluvial incipiente (FIGURA 75). Observa-se que os feldspatos são relativamente raros nas frações arenosas.

FIGURA 74. Lamito incluído na unidade de depósitos colúvio-aluviais, em ocorrência restrita à encosta de morrote (local JU-412, corte da FEPASA cerca de 6km a SW de Juquiá).

FIGURA 75. Depósitos colúvio-aluviais constituídos de cascalhos e areias fluviais pouco expressivos (3) recobertos por lamitos arenosos atribuídos a fluxos densos associados à evolução das encostas (4) (local JU-530, estrada entre Juquiá e Sete Barras, cerca de 11km a NW de Juquiá) (legendas na FIGURA 27).

As análises granulométricas mostram os depósitos colúvio-aluviais texturalmente sempre numa posição intermediária entre as unidades estudadas (FIGURAS 9 e 12), no que se refere à porcentagem das classes texturais e seleção. São depósitos mais grossos e menos selecionados do que os depósitos com maior maturidade textural da Formação Pariquera-Açu (*Tpa1* e *Tpam*), e

mais finos e melhor selecionados que os sedimentos das demais unidades. O diagrama CM (FIGURA 16) sugere a ação de processos de tração, fluxos densos e suspensão.

As análises de minerais pesados destacam a abundância relativa de agregados, que refletem minerais menos estáveis em diferentes estágios de alteração (FIGURAS 17 e 18). Tal fato pode ser devido ao pequeno transporte envolvido na gênese dos depósitos, à origem a partir de regolito gerado em condições climáticas semelhantes às atuais, e à idade relativamente jovem, sem destruição completa dos grãos semi-alterados já durante a deposição. Os valores relativamente elevados do índice ZTR (FIGURAS 20 e 21) também apontam para a vigência de paleoclima favorável a intemperismo pronunciado, semelhante ao atual, com alteração e empobrecimento relativo dos minerais menos estáveis. As FIGURAS 24 e 25 destacam ainda abundância relativa do mineral zircão (usualmente euédrico), refletindo a proximidade da maioria das amostras analisadas (JU-417B e C, MI-500A e JU-530A) de áreas-fonte de rochas graníticas.

O mineral de argila constituinte dos depósitos é essencialmente a caulinita, subordinadamente aparecendo illita (ANEXO C e FIGURA 26).

Ocasionalmente alguns tipos de depósitos colúvio-aluviais exibem aspecto de brecha sedimentar (FIGURAS 76 e 77) com fragmentos angulosos de quartzo e rocha xistosa do embasamento em matriz argilo-arenosa muito alterada. Estes depósitos estão associados a superfície de falha normal, que pode indicar tectônica distensiva sindeposicional.

Em alguns locais no trecho encaixado do Rio Ribeira a montante de Itapeúna os depósitos colúvio-aluviais assumem a aparência de pequenos leques aluviais associados à drenagem secundária proveniente das vertentes próximas. Estes leques apresentam uma sucessão de camadas submétricas a métricas de paraconglomerados em um arranjo complexo (FIGURA 78), constituídos de clastos predominantemente angulosos de rocha do embasamento próximo em matriz lamítica (FIGURA 79). Esta

FIGURA 76. Brecha sedimentar atribuída à unidade de depósitos colúvio-aluviais, ocorrendo em cunha clástica associada a falha normal de direção NNW-SSE cortando rochas xistosas do embasamento (local JU-430, rodovia BR-116 cerca de 1km a SW de Juquiá).

variedade de depósitos colúvio-aluviais reflete principalmente a possibilidade de formação de cones de dejeção numa área de drenagem encaixada e relevo importante.

6.2.6.2 Sistemas deposicionais e paleoclima

A gênese dos depósitos colúvio-aluviais parece estar associada a oscilações climáticas, com mobilização local do manto de regolito, durante o Plioceno ou, mais provavelmente, o Quaternário. Os principais processos formadores relacionam-se com movimentos de massa sob ação da gravidade (coluvionamento, corridas de lamas restritas), e ocasionalmente, quando os depósitos atingiram o fundo de paleovales, apresentando algum

FIGURA 77. Detalhe da brecha sedimentar da foto anterior (local JU-430, rodovia BR-116 cerca de 1km a SW de Juquiá).

remanejamento fluvial. O manto de regolito gerado em fase francamente úmida prévia seria mobilizado em fases ocasionais de predominância de processos mecânicos (*resistasia*, no sentido de ERHART 1956), associadas ao fenecimento da vegetação desencadeado por oscilações climáticas passageiras.

O diagrama CM de amostras destes depósitos (FIGURA 16), apesar do pequeno número de dados, indica processos de tração, de fluxos densos, e também de suspensão, sugerindo ocorrência de transbordamentos ocasionais.

É possível que a maior parte dos depósitos incluídos nesta unidade reflita uma única fase de variação climática, o que é sugerido por semelhanças na constituição e situação topográfica

FIGURA 78. Depósitos colúvio-aluviais, constituídos por sedimentos rudáceos de múltiplos fluxos densos (2). Este tipo de depósito ocorre ao longo do trecho encaixado do vale do Ribeira do Iguape a montante de Itapeúna, originando-se, aparentemente, graças ao relevo movimentado existente nessa área (local BR-866, rodovia SP-165, cerca de 8km a W de Itapeúna) (legendas na FIGURA 27).

FIGURA 79. Sucessão de camadas de paraconglomerados atribuídos à unidade de depósitos colúvio-aluviais (ver FIGURA 78). Os clastos são de metassedimentos do embasamento próximo, e os depósitos constituem um leque aluvial restrito, na área encaixada do vale do Rio Ribeira do Iguape (local BR-866, rodovia SP-165 entre Itapeúna e Gruta do Diabo, cerca de 8km a W de Itapeúna).

dos depósitos. Entretanto, é provável que algumas das variedades incluídas na unidade reflitam eventos distintos, deslocados no tempo.

6.2.6.3 Condicionamento tectônico e paleogeografia

Não é raro encontrar falhas de empurrão ou com rejeito direcional, indicando esforços compressivos, cortando os depósitos colúvio-aluviais (locais RE-568, SA-564, JU-579 e 580, RE-603, JA-723, RE-508, SA-564, JA-758, FIGURA 80), ocorrendo também, em menor quantidade, falhas normais (locais JA-51, RE-383, JU-430, RE-511, RE-577, JA-687 e IC-721). Entretanto, as falhas direcionais e de empurrão apresentam-se como estruturas pós-sedimentares, enquanto que algumas das falhas normais, com brechas sedimentares associadas, indicam caráter sinsedimentar.

FIGURA 80. Depósitos colúvio-aluviais (3) cortados por falha de rejeito direcional (F1) e falha de empurrão (F2). A seção hipotética AB mostra o provável mecanismo responsável pela colocação do bloco do embasamento intercalado por falha nos sedimentos de 3 (local RE-508, estrada entre Juquiá e Sete Barras, cerca de 7km a NNE de Sete Barras) (legendas na FIGURA 27).

Apesar destas deformações tectônicas, que ocasionalmente podem ter favorecido a formação e preservação destes depósitos, o principal fator determinante da sedimentação foi a instabilização do manto de alteração das rochas regionais, possivelmente induzida por oscilações climáticas. A estreita associação dos depósitos com formas preservadas até os tempos atuais (encostas,

vales) indicam um paleo-relevo não muito distinto do relevo presente.

6.2.6.4 Relações estratigráficas e idade

Os depósitos colúvio-aluviais em alguns locais recobrem os cascalhos do nível intermediário de terraços, indicando idade mais nova (FIGURA 71). Por outro lado, a situação topográfica e o entalhe erosivo indicam que são depósitos mais antigos que os sedimentos reunidos sob a denominação de "coberturas sedimentares quaternárias".

Trata-se possivelmente de depósitos formados quando de breves oscilações climáticas ao longo do Pleistoceno, não se descartando a hipótese de que alguns deles remontem ao Plioceno.

6.2.7 Coberturas sedimentares quaternárias

Foram incluídos neste grupo os depósitos quaternários mais novos que os cascalhos do nível intermediário de terraços, e que os depósitos colúvio-aluviais. Em sua maior parte, as coberturas sedimentares quaternárias são do Pleistoceno Superior e do Holoceno, estando ligadas a processos genéticos atuantes nessas épocas, e apresentando-se hoje com pouco ou nenhum entalhamento erosivo posterior à sedimentação.

As coberturas sedimentares quaternárias são: aluviões em várzeas e baixos terraços (Qa), depósitos de tálus em encostas íngremes (Qt), sedimentos indiferenciados de deposição mista na planície costeira (Qi), sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais (Qm), depósitos de mangue (Qmg) e sedimentos de deposição praial (Qp).

Os aluviões em várzeas e baixos terraços ocorrem generalizadamente ao longo do leito dos principais rios da área e seus afluentes. Dispõem-se em várzeas alagáveis (rios Juquiá, São Lourenço e Ribeira a jusante de Sete Barras), e em terraços

elevados usualmente até cerca de 10m acima do leito atual dos rios (rios Jacupiranga, Pariquera-Açu e Ribeira, este a montante de Sete Barras), o que indica rebaixamento significativo do nível de base local. Os depósitos apresentam constituição variegada, incluindo cascalhos (FIGURA 81), areias e argilas.

FIGURA 81. Cascalhos imbricados em barra longitudinal atual no trecho encaixado do vale do Rio Ribeira do Iguape, destacando-se o caráter polimítico e as grandes dimensões dos clastos presentes. O sentido da corrente é para a direita da foto (local BR-782, rodovia SP-165 entre Itapeúna e Iporanga, cerca de 13km a NE de Iporanga).

Os depósitos de tálus aparecem nas áreas de relevo pronunciado, com encostas íngremes. Apresentam-se na forma de rampas com inclinação relativamente acentuada, junto ao sopé das encostas, ou nas cabeceiras das drenagens das áreas montanhosas. Nestas situações, os depósitos de tálus gradam a jusante para os depósitos aluviais. Os depósitos de tálus constituem-se de material rudáceo variegado, texturalmente imaturo, apresentando fragmentos de rocha de tamanhos variados em matriz constituída pelo próprio material do manto de regolito.

Os sedimentos indiferenciados de deposição mista na planície costeira compreendem sedimentos de cordões litorâneos

pré-atuais parcialmente remobilizados pela ação fluvial mais moderna, com ocorrência restrita de lagunas, resultando numa associação destes tipos de depósitos, e de depósitos com características mistas, sendo impraticável separá-los em mapas. Adotou-se para estes depósitos, bem como para os depósitos que serão descritos a seguir, os limites e a conceituação adotados pelos mapeamentos da CPRM (SILVA *et al.* 1981). Os sedimentos indiferenciados de deposição mista são representados por areias, siltes e argilas.

Os sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais são caracterizados pela constituição essencialmente arenosa, e por apresentarem morfologia típica, exibindo cordões elevados até cerca de 10m acima do nível do mar, geralmente paralelos às praias atuais. Estes sedimentos arenosos incluem depósitos regressivos associados a duas transgressões quaternárias, a Transgressão Cananéia, do Pleistoceno Superior (SUGUIO & PETRI 1973 e PETRI & SUGUIO 1973) e a Transgressão Santos, do Holoceno (SUGUIO & MARTIN 1978 e 1979, MARTIN *et al.* 1979).

Os depósitos de mangue estão indicados na área de ocorrência de mangues atuais (holocénicos). São constituídos predominantemente de argilas.

Os sedimentos arenosos de deposição atual correspondem aos últimos cordões litorâneos de construção praial, ainda não vegetados ou com vegetação incipiente.

6.2.8 Paleocorrentes

O estudo de paleocorrentes visou subsidiar a interpretação da evolução paleogeográfica e geológica da área. Compreendeu a análise de estratificações cruzadas tabulares de areias e areias conglomeráticas da Formação Pariquera-Açu e dos cascalhos do nível superior de terraços, e o estudo da orientação de clastos em conglomerados da Formação Sete Barras e dos níveis superior e intermediário de terraços com cascalhos. Os dados estão apresentados no ANEXO E (orientação de clastos) e na tabela

incluída no DESENHO 6 (estratificações cruzadas planares). Os resultados estão sintetizados na FIGURA 84.

6.2.8.1 Métodos de estudo

Para efeito de comparação dos resultados de medidas de clastos com a direção da corrente, foi também estudada a orientação de clastos em uma barra de cascalhos atual do leito do Rio Ribeira do Iguape (FIGURAS 82 e 83).

FIGURA 82. Cascalhos imbricados e orientados (ver FIGURA 83) em barra longitudinal atual do vale do Rio Ribeira do Iguape, no início do remanso da área do Gráben de Sete Barras (local SA-636, estrada secundária entre Eldorado e Sete Barras, cerca de 10km a NE de Eldorado).

Os dados de orientação, tanto das estratificações cruzadas como dos clastos, foram medidos diretamente nos trabalhos de campo, utilizando-se bússola tipo CLAR (medida do rumo azimuthal

A - LOCAL SA-636A

ALONGADOS
EIXO A 64 DADOS
MAX=8,7%

DISCÓIDES
PÓLO PLANO AB 28 DADOS
MAX=39,3%

LAMELARES
EIXO A 8 DADOS
MAX=26,7%

LAMELARES
PÓLO PLANO AB 8 DADOS
MAX=37,5%

B - LOCAL SA-636B

ALONGADOS
EIXO A 53 DADOS
MAX=10,3%

DISCÓIDES
PÓLO PLANO AB 44 DADOS
MAX=38,6%

LAMELARES
EIXO A 3 DADOS
MAX=10,3%

LAMELARES
PÓLO PLANO AB 3 DADOS
MAX=10,3%

FIGURA 83 - ORIENTAÇÃO DE CLASTOS EM BARRA ATUAL DE CASCALHOS DO RIO RIBEIRA DO IGUAPE
(A SETA INDICA O SENTIDO DA CORRENTE).

do mergulho). Para o tratamento dos dados utilizou-se diagrama de igual área (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior), com plotagem automática através do programa "TRAMA", desenvolvido pelo Agrupamento de Geomatemática da antiga DMGA do IPT.

Foram poucos os afloramentos de sedimentos da área que permitiram a medida de estratificações cruzadas planares. Nestes casos, o sentido da paleocorrente foi interpretado a partir do azimute do mergulho do plano da estratificação cruzada. No caso de mais de uma medida no mesmo afloramento, considerou-se o azimute médio como indicativo da paleocorrente (locais PA-69, PA-161 e PA-219 na tabela do DESENHO 6).

No caso da orientação de clastos, a bibliografia concernente (sintetizada em POTTER & PETTIJOHN 1977 e COLLINSON & THOMPSON 1989, por exemplo) indica várias possibilidades:

- a) plano AB (definido pela interseção dos eixos maior e intermediário) de clastos discóides e lamelares (classificação segundo ZINGG 1935 *apud* SUGUIO 1973) com azimute do mergulho no mesmo sentido da paleocorrente (clastos orientados segundo estratos frontais de sedimentos estratificados);
- b) plano AB de clastos discóides e lamelares com azimute do mergulho no sentido contrário (a 180°) ao sentido da corrente (clastos imbricados);
- c) eixo A (eixo maior) de clastos alongados e lamelares paralelo à direção da paleocorrente;
- d) eixo A de clastos alongados e lamelares perpendicular à direção da paleocorrente.

Visando orientar a coleta de dados para o estudo de paleocorrentes a partir da orientação de clastos, inicialmente foi estudada uma barra de cascalhos no leito atual do Rio Ribeira do Iguape (local SA-636, FIGURA 82). Os resultados (FIGURA 83) mostraram:

- a) eixo A de clastos alongados aproximadamente paralelos e/ou perpendiculares à direção da corrente;
- b) azimute do mergulho do plano AB de clastos discóides aproximadamente no sentido contrário da corrente (pólos dos planos AB no mesmo sentido da corrente);
- c) eixo A de clastos lamelares (notar que estes aparecem em pequeno número) na maior parte das vezes aproximadamente perpendicular à direção da paleocorrente;
- d) azimute do mergulho do plano AB de clastos lamelares aproximadamente no sentido contrário da corrente (pólos dos planos AB no mesmo sentido da corrente).

Destaque-se que o arranjo de clastos na barra estudada configura um caso típico de imbricação, com justaposição dos clastos e pouca matriz arenosa presente, caracterizando cascalho clasto-suportado, típico de carga de fundo de fluxo aquoso de alta energia (RUST 1972).

Com base nos resultados da barra atual estudada e na bibliografia, adotou-se a seguinte sistemática para a coleta de dados e interpretação da paleocorrente a partir da orientação de clastos:

- a) seleção de afloramentos com boas exposições e clastos bem preservados, aparentemente orientados de maneira uniforme; na prática, para a área estudada, foram selecionados apenas afloramentos supostamente mostrando imbricação dos clastos, com matriz subordinada;
- b) em cada afloramento, foi realizado sempre que possível um mínimo de 100 medidas (somadas tanto aquelas do plano AB como as do eixo A); foram anotados os comprimentos dos três eixos para caracterização do tipo de clasto, descartando-se os clastos esféricos;
- c) as medidas foram tomadas em níveis horizontais (marcados com barbantes) na frente de exposição do afloramento, para

permitir detectar eventuais migrações da paleocorrente registrada nos sedimentos; na prática, tais migrações não foram constatadas; o tratamento dos dados em dois níveis (topo e base) em alguns casos mostrou melhor definição de um vetor principal (interpretado como indicativo da paleocorrente) em um dos níveis, e indefinição no outro nível;

- d) o tratamento dos dados foi realizado separadamente, para cada tipo de clasto (discóides, lamelares e alongados); os resultados confrontados permitiram interpretar a paleocorrente, quase sempre bem indicada pelos máximos de concentração de pólos dos planos AB de clastos discóides; em alguns casos com resultados ambíguos, a seleção de uma das alternativas baseou-se no maior ou menor número de dados indicando cada alternativa, na relação mais estreita entre o pólo do plano AB e a paleocorrente, e, por último, na paleotopografia mais provável para o local considerado;
- e) na prática, à semelhança do que se verificou para a barra atual estudada (local SA-636), nos cascalhos dos níveis de terraços os clastos lamelares também aparecem em número relativamente pequeno, geralmente com orientação dispersa; por este motivo, no ANEXO E estão apresentados somente os resultados de orientação dos clastos alongados e discóides, que foram os efetivamente considerados na determinação da paleocorrente.

6.2.8.2 Resultados

De maneira geral, os resultados sugerem que as paleodrenagens responsáveis pela deposição da Formação Sete Barras, Formação Pariquera-Açu e cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços eram semelhantes à drenagem atual (FIGURA 84). Apesar das variações das condições tectônicas e ambientais ao longo do intervalo de tempo decorrido durante a sedimentação dessas unidades, e a conseqüente variação na

- A - Rio Ribeira do Iguape, trecho Itapeúna - Sete Barras
 B - " " " " " Sete Barras - Registro
 C - Rio Jacupiranga
 D - Rio Pariquera - Açú e proximidades
 E - Rio Ribeira do Iguape

FIGURA 84 - SÍNTESE DOS RESULTADOS DO ESTUDO DE PALEOCORRENTES DAS UNIDADES CENOZÓICAS DO BAIXO RIBEIRA.

natureza do registro sedimentar, a rede de drenagem não teria mudado significativamente.

6.2.8.2.1 Formação Sete Barras

Para o caso da Formação Sete Barras, a única medida realizada resultou estritamente coincidente com o sentido atual do Rio Ribeira do Iguaçu nas proximidades.

6.2.8.2.2 Formação Pariquera-Açu

As sete medidas em sedimentos da Formação Pariquera-Açu indicam sentidos dentro do semicírculo NE, e o sentido médio aproxima-se bastante do sentido atual do Rio Pariquera-Açu. A dispersão nos resultados pode estar refletindo o sistema deposicional admitido para a Formação Pariquera-Açu, variando, de SW para NE, de leques aluviais coalescentes associados às falhas de direção WNW-ESE, até planícies fluviais meandantes e lagos.

6.2.8.2.3 Cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços

As medidas realizadas nos cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços podem ser analisadas de acordo com três áreas distintas:

- a) Rio Ribeira do Iguaçu no trecho Itapeúna-Sete Barras (azimute do sentido médio atual do rio igual a 55°);
- b) Rio Ribeira do Iguaçu no trecho Sete Barras-Registro (azimute médio igual a 150°);
- c) Rio Jacupiranga (azimute médio igual a 50°).

As médias das medidas nos cascalhos do nível superior de terraços, nas três áreas, aproximam-se do sentido atual dos rios.

As dispersões podem ser atribuídas às variações de direção de corrente inerentes ao sistema fluvial entrelaçado admitido para a deposição, e também ao aporte lateral de paleodrenagens tributárias da drenagem principal.

Na área do Rio Jacupiranga, uma das medidas (local JA-56) indicou paleocorrente contrária (diferença de 180°) em relação à média das outras três medidas, esta próxima do sentido atual do rio. Aquela medida anômala pode estar refletindo um caso de orientação dos clastos de acordo com os estratos frontais de sedimentos originalmente estratificados. A subsequente obliteração da estratificação pode ter induzido ao equívoco, em alguns casos extremos, de se tomar hoje como imbricação o que originalmente era orientação dos clastos segundo estratos frontais.

Para as medidas nos cascalhos do nível intermediário de terraços, podem ser feitos os mesmos comentários acima. As médias aproximam-se do sentido atual dos rios, mas há dispersões indicando possíveis variações na paleocorrente e o aporte lateral de tributários. Uma medida no Ribeira do Iguape realizada próximo de Itapeúna (local JA-712) também apresentou resultado contrário ao sentido atual do rio, podendo-se tratar de outro caso de confusão entre imbricação e orientação segundo estratos frontais.

O maior desvio da média das medidas em relação à direção atual da drenagem é observado no caso do Rio Jacupiranga. Dentre as quatro medidas realizadas, duas delas (locais PA-12 e PA-25) indicam, mais provavelmente, a paleocorrente de drenagens tributárias do rio principal.

6.3 Deformações Tectônicas

As estruturas reconhecidas na área de estudo podem ser agrupadas em dois conjuntos:

- a) antigas, de idade pré-cambriana a eopaleozóica;

- b) associadas à reativação mesozóico-cenozóica da Plataforma Sul Americana.

A FIGURA 85 foi construída a partir da interpretação de fotografias aéreas, em escala 1:35 000, mosaicos de radar e imagens de satélite em escalas 1:250 000, apoiada pelas observações de campo e compilação de dados da bibliografia preexistente. Apresenta as tendências de comportamento de lineamentos, principais zonas de cisalhamento antigas, o Alinhamento de Guapiara e as falhas de reativação identificadas. Com base na frequência relativa das estruturas (ver rosácea na FIGURA 85), podem ser destacadas três direções principais:

- a) WNW-ESE, mais proeminente na faixa realçada na figura correspondente ao Alinhamento de Guapiara;
- b) ENE-WSW, relacionada com a Zona de Cisalhamento de Cubatão, com os lineamentos de Itapeúna e Ribeira, e outras estruturas paralelas;
- c) NNW-SSE, com menor expressão regional.

6.3.1 Estruturas Antigas

As estruturas agrupadas sob a denominação de "antigas", incluem o bandamento e foliações metamórficas, foliações miloníticas, juntas e fraturas.

O bandamento e foliações metamórficas frequentemente encontram-se dobrados, com foliações superimpostas (xistosidade, crenulação), desenvolvidas em diversas fases de deformação e metamorfismo regionais. Os mergulhos são variáveis, e a direção geral é NE-SW a ENE-WSW.

Foliações miloníticas, comumente associadas a feições de estiramento, são encontradas em faixas de até 1 500 metros de largura, que constituem as grandes zonas de cisalhamento regionais, de caráter predominantemente transcorrente. Estas grandes estruturas tiveram um comportamento polifásico, com

FIGURA 85 - PRINCIPAIS ESTRUTURAS DA ÁREA DO BAIXO RIBEIRA: 1-SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS; 2-FORMAÇÃO PARIPIRANGA-AÇU; 3-ROCHAS ALCALINAS; 4-LINEAMENTOS; 5-FALHA DE REATIVAÇÃO COM COMPONENTE HORIZONTAL DE MOVIMENTAÇÃO PREDOMINANTE; 6-FALHA DE REATIVAÇÃO COM CARÁTER NORMAL; 7-FALHA DE REATIVAÇÃO COM CARÁTER INVERSO; 8-FALHA PROVÁVEL; 9-FALHA DE REATIVAÇÃO INDISCRIMINADA; 10-ZONAS DE CISALHAMENTO (PROTEROZÓICO A CAMBRO-ORDOVICIANO); 11-ZONA DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS CORRESPONDENTE AO ALINHAMENTO DE GUAPIARA.

atividades do Proterozóico Superior ao Eopaleozóico, sendo retomadas na reativação mesozóico-cenozóica. Estas zonas de cisalhamento têm direção ENE-WSW e apresentam foliação milonítica com mergulhos superiores a 80°.

Juntas e fraturas são freqüentes em rochas do embasamento metamórfico. São planos isolados ou grupos de planos subparalelos, nos quais não se observam vestígios de movimentação. Ocorrem com freqüência e direções diversas.

6.3.2 Estruturas mesozóico-cenozóicas

Dentre as estruturas associadas à reativação mesozóico-cenozóica da Plataforma Sul Americana, as de mais fácil identificação são as falhas de caráter normal, ocorrendo ainda falhas inversas e de rejeito direcional com movimentação horizontal dominante.

As evidências de falhas de reativação identificadas nos trabalhos de campo são representadas na maioria das vezes por superfícies estriadas que deslocam camadas, corpos de rochas intrusivas ou estruturas preexistentes (FIGURAS 56 e 76).

Freqüentemente associa-se às falhas um delgado filme de argila esverdeada a marrom, em geral de espessura submilimétrica a milimétrica, atingindo até alguns centímetros. De forma menos comum, encontram-se zonas brechadas de espessura decimétrica (local RE-647, FIGURA 86) até métrica (local BR-857, FIGURA 87). Os rejeitos observados são em geral centimétricos, podendo chegar até a métricos. Quando estas estruturas estão associadas com evidências indiretas importantes (lineamentos, contatos geológicos), foram representadas nos mapas como falhas definidas.

Quando as evidências indiretas não puderam ser relacionadas com evidências diretas nos trabalhos de campo, foram representadas nos mapas como falhas prováveis.

FIGURA 86. Falha normal de direção NE-SW cortando metassedimentos do embasamento na borda sul do Gráben de Sete Barras, desenvolvendo faixa brechada com cerca de 40cm de espessura, apresentando "sigmóides de deformação" (local RE-647, estrada secundária cerca de 12km a SW de Sete Barras).

Os planos de falhas de reativação identificados nos trabalhos de campo foram utilizados para determinar as principais direções de esforços, através da aplicação do método proposto em ANGELIER & MECHLER (1977) e ANGELIER (1979), utilizando-se medidas de atitudes de planos de falha e estrias de atrito associadas. Para o tratamento estatístico, as falhas foram separadas em dois grupos: normais e inversas. Para esta separação, levou-se em consideração apenas o sentido do deslocamento ao longo da componente vertical do rejeito. As falhas com componente horizontal de movimentação predominante também foram classificadas em normais ou inversas, pelo mesmo critério.

As falhas normais e inversas foram tratadas separadamente, apoiando-se na premissa de que correspondem a fases de esforços

FIGURA 87. Falha inversa de direção NNW-SSE cortando metassedimentos e desenvolvendo faixa brechada no embasamento (local BR-857, rodovia SP-165 entre Itapeúna e Iporanga, cerca de 12km a W de Itapeúna).

distintas. Aparentemente, a primeira fase teria sido mais duradoura, e de caráter distensivo, com pulsações ao longo do tempo, quando teriam ocorrido os falhamentos normais, responsáveis pela geração das condições de acumulação e preservação dos principais registros sedimentares. A esta fase seguiu-se uma fase compressiva, de menor expressão que a anterior, uma vez que são menos frequentes os falhamentos inversos e de rejeito direcional a ela associados.

A premissa de pelo menos duas fases distintas de desenvolvimento de esforços foi considerada anteriormente em estudos regionais de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro: Resende, Volta Redonda, Taubaté e São Paulo (MELO 1985, CAMPANHA

et al. 1985, MELO et al. 1986, RICCOMINI et al. 1989, RICCOMINI 1989). Os argumentos principais a favor destas duas fases são:

- a) nas áreas estudadas, ocorrem falhas de reativação de natureza tanto normal (mais típicas de regimes distensivos), quanto inversas e com rejeito direcional (mais típicas de regimes compressivos);
- b) importantes falhas inversas estão presentes na borda norte da bacias de São Paulo e Taubaté, associadas a depósitos sedimentares; inicialmente devem ter apresentado caráter normal, com a formação de depressões tectônicas e acumulação de sedimentos, para posteriormente adquirirem o caráter inverso, com movimentação sobre as estruturas primitivas;
- c) dentre os modelos de evolução regionais, tem boa aceitação aquele que preconiza a formação de embaciamentos de origem tectônica, sob condições de tração, geradas em arqueamento crustal de borda de placa, que passariam gradualmente, ao longo do tempo geológico, a condições predominantemente compressivas, de interior de placa, com fases distensivas ocasionais associadas à movimentação das placas.

A primeira fase, distensiva, teve início provavelmente no final do Mesozóico, com o arqueamento crustal pré-ruptura continental. A presença de falhas normais afetando até o nível intermediário de terraços e depósitos colúvio-aluviais sugere recorrência de pulsos de esforços distensivos pelo menos até o final do Terciário, após o término da sedimentação (ver FIGURA 5).

Estruturas de reativação associadas a regimes de esforços compressivos (falhas inversas e falhas com rejeito direcional) são encontradas principalmente em depósitos relativamente mais jovens, sugerindo idade posterior (Pleistoceno?). Seccionam a Formação Pariquera-Açu e depósitos colúvio-aluviais.

As medidas de atitudes de falhas mesoscópicas e estrias associadas obtidas nos trabalhos de campo estão representadas em diagramas por domínios estruturais específicos (FIGURA 88). Os

19 MEDIDAS - ÁREA DE REGISTRO

44 MEDIDAS - ÁREA DE SETE BARRAS

22 MEDIDAS - ÁREA DE PARIQUÊRA-AÇU

60 MEDIDAS - ÁREA DA PASSAGEM EPIGÊNICA DO RIBEIRA

20 MEDIDAS - ÁREA DE ELDORADO

23 MEDIDAS - ÁREA DA BIGUÁ-IGUAPE

FIGURA 88 - REPRESENTAÇÃO EM DIAGRAMAS SCHMIDT-LAMBERT (HEMISFÉRIO INFERIOR) DE PLANOS DE FALHA E ESTRIAS, POR DOMÍNIOS ESTRUTURAIS ESPECÍFICOS DA ÁREA DO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE.

resultados obtidos para a determinação das direções de esforços máximos de tração e de compressão, por unidades estratigráficas, são apresentados na FIGURA 89.

A análise do comportamento dos planos de falhas de reativação por domínios estruturais específicos indica que durante a reativação as direções preexistentes foram retomadas de maneira diferenciada, de acordo com a região considerada (FIGURA 88).

Nas áreas de Sete Barras (entre Eldorado e Sete Barras) e da passagem epigênica do Ribeira (trecho entre Sete Barras e Registro), não se destacam direções preferenciais de atitudes de falhas. Note-se que estas áreas estão localizadas na zona de maior influência do Alinhamento de Guapiara, e a dispersão de dados reflete a sobreposição de estruturas associadas ao alinhamento (WNW-ESE) a outras, como as da Zona de Cisalhamento de Cubatão (ENE-WSW), e ainda estruturas NE-SW e NNW-SSE.

Na área de Registro, pode-se notar algum predomínio das estruturas de direção NNW-SSE e NE-SW, embora ocorra uma relativa dispersão. Já nas áreas de Pariquera-Açu, de Eldorado, e da rodovia Biguá-Iguape, os diagramas indicam maior definição. Note-se que estas áreas estão mais afastadas da zona de influência do Alinhamento de Guapiara. Na área de Eldorado, destacam-se as estruturas NE-SW a ENE-WSW, associadas à Zona de Cisalhamento de Cubatão e ao Gráben de Sete Barras. Na área de Pariquera-Açu destacam-se as estruturas ENE-WSW e WNW-ESE. Na área da rodovia Biguá-Iguape, destacam-se as estruturas de direção NNW-SSE e WNW-ESE.

6.3.2.1 Falhas normais

As atitudes de falhas normais e estrias de atrito associadas foram plotadas em diagramas Schmidt-Lambert, por unidades estratigráficas (ver FIGURA 89).

FIGURA 89 - REPRESENTAÇÃO EM DIAGRAMAS SCHMIDT-LAMBERT (HEMISFÉRIO INFERIOR) DE PLANOS DE FALHA E ESTRIAS, DE ACORDO COM SUA NATUREZA, POR UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE.

Para o embasamento cristalino verifica-se a predominância de estruturas de direções no quadrante NE-SW, com discreta presença de estruturas NNW-SSE. Falhas associadas à Formação Sete Barras, apesar da pequena quantidade de medidas, mantêm este comportamento. Entretanto, para a Formação Pariquera-Açu e os cascalhos do nível superior de terraços, além das estruturas NE-SW e ENE-WSW, adquirem importância as de direção WNW-ESE. São falhas sin a pós-sedimentares intimamente relacionadas com a formação e preservação dos depósitos.

A única medida em sedimentos do nível intermediário de terraços tem atitude WNW-ESE. Os falhamentos normais em depósitos colúvio-aluviais não apresentam tendências bem definidas, com incipiente concentração em torno de NNW-SSE e ENE-WSW.

Apesar das limitações dos resultados, face ao pequeno número de dados disponíveis em alguns casos, na análise dos diagramas de direções de esforços máximos (FIGURA 90) verifica-se um comportamento relativamente monótono da direção de atuação dos esforços distensivos, em torno de WNW-ESE.

6.3.2.2 Falhas inversas e direcionais

As atitudes das falhas inversas medidas no embasamento cristalino apresentam alguma concentração em torno das direções NW-SE e NNW-SSE, quase ortogonais às das falhas normais (FIGURA 89).

Nos sedimentos, são mais escassas, sendo identificadas apenas na Formação Pariquera-Açu e nos depósitos colúvio-aluviais. Na primeira, o comportamento das atitudes das falhas inversas é muito semelhante ao das normais, sugerindo a retomada das mesmas estruturas, sob regimes de esforços diferentes.

Os poucos dados obtidos em depósitos colúvio-aluviais sugerem uma mudança de comportamento, com falhas de baixo ângulo de mergulho (empurrão).

*dados do Nível Superior de Terraços e da Fm. Paríquera-Açú

FIGURA 90 - DIREÇÕES DE ESFORÇOS PRINCIPAIS DEDUZIDAS A PARTIR DAS POPULAÇÕES DE FALHAS NORMAIS E INVERSAS QUE CORTAM AS DIFERENTES UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DO BAIXO RIBEIRA (MÉTODO DE ANGELIER & MECHLER 1977).

As falhas direcionais encontradas no embasamento cristalino têm atitudes com tendências de concentração muito discretas em torno das direções NW-SE, N-S e NE-SW. A única falha direcional que secciona cascalhos do nível superior de terraços tem direção ENE-WSW. Nos depósitos colúvio-aluviais dominam atitudes no quadrante NE-SW.

A análise dos diagramas obtidos pelo método de ANGELIER & MECHLER (1977) sugere que a geração das falhas inversas e direcionais que truncam sedimentos cenozóicos deu-se por esforços compressivos na direção NNE-SSW (FIGURA 90).

6.4 Recursos Minerais

Os recursos minerais mencionados na literatura preexistente em sedimentos atribuídos à Formação Pariquera-Açu são o ouro e o caulim.

6.4.1 Ouro

Segundo KNECHT (1943) a exploração de aluviões auríferos no curso médio do Ribeira remontaria aos meados do Século XVII. A seguinte citação de HUSSAK (1890, p. 251) vem corroborar a afirmação acima: "Poucos kilometros acima da foz do pequeno rio Pedro Cubas, affluente do lado esquerdo da Ribeira acima de Xiririca, encontra-se uma pequena varzea formada pelas enchentes do rio e constituida por alluvião em que predominam seixos de quartzo, que desde muito tempo é conhecida como aurífera". Este autor referiu-se ainda à presença de coríndon, bem como de outros minerais (andalusita, turmalina, zircão, estauroлита, anatásio e rutilo), nos mencionados aluviões.

Pesquisas realizadas por CARMO & MORGENTAL (1980) e FERRARI (1982) indicaram ocorrências de ouro de pouco significado econômico tanto nos depósitos aluvionares quaternários como em cascalhos mais antigos, estes últimos então atribuídos à Formação

Pariquêra-Açu. THEODOROWICZ (1984) e ALGARTE *et al.* (1986), sintetizando essas pesquisas, destacaram que melhores resultados (no máximo $0,03\text{gAu/m}^3$) foram constatados nos depósitos localizados no contexto do Complexo Agudos Grandes-Ibiúna (a norte da Zona de Cisalhamento de Cubatão), nos vales dos rios Quilombo, Preto e Ipiranga, e em outros afluentes da margem esquerda do Rio Ribeira do Iguape. O ouro primário seria proveniente de veios de quartzo contendo sulfetos polimetálicos, encontrados no domínio das rochas granitóides do Complexo Agudos Grandes-Ibiúna.

Nas amostras estudadas ao sul da Zona de Cisalhamento de Cubatão os teores são relativamente baixos (máximo de $0,007\text{gAu/m}^3$).

Ressalte-se que, no presente estudo, os depósitos auríferos mencionados nos trabalhos acima foram atribuídos às unidades *TQcs* e *TQci* (cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços) e *Qa* (aluviões em várzeas e baixos terraços). Em vista da distância das mineralizações primárias em relação aos depósitos da Formação Pariquêra-Açu (conforme aqui redefinida), e levando em conta ainda o caráter mais fino destes sedimentos, pode-se considerar que eles sejam menos promissores para as pesquisas de ouro.

6.4.2 Caulim e argilas

Relatórios de pesquisa emitidos pela GEOS (1984 e 1986) para a SERRANA-S.A. de Mineração mostram a existência, na área ao sul da cidade de Registro, de um nível de cascalhos com matriz caulinítica na base de depósitos finos, atribuídos à Formação Pariquêra-Açu (local PA-329). Esses cascalhos, cuja proporção em peso de caulim localmente chega a ultrapassar 40%, já foram explorados pela Mineração Morita, que comercializava tanto o caulim (indústria cerâmica e de papel) como os cascalhos (construção civil).

MARCELLO (1985) refere-se a depósitos de argilas brancas refratárias na área de Iguape, atribuídos à parte basal da Formação Pariquera-Açu. Estes depósitos (FIGURA 55), analisados durante o presente estudo (amostra JU-445C, ANEXO C), apresentaram localmente mais de 70% de caulinita.

Encontram-se também muitas explorações de argilas da Formação Pariquera-Açu e de aluviões em várzeas e baixos terraços, principalmente nas proximidades de Registro, para aproveitamento nas olarias e indústria cerâmica locais.

Diante dos resultados do presente estudo, cabe ainda destacar o potencial da Formação Sete Barras em argilas esmectíticas, e da fácies lacustre da Formação Pariquera-Açu em argilas caulíníticas. Estas potencialidades deverão ser verificadas em pesquisas a serem realizadas especificamente para esse fim.

6.4.3 Outros bens minerais

Existem outras ocorrências de bens minerais associados com as coberturas cenozóicas do baixo vale do Rio Ribeira do Iguape. Pode-se destacar as areias industriais dos depósitos da Formação Cananéia (aqui englobada na unidade Qm, sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais), turfas em aluviões em várzeas e baixos terraços na planície costeira e na área do Gráben de Sete Barras, e argila aluminosa na planície do Rio Jacupiranguinha (THEODOROWICZ 1984).

E notável ainda na região o grande número de pequenas cavas em cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços, de onde as prefeituras e população locais extraem material sobretudo para utilização no lastro de estradas vicinais.

7 EVOLUÇÃO GEOLOGICA CENOZOICA

As hipóteses de evolução geológica discutidas a seguir (FIGURA 93) baseiam-se nas estruturas (falhas), sedimentos e feições morfológicas observadas no campo, e nas deduções de eixos principais de esforços a partir das falhas medidas. Deve-se levar em conta que em vários casos o número de estruturas medidas é pequeno, e que, portanto, as hipóteses e deduções decorrentes devem ser consideradas com as devidas reservas. Entretanto, o modelo proposto procura contemplar todas as evidências disponíveis, e resulta em parte coerente com modelos evolutivos que vêm sendo esboçados para as bacias tectônicas da área do Planalto Atlântico (bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda).

Grandes estruturas preexistentes, representadas na área principalmente pela Zona de Cisalhamento de Cubatão e pelo Alinhamento de Guapiara, influenciaram fortemente na localização e na geometria dos falhamentos cenozóicos, bem como no desenvolvimento das depressões tectônicas e seu preenchimento sedimentar.

O Gráben de Sete Barras é o melhor exemplo do condicionamento da tectônica cenozóica pelas estruturas preexistentes. O gráben, com alongamento ENE-WSW coincidente com a Zona de Cisalhamento de Cubatão, situa-se exatamente na interseção desta com o Alinhamento de Guapiara (FIGURA 91). Pela direção das falhas normais que delimitam o gráben (NE-SW a ENE-WSW), é lícito admitir-se que a depressão resulte de esforços principais trativos orientados na direção E-W a WNW-ESE, conforme indica a análise das falhas normais que cortam o embasamento (FIGURA 90). Esta direção não é discrepante da direção dos esforços trativos definidos para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, todos no quadrante NW-SE (CAMPANHA et al. 1985, MELO et al. 1986 e RICCOMINI 1989), o que sugere que se trate da mesma fase distensiva no Paleógeno, de expressão regional, com pequenas variações locais na posição dos eixos de esforços.

FIGURA 91 - Relações entre as principais estruturas e a sedimentação cenozóica no baixo vale do Ribeira do Iguaçu (1= faixas cataclásticas PC e CO; 2= maciços alcalinos; 3= Fm. Sete Barras; 4= Fm. Pariquera-Açu; 5= falhas normais cenozóicas; 6= falhas indeterminadas cenozóicas; 7= Alinhamento de Guapiara).

Possivelmente, também é desta época (Eoceno-Oligoceno) a Formação Sete Barras, de leques aluviais coalescentes e lago tectônico, que preenche o gráben, e que representa o mais antigo depósito associado à atividade tectônica cenozóica na área estudada. A abundância de clastos e minerais instáveis na Formação Sete Barras, bem como de argilas esmectíticas, sugere clima árido durante a deposição.

Aparentemente, o Alinhamento de Guapiara marca uma extensa área de atividade, no Cenozóico, de pequenas falhas normais de direção WNW-ESE, melhor desenvolvidas no flanco SW do alinhamento, e que teriam soerguido o bloco SW relativamente ao bloco NE, ao mesmo tempo em que cada bloco isoladamente teria sido ligeiramente basculado no sentido SW (FIGURA 92).

Essa fase de falhamentos normais teria sido também a principal responsável pela acumulação dos depósitos da Formação Pariquera-Açu, desenvolvidos numa área cuja topografia já deveria ser muito aplainada e rebaixada àquela época, área esta situada sobre o Alinhamento de Guapiara e junto ao seu flanco SW. Curiosamente, a direção do esforço trativo máximo deduzido a partir das falhas normais que cortam a Formação Pariquera-Açu (FIGURA 90) é aproximadamente E-W, compatível com uma das direções de esforço trativo principal deduzida para depósitos da área da rodovia Biguá-Iguape (RICCOMINI et al. 1987). A esta direção deveriam associar-se preferencialmente falhas N-S. Se a direção do esforço trativo deduzida estiver correta, deve-se concluir que a distensão reativou as estruturas WNW-ESE preexistentes, associadas com a atividade mesozóica do Alinhamento de Guapiara, e secundariamente também estruturas ENE-WSW, paralelas às extensas faixas de cisalhamento pré-cambrianas.

Até o momento, não se dispõe de elementos para datar com certeza esta fase de esforços trativos e falhas normais, que teve como uma de suas consequências a acumulação dos depósitos da Formação Pariquera-Açu. Levando-se em conta as possíveis correlações desta unidade com outros depósitos congêneres (formações Alexandra, Rio Claro e Pindamonhangaba), e com as seqüências deposicionais da Bacia de Santos, pode-se admitir

FIGURA 92 - HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DO ALINHAMENTO DE GUAPIARA DURANTE O CENOZÓICO, COM SOERGUMENTO RELATIVO DO BLOCO SW.

idade entre o Mioceno e o Plioceno (portanto Neógeno) para esta fase tectônica e sedimentação associada. O paroxismo desta fase, indicado pela idade provável da Formação Pariquêra-Açu, teria ocorrido entre o Eo e Mesomioceno.

O clima vigente durante a deposição da Formação Pariquêra-Açu aparentemente era úmido, como sugerem a relativa escassez de clastos e minerais instáveis, a ausência de esmectita, a relativa abundância de pseudo-rutilo e o desenvolvimento de sistemas fluvial meandrante e lacustre. O caráter continental dos sedimentos mesmo nos afloramentos topograficamente mais baixos, e a admitida correlação com sedimentos continentais localizados sob os depósitos de ambiente misto e marinho da planície costeira, indicam nível relativo do mar mais baixo que o atual durante a sedimentação da Formação Pariquêra-Açu.

O reconhecimento de dois níveis de terraços (superior e intermediário) com cascalhos, erosivamente desnivelados, nos vales dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga, contrastando com a inexistência destes terraços nos vales dos rios Juquiá e São Lourenço (FIGURA 6), reforça o papel do Alinhamento de Guapiara na evolução cenozóica da área. O nível de base dos rios Ribeira e Jacupiranga é diretamente controlado pela faixa estrutural representada pelo Alinhamento, diversamente do que ocorre para os rios Juquiá e São Lourenço.

Após o paroxismo inicial, e o preenchimento das áreas deprimidas pelos depósitos da Formação Pariquêra-Açu, o prosseguimento da atividade de pequenas falhas normais de direção WNW-ESE (paralelas ao alinhamento) em eventos episódicos teria propiciado o sucessivo reentalhamento da drenagem no bloco SW, originando os níveis de terraços, erosivamente escalonados, ali observados (FIGURA 92).

As hipóteses de influência eustática (fases de barramento da drenagem pela elevação do nível do mar) para explicar a elaboração dos níveis de terraços parecem menos prováveis que a hipótese de origem tectônica exposta acima. De acordo com esta hipótese, tanto a Formação Pariquêra-Açu como os cascalhos em

níveis de terraços fluviais estariam associados a um mesmo fator genético principal, representado por reativações episódicas de falhas normais WNW-ESE ao longo do Alinhamento de Guapiara, progressivamente atenuadas no decorrer do Cenozóico. A influência paleoclimática manifesta-se, outrossim, na natureza dos depósitos e na gênese dos níveis de terraços.

Tanto os depósitos da Formação Pariquera-Açu como os cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços, situados estratigraficamente abaixo, encontram-se truncados por falhas normais pós-sedimentação. Alguns dos sedimentos atribuídos à unidade denominada "depósitos colúvio-aluviais", ainda mais nova que as anteriores, ocorrem na forma de cunhas clásticas associadas a falhas normais, aparentemente sinsedimentares. Estas evidências indicam prosseguimento da tectônica distensiva, com movimentação de falhas normais, após a formação do nível intermediário de terraços com cascalhos, e ativa pelo menos até a época de formação de alguns (os mais antigos) dos depósitos colúvio-aluviais. A direção do esforço máximo trativo deduzida a partir das falhas normais que cortam os depósitos colúvio-aluviais é E-W a WNW-ESE, aliás subparalela às direções deduzidas em todas as outras unidades geológicas mais antigas (FIGURA 90).

Entretanto, as falhas mais comuns observadas truncando os depósitos colúvio-aluviais são falhas pós-sedimentares com rejeito direcional predominante, ou falhas inversas e de empurrão, indicativas de esforços compressivos (FIGURA 89). A direção do esforço máximo compressivo deduzida dessas falhas é NW-SE (FIGURA 90), coincidente com a direção deduzida de falhas dos mesmos tipos que truncam os depósitos da Formação Pariquera-Açu. Estas constatações sugerem a existência de uma fase de deformações tectônicas sob esforços compressivos posterior à sedimentação da Formação Pariquera-Açu, dos cascalhos dos níveis de terraços fluviais e parte dos depósitos colúvio-aluviais. Não se pode precisar a idade desta fase tectônica, mas ela deve situar-se no final do Plioceno ou, mais provavelmente, no início do Pleistoceno. Esta imprecisão decorre da impossibilidade de se datarem os depósitos colúvio-aluviais, os quais provavelmente

estão associados a fases de oscilações climáticas pliocênicas a pleistocênicas.

Pode-se mencionar duas outras hipóteses, aparentemente menos prováveis, para explicar as falhas de esforços trativos e compressivos que cortam a Formação Pariquera-Açu e os depósitos colúvio-aluviais. A primeira, é que logo após a fase trativa da Formação Pariquera-Açu, tenha ocorrido uma fase compressiva, gerando as estruturas compressivas nesta unidade. A fase compressiva posterior, que truncou os depósitos colúvio-aluviais, seria co-axial. A segunda hipótese é de que tanto as estruturas compressivas quanto as distensivas fossem em parte sincrônicas, resultando dos mesmos sistemas de esforços. Esta segunda hipótese é reforçada pelas direções deduzidas para os esforços máximos trativo e compressivo, aproximadamente ortogonais entre si. Contudo, admitindo-se esta última hipótese, tornar-se-ia difícil explicar a defasagem temporal entre os diferentes depósitos da área e estruturas associadas.

É possível que ainda hoje a neotectônica tenha reflexos expressivos na área do baixo vale do Ribeira do Iguape, ainda fortemente controlada pelo Alinhamento de Guapiara. Enquanto os rios a NE do Alinhamento apresentam várzeas inundáveis, os aluviões em baixos terraços dos rios a SW (Ribeira, Jacupiranga, Pariquera-Açu) apresentam-se progressivamente mais elevados e entalhados, à medida que se sobem estes rios, de jusante para montante, no sentido geral de NE para SW. Este aparente rebaixamento do nível de base desses rios, com soerguimento e entalhamento dos baixos terraços, parece indicar uma atividade tectônica residual ao longo do Alinhamento de Guapiara análoga àquela da época da sedimentação da Formação Pariquera-Açu e dos cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços, com elevação do bloco SW relativamente ao bloco NE.

A sismicidade atual na área, embora relativamente discreta, permite interpretá-la como uma região de maior atividade. Estudos da UnB (1979) estenderam esta região de maior atividade sísmica de Cananéia a Florianópolis. MIOTO (1984), embora reconhecendo a necessidade de uma análise sismo-tectônica

mais detalhada da área, estabeleceu os contornos provisórios da que denominou Zona Sismogênica de Cananvia ou Paranaguá, a qual seria relacionada com a área de influência do Arco de Ponta Grossa e Alinhamento de Guapiara.

O modelo evolutivo aqui proposto para o baixo vale do Ribeira do Iguape admite inicialmente esforços trativos orientados segundo WNW-ESE (no Paleógeno) passando a E-W (no Neógeno), seguidos de esforços compressivos orientados segundo NE-SW (no Pleistoceno Inferior) e novamente de esforços trativos WNW-ESE no Quaternário Superior (FIGURA 93). Este modelo no geral encontra correspondência no modelo apresentado para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (RICCOMINI 1989). Entretanto, constata-se algumas diferenças na cronologia dos eventos e na orientação dos esforços, que podem resultar de variações locais no campo de esforços regional, e de diferenças de interpretação dos dados disponíveis nas duas áreas estudadas.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo dos estudos realizados foi a determinação das relações entre sedimentação, tectônica, paleoclimas e feições morfológicas (níveis de terraços) na área de afloramento da Formação Pariquera-Açu, cobertura sedimentar continental cenozóica no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape, no litoral sul do Estado de São Paulo.

Alguns dos estudos precedentes, tendo como objeto a Formação Pariquera-Açu, levaram à proposição de um modelo evolutivo baseado essencialmente em fatores climáticos. Este modelo local tem sido regionalizado para diversas áreas do sul e Sudeste do Brasil, apesar de várias das hipóteses sobre sucessões de fases climáticas admitidas não terem sido confirmadas. Estes fatos, bem como as recentes descobertas de marcante influência tectônica nos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, estavam a indicar a necessidade de revisão dos modelos propostos já há mais de duas décadas.

QUATERNÁRIO SUPERIOR

Esforço trativo WNW-ESE

Falhas normais WNW-ESE
(paralelas ao alinhamento Guapiara)

Soerguimento relativo do bloco SW

PLEISTOCENO INFERIOR

Esforço compressivo NE-SW

Falhas de empurrão WNW-ESE e
falhas direcionais sinistrais ENE-WSW

NEÓGENO

Esforço trativo E-W

Falhas normais WNW-ESE (paralelas
ao alinhamento de Guapiara) e ENE-WSW

Soerguimento relativo do bloco SW

Formação Pariquera-Açu

PALEÓGENO

Esforço trativo WNW-ESE

Gráben de Sete Barras (falhas normais
ENE-WSW, paralelas à Zona de cisalha-
mento de Cubatão).

Formação Sete Barras (preenchendo o gráben)

FIGURA 93 - HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO ASSOCIADA NO CENOZÓICO DO BAIXO VALE DO RIBEIRA DO IGUAPE.

O método de investigação adotado compreendeu: análise da documentação técnica preexistente; mapeamento geológico de superfície (com ênfase para as unidades sedimentares cenozóicas e estruturas da área); execução de sondagens elétricas verticais; análise de lineamentos estruturais em produtos de sensores remotos; análises sedimentológicas (granulometria, minerais pesados, minerais de argila); análises palinológicas (sem resultados positivos); datação K-Ar; análises petrográficas; e análise de dados estruturais.

O embasamento pré-cambriano no baixo vale do Ribeira do Iguape é representado por rochas polideformadas com estrutura complexa, incluídas no Maciço de Joinville a SSE (onde predominam rochas gnáissico-migmatíticas), e na Faixa de Dobramentos Apiaí a NNW (onde predominam metassedimentos), separados pela Zona de Cisalhamento de Cubatão, uma extensa faixa de rochas miloníticas e cataclásticas de direção ENE-WSW.

No Mesozóico, a área foi palco de importante atividade tectono-magmática, com a injeção de rochas alcalinas (maciços de Pariquera-Açu, Jacupiranga e Juquiá/Serrote) e de um enxame de diques de diabásio longitudinais ao Alinhamento de Guapiara, uma faixa de fraqueza estrutural de direção WNW-ESE paralela ao Arco de Ponta Grossa.

Com base nas características litológicas e relações estratigráficas observadas, os depósitos cenozóicos anteriormente atribuídos à Formação Pariquera-Açu foram separados em cinco unidades principais distintas: Formação Sete Barras (*Tsb*), definida durante a realização do presente estudo; Formação Pariquera-Açu, para a qual apresenta-se proposta de redefinição no presente estudo, compreendendo uma fácies fanglomerática de leques aluviais coalescentes (*Tpaf*), uma fácies de planície fluvial meandrante (*Tpam*), e uma fácies lacustre (*Tpal*); depósitos de cascalhos em nível superior de terraços, situados em posição topográfica mais elevada (*TQcs*); depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços, rebaixados em relação aos anteriores (*TQci*); e depósitos colúvio-aluviais (*TQca*).

A Formação Sete Barras (*Tsb*) constitui o preenchimento sedimentar de uma depressão tectônica alongada na direção N50E, denominada Gráben de Sete Barras. Os depósitos, com espessura máxima estimada pelas sondagens elétricas verticais entre 130 e 200m, são interpretados como originados por leques aluviais coalescentes, gradando para um lago no interior da depressão tectônica.

Não foi possível datar a Formação Sete Barras, sendo que o material selecionado nos afloramentos não se mostrou fértil para análises palinológicas. Entretanto, as semelhanças litológicas, bem como o arcabouço estrutural do Gráben de Sete Barras, permitem correlacionar a Formação Sete Barras com as unidades sedimentares que preenchem as bacias tectônicas do Sistema de Rift da Serra do Mar (bacias de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Curitiba). Em se admitindo esta correlação, a idade da Formação Sete Barras situar-se-ia entre o Eoceno e o Oligoceno, e o clima vigente durante a deposição seria provavelmente seco, conforme as conclusões que os estudos realizados nas demais bacias vêm apontando.

Nos afloramentos estudados, a Formação Sete Barras aparece estratigraficamente acima do embasamento pré-cambriano, e abaixo dos cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços. Não foram observadas relações de contato diretas com a Formação Pariquera-Açu.

Na aceção adotada neste estudo, a denominação Pariquera-Açu abrange depósitos que ocorrem principalmente na área da cidade que lhes empresta o nome, estendendo-se ao vale do Rio Jacupiranga e às vizinhanças da cidade de Registro. Compreende depósitos fanglomeráticos de leques aluviais associados a falhas sinsedimentares (*Tpaf*), gradando lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante (*Tpam*) e de lagos (*Tpal*), com espessura máxima de cerca de 15 metros em afloramentos, podendo localmente atingir espessuras maiores, conforme sugerem algumas das sondagens elétricas verticais. A associação dos depósitos com falhas normais de direções ENE-WSW e WNW-ESE indica que a tectônica teve papel fundamental na acumulação e preservação dos

sedimentos. A natureza destes e a presença de lagos e rios meandantes indicam que o clima vigente durante a deposição foi úmido. Os padrões de paleocorrentes indicam paleodrenagem no geral semelhante à drenagem atual da área, com desenvolvimento de um paleolago nas cercanias da planície costeira atual, e nível relativo do mar rebaixado em relação ao presente nível.

A idade da Formação Pariquera-Açu é presumida com base nas correlações possíveis, com a Formação Alexandra do Paraná (Eomioceno), com a Formação Pindamonhangaba da Bacia de Taubaté (Plioceno?) e com a Formação Rio Claro da Depressão Periférica paulista (Mioceno a Pleistoceno Inferior). Admite-se a idade eo a mesomiocênica como a mais provável, tendo em vista também possível associação com discordância regional encontrada no pacote sedimentar da Bacia de Santos.

O nível superior de terraços com cascalhos aparece como uma superfície embutida e erosivamente desfeita, principalmente ao longo dos vales dos rios Ribeira e Jacupiranga. Os testemunhos deste nível de terraços elevam-se de 35 a 70m acima do leito atual dos rios, com aumento progressivo de cotas de jusante para montante.

Os depósitos associados a este nível de terraços (os "cascalhos") (TQcs) atingem no máximo pouco menos de uma dezena de metros de espessura, e são constituídos de rudáceos oligomíticos associados a areias feldspáticas. Estes sedimentos, bem como a construção do nível de terraços, são atribuídos a uma fase de vigência de clima seco, com desenvolvimento de sistema fluvial entrelaçado.

A localização dos testemunhos do nível superior de terraços com cascalhos, restrita aos rios com nível de base controlado pelo Alinhamento de Guapiara, e desníveis relativamente abruptos das cotas em locais de ocorrência de estruturas associadas ao o Alinhamento, indicam que a tectónica influenciou decisivamente na distribuição geográfica e no soerguimento e desnivelamento dos terraços.

Embora não tenha sido possível datar os cascalhos do nível superior de terraços, o embutimento erosivo de seus testemunhos, rebaixados em relação aos níveis topográficos de ocorrência da Formação Pariquera-Açu, indica que esta última unidade é mais antiga. Parece mais provável que a idade dos cascalhos do nível superior de terraços situe-se entre o Plioceno e o Pleistoceno Inferior, período em que se reconhecem oscilações climáticas a nível mundial.

Os testemunhos do nível intermediário de terraços com cascalhos encontram-se embutidos erosivamente, e topograficamente rebaixados em relação aos testemunhos do nível superior, indicando que este último é mais antigo.

Os testemunhos do nível intermediário de terraços aparecem ao longo dos vales dos rios Ribeira, Jacupiranga, e com menor expressão no Rio Pariquera-Açu, cerca de 20 a pouco mais de 30 metros acima do leito atual dos rios. As áreas de ocorrência e os desnivelamentos de cota observados, semelhantes aos descritos para o nível superior de terraços, indicam também influência da tectônica na gênese e situação atual dos testemunhos de terraços.

A constituição dos cascalhos do nível intermediário de terraços (TQci) também é muito semelhante àquela dos depósitos do nível superior, o que sugere gênese associada aos mesmos fatores paleoclimáticos (clima seco) e deposicionais (sistema fluvial entrelaçado).

A elaboração do nível intermediário de terraços foi posterior à elaboração do nível superior, e deve ter-se dado no intervalo compreendido entre o Plioceno e o Pleistoceno Inferior.

Os depósitos colúvio-aluviais (TQca) abrangem as coberturas localizadas em várias situações topográficas, podendo ser relacionados à evolução das encostas em tempos não remotos, quando o paleo-relevo não era substancialmente diferente do relevo atual. Estes depósitos ocasionalmente estão associados a falhas normais, sugerindo atividade tectônica sinsedimentar, e comumente aparecem truncados por falhas inversas, de empurrão e

direcionais, indicativas de uma fase de tectônica compressiva pós-sedimentar.

Os depósitos colúvio-aluviais recobrem, em alguns locais, os cascalhos do nível intermediário de terraços, sendo, portanto, mais novos. Aparentemente são depósitos correlativos de oscilações climáticas pleistocênicas, determinantes da instabilização temporária do manto de regolito. Este teria sido formado previamente, sob condições de clima úmido.

Além de todos estes depósitos, ocorrem ainda na área extensas coberturas sedimentares quaternárias, do Pleistoceno Superior e Holoceno. São os aluviões em várzeas e baixos terraços (*Qa*), os depósitos de tálus associados às áreas montanhosas (*Qt*), e os depósitos da planície costeira, de cordões litorâneos pré-atuais (*Qm*), mangues (*Qmg*), praias (*Qp*) e mistos (*Qi*).

Os planos de falhas medidos no campo, juntamente com os lineamentos estruturais extraídos de produtos de sensores remotos, permitiram analisar o padrão de deformações e as fases de esforços tectônicos geradores.

Observa-se que os grandes traços estruturais anteriores ao Cenozóico, representados pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (de idade pré-cambriana a cambriano-ordoviciano e direção ENE-WSW) e outras subparalelas, e pelo Alinhamento de Guapiara (com paroxismo no Mesozóico e direção WNW-ESE) influenciaram a direção das estruturas reativadas durante o Cenozóico. Além disso, constata-se que, conforme o setor considerado, com relação a estas grandes estruturas mais antigas, variam as direções dominantes de estruturas de reativação cenozóica.

Apesar do número relativamente pequeno de dados estruturais em alguns casos, e das imprecisões nas idades, por não se dispor de datações absolutas, pode-se propor uma hipótese de evolução tectono-sedimentar cenozóica para a região continental do baixo Ribeira do Iguape. Em geral, o modelo aqui apresentado é compatível com o quadro evolutivo que vem sendo proposto regionalmente a partir dos estudos nas áreas das bacias

de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Resumidamente, o modelo evolutivo aqui proposto compreende as seguintes fases:

- a) esforços trativos WNW-ESE no Paleógeno, originando a Gráben de Sete Barras, delimitado por falhas normais na direção N50E, superimpostas à Zona de Cisalhamento de Cubatão, justamente na interseção desta com o Alinhamento de Guapiara; nessa época depositou-se a Formação Sete Barras, preenchendo o gráben, constituída de leques aluviais coalescentes provavelmente gradando para lago no interior da depressão, formada sob vigência de clima seco;
- b) esforços trativos E-W no Neógeno (a partir do Eomioceno?), reativando principalmente estruturas WNW-ESE (paralelas ao Alinhamento de Guapiara) e subordinadamente estruturas ENE-WSW (paralelas à Zona de Cisalhamento de Cubatão); a componente normal destes deslocamentos acarretou adernamentos de blocos para SE e barramentos da drenagem, com a conseqüente acumulação da Formação Pariquera-Açu junto às falhas, sobre as porções rebaixadas dos blocos adernados; esta unidade é constituída de depósitos fanglomeráticos de leques aluviais, depósitos de planície fluvial meandrente e depósitos lacustres, acumulados sob vigência de clima úmido, e com o nível relativo do mar rebaixado em relação ao nível atual;
- c) prosseguimento da fase tectônica anterior (até o Pleistoceno Inferior?), progressivamente atenuada, através de pulsos intermitentes, com soerguimento relativo do bloco a SW do Alinhamento de Guapiara; duas fases de clima seco concomitantes a fases de relativa quiescência tectônica e estabilização do nível de base regional teriam ensejado a elaboração de dois níveis de terraços (erosivamente escalonados) com cascalhos, estes depositados em sistemas fluviais entrelaçados; testemunhos destes terraços são encontrados hoje somente no bloco a SW do Alinhamento de Guapiara;
- d) formação de depósitos colúvio-aluviais associados às oscilações climáticas do final do Terciário e do Quaternário;

os últimos pulsos da fase de esforços tratativos E-W teriam sido contemporâneos dos mais antigos dentre os depósitos colúvio-aluviais, como indica o caráter sinsedimentar de alguns destes depósitos associados a falhas normais;

- e) esforços compressivos NE-SW (Pleistoceno Inferior?), deformando os mais antigos depósitos colúvio-aluviais, bem como as unidades precedentes (deformações com caráter pós-sedimentar);
- f) provável retomada dos esforços tratativos WNW-ESE no Quaternário Superior, com prosseguimento do soerguimento relativo (cada vez mais atenuado) do bloco a SW do Alinhamento de Guapiara.

Os aluviões em baixos terraços ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape, Jacupiranga e Pariquera-Açu, no bloco a SW do Alinhamento de Guapiara, encontram-se relativamente elevados (até cerca de 10m) com relação ao nível atual dos rios, contrastando com as várzeas inundáveis dos rios Juquiá e São Lourenço, no bloco a NE do Alinhamento. Isto sugere que até os tempos geológicos mais recentes a atividade neotectônica esteja soerguendo o bloco SW com relação ao NE, talvez ainda pela ação de esforço tratativo na direção E-W a WNW-ESE, com movimentação de falhas WNW-ESE paralelas ao Alinhamento de Guapiara, a exemplo do que teria ocorrido no Neógeno. Ressalte-se, entretanto, que não foram encontradas falhas deformando depósitos dos baixos terraços.

Este modelo evolutivo procura distinguir os diversos registros sedimentares da área, e integrar fatores genéticos tectônicos e climáticos, encadeando-os no tempo geológico. Entre as recomendações sobre novas linhas de pesquisa que poderiam vir a trazer os aperfeiçoamentos esperados ao modelo proposto, pode-se destacar:

- a) realização de sondagens profundas, com recuperação de testemunhos, nas áreas de maior espessura de sedimentos da Formação Sete Barras (indicadas por levantamentos geofísicos),

para definir fácies, paleoambientes, paleoclimas, idade e potencial mineral;

- b) realização de sondagens profundas, com recuperação de testemunhos, nas áreas de maior espessura de sedimentos da Formação Pariquera-Açu (indicadas por levantamentos geofísicos), para definir fácies, paleoambientes, paleoclimas, idade e possíveis relações com unidades de origem costeira e com variações do nível do mar;
- c) estudos comparativos da Formação Sete Barras com as formações sedimentares que preenchem as depressões tectônicas do planalto (bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Curitiba), e da Formação Pariquera-Açu com formações neogênicas do Sul e Sudeste do Brasil (Alexandra, Graxaim, Pindamonhangaba e Rio Claro, entre outras);
- d) estudos comparativos dos níveis de terraços com cascalhos da área com depósitos em feições análogas de outros locais do Sul e Sudeste do Brasil;
- e) detalhamento e eventual classificação dos depósitos colúvio-aluviais, datação e correlação com fases climáticas;
- f) estudo da constituição, cotas e datação dos aluviões em baixos terraços, e verificação da influência de atividade neotectônica;
- g) detalhamento das estruturas cenozóicas na área, e da definição da sucessão de fases tectônicas (idades e orientações);
- h) identificação de novas depressões tectônicas, similares ao Gráben de Sete Barras, na área do Sistema de Rift da Serra do Mar, visando completar o quadro tectônico regional, e permitindo extrapolações mais seguras de modelos evolutivos para a margem continental adjacente.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALGARTE, J.P. 1972. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais... Belém, SBG. v.1, p.65-69.
- ALGARTE, J.P.; HAMA, M.; CHIODI FILHO, C. 1986. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais; folha SG.22-X-B Itararé; escala 1:250 000. São Paulo, CPRM, Sup. Reg. de São Paulo. v.1, texto e mapas.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: GEOLOGIA do Estado de São Paulo. São Paulo, IGB. p.169-263 (Boletim, 41).
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 48(Supl.):15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3):139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500 000. São Paulo, IPT/Prb-Minério, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo. v.1 (Série Monografias 6) (IPT, Publicação 1184).
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon ages of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 30(2):159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31(2):117-142.
- ANGELIER, J. 1979. Determination of the mean principal stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56:117-126.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie; la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, 7(6):1309-1318.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. de F.; GOES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.2, p.738-752.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS. p.75-88 (Projeto Remac, 4).
- BAPTISTA, M.B.; BRAUN, D.P.G.; CAMPOS, D.A. 1984. *Léxico estratigráfico do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 560p.
- BIGARELLA, J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 47(Supl.):365-393.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JR., H.E. & FREY, D.G. (Eds.), *International studies in the Quaternary*. New York, Geol. Soc. Am. p.443-451 (GSA Special Paper, 84).
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). *Bol. Paran. Geogr.*, (16/17):17-41.

- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. 1959. *Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra)*. Curitiba, Inst. Biol. Pesq. Tecn. do Estado do Paraná. 7p. (IBPT Notas Preliminares e Estudos, 1).
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. da. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. Geogr.*, (16/17):117-151.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D. de; RIEHS, P.J. 1975. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais do Brasil. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 47(Suplemento):411-464.
- BISTRICHI, C.A.; CARUSO, L.G.; SANTUCCI, H.; FULFARO, V.J.; PUPD, G.; RODRIGUES, A.R. 1973. Os terraços do Rio Ribeira de Iguape na região de Eldorado Paulista (São Paulo). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Resumo das Comunicações...* Aracaju, SBG. p.203-204. (Boletim 1).
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMONINI, O.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500 000. In: ALMEIDA, F.F.M. de et al. *Mapa geológico do Estado de São Paulo; 1:500 000*, mapa. São Paulo, IPT. v.2 (IPT, Publicação 1184) (Série Monografias 6).
- BJORBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. 1966. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neocenoico). *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15(4):43-68.
- BOSSI, G.E.; ROLIM, J.L.; ANDREIS, R.R. 1982. El Grupo Barreiras en el noreste brasileño. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires. 1982. *Actas...* Buenos Aires, v.1, p.173-190.
- BUENO, F. da S. 1983. *Vocabulário tupi-guarani-português*. São Paulo, Ed. Nagy. 581p.
- BULL, W.B. 1962. Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. *J. Sed. Petrol.*, 32(2):211-216.
- BULL, W.B. 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: HAMBLIN, W.K. & RIGBY, J.K. (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p.63-83 (Spec. Pub. 16).
- CAMPANHA, G.A. da C.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; DEHIRA, L.K. 1985. Análise do padrão de fraturamento mesozóico-cenozóico de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG/NSP. v. 1, p.337-350.
- CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG/NSUL. v.2, p.725-742.
- CARMO, L.S. do & MORGENTHAU, L.A. 1980. *Prospecto ouro aluvionar no vale do Ribeira*. São Paulo, CPRM, Sup. Reg. de São Paulo. 40p.
- COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. 1985. Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 54(4):517-518.
- COLLINSON, J.D. 1978. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Editor), *Sedimentary environments and facies*. London, Blackwell Sc. Pub. 569p.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. 1989. *Sedimentary structures*. London, Unwin Hyman. 207p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1988. *Projeto São Paulo - Rio de Janeiro; mapa de contorno do campo magnético residual; escala 1:250 000. s.l.*, CPRM. (Convênio DNPM/CPRM) (folhas SG.22-X-B; SG.23-V-A).

- COSTA, W.D. & SALIM, J. 1972. Aspectos estruturais da faixa sedimentar costeira da região de Natal, Rio Grande do Norte. *Estudos Sedimentológicos*, Natal, 2(1/2):133-143.
- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, São Paulo, (4):523-550.
- ERHART, H. 1956. *La gnse des sols en tant que phnomne gologique*. Paris, Masson, Coll. Evolution des Sciences. 90p.
- ETHRIDGE, F.G. & WESCOTT, W.A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Calgary, Canadian Soc. Petr. Geol. p.217-235 (Memoir 10).
- FERRARI, C.P. 1982. *Projeto Rio Ribeira; relatrio da fase I de pesquisa*. So Paulo, CPRM, Sup. Reg. de So Paulo. 89p.
- FERREIRA, A. B. de H. 1975. *Novo dicionrio da lngua portuguesa*. Rio de Janeiro, Ed. Nova Fronteira. 1499p.
- FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANA, R.B. 1981. Contribuio ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: SIMPSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG/NSP. v.1, p.226-240.
- FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; SILVA, R.B.; ALGARTE, J.P.; MARTINS, F.A.G.; RODRIGUES, E. de P.; THEODOROWICZ, A.; TASSINARI, C.G.C.; COUTINHO, J.M.V. 1987. A alcalina de Pariquera-Au. In: SIMPSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG/NSP. v.1, p.159-171.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27:3-26.
- FRANZINELLI, E. 1970. *Estudo sedimentolgico da Formao Pariquera-Au (Estado de So Paulo)*. So Paulo. 56p. (Dissertao de Mestrado, Inst. Geocincias USP).
- FRANZINELLI, E. 1971. Origem e provenincia dos sedimentos da Formao Pariquera-Au pelo "trend surface analysis" das suas caractersticas texturais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, So Paulo, 1971. Anais... So Paulo, SBG. v.2, p. 267-275.
- FREITAS, R.D. de. 1951. *Ensaio sobre a tectnica moderna do Brasil*. So Paulo, FFCLUSP. 120p. (Boletim 130, Geologia 6).
- FOLFARO, V.J. & SUGUIDO, K. 1968. A Formao Rio Claro, Neocenoico, e seu ambiente de deposio. *O IGG*, So Paulo, 20:45-60.
- FOLFARO, V.J. & SUGUIDO, K. 1974. O Cenozoico paulista: gnese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v.3, p.91-101.
- GEOS. 1984. *Pesquisa da jazida de caulim; relatrio final*. Relatrio de pesquisa. Decr. de Lavra DNPM 81 443. So Paulo. 15p.
- GEOS. 1986. *Projeto caulim; relatrio de pesquisa*. Processos DNPM 804 736/77, 806 636/77 e 820 334/78. So Paulo. 20p.
- GOES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterizao faciolgica e interpretao ambiental dos sedimentos Barreiras na regio Bragantina, nordeste do Par. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Cambori, 1980. Anais... Cambori, SBG. v.2, p.766-771.

- GREY, I.A. & REID, A.F. 1975. The structure of pseudorutile and its role in the natural alteration of ilmenite. *Am. Mineralogist*, 60(9/10):179-181.
- HAG, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793):1156-1167.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(4):257-262.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1978a. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.6, p.2579-2593.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. de. 1978b. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.1, p.382-391.
- HUBERT, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy minerals assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 32(3):440-450.
- HUSSAK, E. 1890. Contribuições mineralógicas e petrográficas. *Bol. da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo*. (7).
- INMAN, J.R. 1975. Resistivity inversion. *Geophysics*, 40(5):798-817.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA - IBGE. 1957. *Enciclopédia dos municípios brasileiros*. Rio de Janeiro. v.29.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA - IBGE. 1974. In: ----- Folha Pariquera Açu (SG-23-V-A-IV-1). Carta do Brasil - Esc. 1:50 000. Rio de Janeiro, MPEC/IBGE/DC.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1974. *Levantamento geológico da área de interesse à implantação da barragem de Eldorado, Município de Eldorado Paulista, São Paulo*. (Relatório IPT, 7 372).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1983. *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários da área de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro, SP)*. São Paulo. (Relatório IPT, 17 737).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1984. *Mapeamento geológico de detalhe de estruturas falhadas em camadas da Formação Itaquaquecetuba e possíveis implicações na estabilidade regional*. São Paulo. (Relatório IPT, 19 562).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1985. *Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo*. São Paulo. (Relatório IPT, 22 352).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1986. *Tectônica e sedimentação cenozóica na área da soleira entre as bacias de São Paulo e Taubaté*. São Paulo. (Relatório IPT, 23 724).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1987. *Geologia das folhas Juizá (SG.23-V-A-1-4) e Miracatu (SG.23-V-A-II-3), Estado de São Paulo*. São Paulo. (Relatório IPT, 25 371).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1989. *A Formação Pariquera-Açu: relações entre sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. São Paulo. (Relatório IPT, 27 527).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1990. *A Formação Pariquera-Açu: relações entre sedimentação, tectônica e geomorfogênese; complementação*. (Relatório IPT, 28 186).

- KINGSLEY, C.S. 1984. Dagbreek fan-delta: an alluvial placer to prodelta sequence in the proterozoic Welkom goldfield, Witwatersrand, South Africa. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Calgary, Canadian Soc. Petr. Geol. p.321-330 (Memoir 10).
- KNECHT, T. 1943. Notas preliminares sobre os recursos minerais do Município de Xiririca. *O 166*, 2:15-25.
- KOCHEL, R.C. & JOHNSON, R.A. 1984. Geomorphology and sedimentology of humid-temperate alluvial fans, Central Virginia. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Calgary, Canadian Soc. Petr. Geol. p.109-122 (Memoir 10).
- LEFÈVRE, V. 1952. Etimologia toponímica das cidades e vilas do Estado de São Paulo (continuação). *O 166*, 10(2):63-71.
- LIMA, M.R. de & ANGULO, R.J. 1989. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba, 1989. *Resumo das Comunicações...* Curitiba, SBP. p.100.
- LIMA, M.R. de & MELO, M.S. de. 1989. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo. In: WORKSHOP GEOLOGIA DA BACIA DE SÃO PAULO, São Paulo, 1989. *Coletânea das Comunicações...* São Paulo, SBG/NSP. p.35-37.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*. Curitiba, Inst. Biol. Pesq. Tecn. do Estado do Paraná (IBPT), 2(5-6):197-230.
- MABESDONE, J.M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLEN, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, 2(3):173-188.
- MARCELLO, E.P. 1981. Ocorrência de fósseis vegetais na Formação Pariquera-Açu na região de Iguape, São Paulo. *Rev. 16*, 2(2):47. (nota prévia).
- MARCELLO, E.P. 1985. Importância geo-econômica das argilas brancas da Formação Pariquera-Açu. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Vol. Resumos...* São Paulo, SBG/NSP. p.21 (breve comunicação).
- * MARTIN, L.; SUGUID, K.; FLEXOR, J.-M. 1979. Le quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1978. *Proceedings...* São Paulo, IGCP/IGUSP/SBG. p.296-331.
- MELFI, A.J. 1967. Potassium argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31(6):1079-1089.
- MELO, M.S. de. 1985. Estruturas da área da Bacia de Resende (RJ) e os modelos tectônicos regionais. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG/NSP. v.1, p.323-336.
- MELO, M.S. de; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. 1985a. Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende, RJ. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 57(4):467-479.
- MELO, M.S. de; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.M. 1985b. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(3):193-201.
- MELO, M.S. de; CAETANO, S.L.V.; COIMBRA, A.M. 1986. Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.1, p.321-336.
- MELO, M.S. de; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; RAMOS, R.G.N. 1989a. O Gráben (terciário?) de Sete Barras, vale do Ribeira do Iguape, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):260-262.

- MELD, M.S. de; FERNANDES, L.A.; MORAES, M.C.; COIMBRA, A.M. 1989b. Formação Sete Barras - unidade sedimentar pré- Paríquera-Açu no vale do Ribeira do Iguape, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Bol. Resumos... Rio de Janeiro, SBG/NRJ-SP. p.107-108.
- MEYER JR., A.E. & PEKEIRA, N.A.M. 1973. Formação Paríquera-Açu, determinação de paleocorrentes. São Paulo. (IPT, Relatório inédito).
- MEZZALIRA, S. 1981. Paríquera-Açu (Formação) Pleistoceno. In: MEZZALIRA, S. (Org.), *Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geológico. p.92-93 (Boletim, 5).
- MIALL, A.D. 1981. *Analysis of fluvial depositional systems*. Tulsa, AAPG. 75p. (AAPG. Education Course Note Series, 20).
- MIDTO, J.A. 1984. Mapa de risco sísmico do Sudeste Brasileiro. São Paulo, IPT. (IPT, Publicação 1563) (Série Monografias 10).
- MUNSELL soil color charts. 1973. Baltimore, Munsell Color.
- NEMEC, W.; STEEL, R.J.; POREBSKI, S.J.; SPINNANGR, A. 1984. Domba conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Calgary, Canadian Soc. Petr. Geol. p.295-320 (Memoir 10).
- ORI, G.G. 1982. Braided to meandering channel patterns in humid region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy). *Sedimentary Geology*, 31(3/4):231-248.
- PASSEGA, R. 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 41(9):1952-1984.
- PASSEGA, R. 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sed. Petrol.*, 34(4):830-847.
- PENTEADO, M.M. 1976. *Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista*. São Paulo, IGEOG/USP. 86p. (Série Teses e Monografias, 22).
- PEREIRA, M.J.; BARBOSA, C.M.; AGRA, J.; GOMES, J.B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, M.A.; CARVALHO, M.D.; STAMATO, M.; BAGNI, D. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...Goiânia, SBG*, v. 1, p.65-79.
- PETRI, S. & FULFARO, V.J. 1970. Nota sobre a geologia e terraços marinhos da Ilha do Cardoso, SP. *Notícia Geomorfológica, Campinas*, 10(20):21-31.
- PETRI, S. & FULFARO, V.J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, T. A. Queiroz Editor/EDUSP. 631p.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1971. Some aspects of the Neo-Cenozoic sedimentation in the Cananeia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brazil. *Estudos Sedimentológicos, Natal*, 1(1):25-33.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananeia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil: part II - heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. *Bol. IG, São Paulo*, 4:71-85.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. 1986. Guia de nomenclatura estratigráfica. In: COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA - SBG. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica e guia de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.* 16(4):376-415.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. 3. ed. New York. Harper & Row. 628p.

- PONÇANO, W.L. 1981. As coberturas cenozóicas. In: ALMEIDA, F.F.M. de et al.: *Mapa geológico do Estado de São Paulo*; 1:500 000, texto. São Paulo, IPT. v.1, p.82-96 (IPT, Publicação 1184) (Série Monografias, 6).
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de; PRANDINI, F.L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*; escala 1:500 000. São Paulo, IPT. 2v. (IPT, Publicação 1183) (Série Monografias 5).
- POTTER, P.E. & PETTIDJHN, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2. ed. Berlin, Springer-Verlag. 425p.
- PRESSINOTTI, P.C. & PRESSINOTTI, M.M.N. 1980. Contribuição à geologia dos arredores de Registro, SP. *Rev. IG*, 1(2):5-24.
- PUFFER, J.H. & COUSMINER, H. 1982. Factors controlling the accumulation of titanium-iron oxide-rich sands in the Cohansy Formation, Lakehurst area, New Jersey. *Econ. Geology*, 77(2):379-391.
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M. de; MIOTO, J.A.; HASUI, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Bol. Resumos ...* São Paulo, SBG/NSP. p.23-24.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. 1985. Geologia da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 57(4):518-519.
- RICCOMINI, C.; TESSLER, M.; SUGUID, K. 1987. Novas evidências de tectônica moderna no Sudeste Brasileiro: os depósitos falhados da Formação Pariquera-Açu. São Paulo, Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. p.29-42. (Pub. Avulsa, 2).
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.V.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar Rift System (Southeastern Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, 2:191-197.
- RICH, J.L. 1953. *Problems in Brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer 1951*. São Paulo, FFCLUSP. 80p. (Boletim, 146. Geologia, 9).
- RICH, J.L. 1963. Problemas na geomorfologia brasileira suscitados por pesquisas efetuadas no verão de 1951. Rio de Janeiro, *Boletim Geográfico*, 22(177):666-710 (Transcrição de FRANÇA, J.).
- RUHE, R.V. 1975. *Geomorphology: geomorphic processes and surficial geology*. Boston, Houghton Mifflin. 246p.
- RUST, B.R. 1972. Pebble orientation in fluvial sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 42(2):384-388.
- RUST, B.R. 1983. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. (Editor), *Facies models*. Hamilton, Geoscience Canada p.9-21. (GC Reprint Series, 1).
- SALIM, J.; SOUZA, C.J. de; MUNIZ, G. da C.B.; LIMA, M.R. de. 1975. Novos subsídios para a elucidação do episódio "Barreiras" no Rio Grande do Norte. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7, Fortaleza, 1975. *Atas...* Fortaleza, SBG/NNE, p.149-158 (Boletim SBG/NNE no. 5).
- SAMPAIO, T.F. 1987. *O tupi na geografia nacional*. 5. ed. (com introdução e notas de FREDERICO G. EDELWEISS). São Paulo, Cia. Editora Nacional.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. 1977. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270(5634):216-219.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sed. Petrol.*, 24:151-158.

- SILVA, A.T.S.F. da; CHIODI Fo., C.; CHIODI, D.K.; PINHO Fo., W.D. 1977. *Projeto Santos-Iguape; relatório final, geologia*. São Paulo, CPRM, Sup. Reg. de São Paulo. v.1.
- SILVA, M.E. da; DIAS NETO, C. de M.; FELITTI FILHO, W. 1979. Ocorrência de xistos grafitosos na região de Miracatu e Sete Barras - Estado de São Paulo. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Atas... Rio Claro, SBG/NSP. v.1, p.117-124.
- SILVA, A.T.S.F. da; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M. de; BATOLLA Jr., F. 1981. *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira; relatório final, integração geológica*. São Paulo, CPRM, Sup. Reg. de São Paulo. 15v.
- SILVEIRA, J.D. da. 1950. *Baixadas litorâneas quentes e úmidas*. São Paulo. (Tese de Concurso, Fac. Fil. Ciênc. Letras, USP).
- SILVEIRA, J.D. da. 1952. *Baixadas litorâneas quentes e úmidas*. São Paulo, FFCLUSP. 224p. (Boletim, 152).
- SUC, J.-P. & ZAGWIJN, W.H. 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. *Boreas*, Oslo, 12:153-163.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blöcher/EDUSP. 317p.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. *Mapas geológicos 1:100 000 cobrindo a costa paulista*. São Paulo, DAEE.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1979. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1978. *Proceedings...* São Paulo, IGCP/IGUSP/SBG. 55p. (Spec. Pub., 1).
- SUGUIO, K. & PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil- part I: field observations and grain size parameters. *Bol. IG*, São Paulo, 4:1-20.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; RAMPAZZO, L. 1974. Morfometria e litologia de seixos da formação Pariquera-Açu (SP). *Ciência e Cultura*, 26(7):189. (Resumos da 26. Reunião Anual da Soc. Bras. Progr. Ciência, Recife).
- SUNDARAM, D. & SUGUIO, K. 1985. Nota preliminar sobre uma assembléia mioflorística da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. In: DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *Coletânea de trabalhos paleontológicos*. Brasília, DNPM. p. 503-506. (Série Geologia, 27. Seq. Paleontologia e Estratigrafia, 2) (Trabalho apresentado no B. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1983).
- TEIXEIRA, A.L.; FERNANDES, L.A.; DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ Fo., A.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE Fo., J.L. 1987. Geologia da Folha Juquiá, baixo vale do Ribeira, SP. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG/NSP. v.1, p.205-223.
- TEMPLE, A.K. 1966. Alteration of ilmenite. *Econ. Geology*, 61(4):695-714.
- TEUFER, G. & TEMPLE, A.K. 1966. Pseudorutile - a new mineral intermediate between ilmenite and rutile in the N alteration of ilmenite. *Nature*, 211(5045):179-181.
- THEODOROWICZ, A. 1984. *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais; folha S6.23-V-A Iguape; escala 1:250 000*. São Paulo, CPRM, Sup. Reg. de São Paulo. v.1, texto e mapas.
- UnB. UNIVERSIDADE DE BRASILIA. 1979. *Relatório no. 13*. Convênio FUB/CESP. 15p.
- VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M. 1979. Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. In: WATKINS, J.S.; MONTADERT, L.; DICKERSON, P.W. (Eds.), *Geological and geophysical investigations of continental margins*. Tulsa, Am. Assoc. Petr. Geol. p.469-472. (AAPG Memoir, 29).

- WALKER, R.G. & CANT, D.J. 1983. Sandy fluvial systems. In: WALKER, R.G. (Editor), *Facies Models*. Hamilton, Geoscience Canada p. 71-89. (GC Reprint Series, 1).
- WILLIAMS, D.F.; THUNELL, R.C.; HODELL, D.A.; VERGNAUD-GRAZZINI, C. 1985. Synthesis of late Cretaceous, Tertiary and Quaternary stable isotope records of South Atlantic based on Leg 72 DSDP core material. In: HSB, K.J. & WEISSERT, H.J. (Eds.), *South Atlantic paleoceanography*. Cambridge, Cambridge University Press. p.205-241.

ANEXO A
ANALISES GRANULOMETRICAS

Nota:

AMOSTRA - identificação da amostra (ver item 2.2 do texto);

UNIDADE - unidade estratigráfica (Tsb=Formação Sete Barras; Tpa_f, Tpa_m e Tpa_l=Formação Pariquera-Açu fácies fanglomerática, fluvial meandrante e lacustre; TQcs e TQci=cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços; TQca=depósitos colúvio-aluviais);

LITOLOGIA - classificação litológica de campo (ver item 6.2.1.1 do texto);

SEIXOS, GRANULOS, AREIA, SILTE, ARGILA - porcentagens das classes texturais;

SHEPARD - classificação de SHEPARD (1954) (A=areia ou arenoso; s=silte ou siltoso; a=argila ou argiloso);

DIAM MED, DESV PAD, ASSIMETR, CURTOSE - parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957), respectivamente: diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose;

C - granulometria a 1% da distribuição mais grossa (PASSEGA 1957);

M - granulometria a 50% da distribuição (mediana) (PASSEGA 1957).

AMOSTRA	UNIDADE	LITOLOGIA	SEIXOS	GRANDIOS	AREIA	SILTE	ARGILA	SHEPARD	DIAM MED	DESV PAD	ASSIMETR	CURTUSE	C	M
FA-010	10ci	ortocongl	10.4	10.9	38.0	13.4	27.3	Aa	3.2	4.2	0.2	0.6	9553.7	176.5
FA-04A	1paf	lamito	0.0	0.1	37.8	14.1	48.0	aA	5.8	3.0	-0.4	0.6	780.2	9.9
FA-04B	1paf	areiaagr	0.0	0.1	60.0	10.8	29.1	Aa	4.3	3.0	0.5	0.6	922.8	109.5
FA-11A	10ci	areiaagr	8.1	14.9	45.1	6.1	25.8	Aa	2.4	4.1	0.7	0.5	5275.8	978.9
FA-15F	1pam	fino	0.0	0.0	1.7	27.6	70.7	as	8.0	1.4	-0.5	1.4	82.1	3.0
FA-15H	1pam	areiaagr	0.0	0.4	57.4	19.9	22.3	Aa	4.4	2.8	0.5	0.6	793.9	105.8
FA-15I	1pam	areiafin	0.0	0.0	2.4	52.6	45.1	sa	7.2	1.6	-0.3	0.8	89.1	5.1
FA-15J	1pam	fino	0.0	0.0	0.5	25.0	74.5	as	8.2	1.1	-0.4	1.7	43.5	2.9
PA-16B	1paf	lamito	0.0	0.7	36.6	32.8	29.9	Asa	5.4	2.7	0.2	0.8	1804.9	40.0
PA-16C	1paf	areiafin	0.0	0.1	49.1	23.6	27.2	Aa	5.0	2.5	0.5	0.6	471.2	60.1
JA-31A	10cs	ortocongl	18.1	8.3	47.6	8.1	17.9	Aa	2.2	4.4	0.4	0.9	14625.8	649.9
JA-31B	10cs	areiaagr	2.0	3.7	60.4	12.7	21.2	Aa	3.2	3.6	0.6	0.7	6360.7	377.0
JA-34B	10ca	lamito	0.0	0.0	44.0	33.6	22.4	As	5.2	2.4	0.3	0.6	867.6	45.7
JA-34C	10cs	ortocongl	17.8	7.8	39.2	19.8	15.5	As	2.8	4.1	0.1	0.7	5663.7	178.5
PA-37A1	10cs	ortocongl	24.0	17.4	30.5	3.2	24.8	Aa	1.8	4.5	0.6	0.6	15096.7	1403.2
PA-37C	10cs	ortocongl	49.4	7.3	29.4	5.6	8.3	Aa	-0.6	3.7	0.6	1.0	21299.1	3710.8
RG-53A2	10cs	areiaagr	6.6	1.2	53.3	20.9	17.9	As	3.7	3.7	0.3	0.9	10060.1	176.3
RG-53B	10cs	lamito	7.9	2.0	15.8	31.0	43.4	as	6.1	3.4	-0.6	1.1	9761.2	6.7
FA-61A	1pam	areiafin	0.0	0.0	57.2	19.8	23.0	Aa	4.8	2.5	0.5	0.7	531.4	78.3
FA-61C	1pam	areiaagr	0.0	0.6	60.1	16.0	23.2	Aa	4.7	2.6	0.5	0.7	1471.2	92.7
PA-69B	1paf	ortocongl	47.2	16.5	17.2	6.9	12.1	Aa	0.1	4.1	0.7	1.4	19875.7	3483.8
PA-69C	1paf	areiafin	0.0	0.1	38.2	39.5	22.1	sa	5.2	2.5	0.1	0.7	604.1	32.8
PA-69D	1paf	areiaagr	11.2	7.7	24.6	30.4	26.1	saA	3.9	4.1	-0.3	0.6	5440.0	37.1
PA-69E	1paf	areiaagr	12.6	23.3	38.1	6.8	19.2	Aa	2.0	4.1	0.7	0.8	5497.4	1185.2
FA-69G	1paf	lamito	0.2	1.1	16.1	41.5	41.0	sa	6.6	2.4	-0.5	0.8	2245.8	6.7
FA-76A1	1paf	areiafin	0.0	0.0	6.5	59.5	34.0	sa	6.7	1.8	-0.1	0.7	110.9	9.5
FA-76C	1paf	areiafin	0.0	0.1	27.8	49.1	23.1	sa	5.7	2.3	-0.1	0.7	400.7	17.7
FA-76E	1paf	lamito	0.0	0.0	2.9	60.3	36.8	sa	7.0	1.6	-0.2	0.8	86.7	6.9
FA-76F	1paf	lamito	6.0	2.6	28.1	30.0	33.3	asa	5.1	3.6	-0.3	0.8	9906.7	19.8
FA-77A	1paf	ortocongl	11.9	10.1	37.8	20.8	19.4	As	2.8	4.2	0.3	0.7	10584.3	308.3
FA-77C	1paf	areiafin	0.0	0.0	26.3	57.2	16.5	sa	5.7	2.1	0.1	0.8	285.0	22.4
FA-77D	1paf	ortocongl	19.3	21.7	26.5	14.3	18.1	Aa	1.8	4.4	0.6	0.7	10602.2	1283.3
FA-77E	1paf	areiafin	0.0	0.0	7.6	56.4	36.0	sa	6.7	1.8	-0.1	0.7	135.7	8.8
PA-81D	1paf	areiafin	0.0	0.0	5.9	57.4	36.7	sa	6.8	1.7	-0.1	0.8	103.2	8.8
PA-81E	1paf	areiafin	0.0	0.0	9.3	56.6	34.2	sa	6.6	1.9	-0.1	0.8	218.2	9.8
PA-81F	1paf	areiafin	0.0	0.9	3.5	35.4	60.2	as	7.6	1.6	-0.5	0.9	1660.2	3.4
PA-81G	1paf	areiaagr	2.0	8.2	39.3	34.5	16.0	As	3.9	3.6	-0.1	0.6	4487.3	58.7
PA-81H	1paf	areiafin	0.0	0.0	4.2	63.3	32.6	sa	6.8	1.6	-0.1	0.8	117.1	8.5
FA-81I	1paf	lamito	13.1	3.9	19.8	37.7	25.5	sa	4.3	4.2	-0.5	0.7	9810.2	18.1
FA-81J	1paf	lamito	1.8	7.0	24.1	30.4	36.6	asa	5.1	3.5	-0.3	0.8	4404.5	17.1
PA-90D	1paf	lamito	0.5	0.1	28.5	38.5	32.4	saA	5.8	2.3	0.1	0.6	974.7	21.6
PA-90E	1paf	lamito	0.0	0.0	13.6	54.1	32.3	sa	6.2	2.0	0.2	0.6	171.0	17.5
PA-114A	1pal	fino	0.0	0.0	2.4	25.2	72.3	as	8.1	1.3	-0.5	1.8	121.6	2.9
PA-114C	1pal	areiafin	0.0	0.0	7.1	60.4	32.5	sa	6.4	1.8	0.1	0.6	88.7	13.5
PA-144B	1pam	areiaagr	9.8	4.6	53.2	10.9	21.4	Aa	3.3	4.0	0.2	0.8	10206.5	205.5
PA-144C	1pam	areiaagr	0.0	0.0	45.4	13.4	41.2	Aa	5.1	3.0	0.1	0.5	735.8	33.6
PA-144D	1pam	areiaagr	0.0	1.9	60.0	9.6	28.5	Aa	3.8	3.4	0.5	0.5	2304.6	181.8
PA-175A	1pam	fino	0.0	0.0	1.6	44.6	53.8	as	7.6	1.5	-0.5	1.0	129.4	3.7
PA-200F	1pam	fino	0.0	0.1	7.2	17.4	75.3	a	8.0	1.6	-0.6	2.7	474.4	2.8
FA-200G	1pam	areiafin	0.0	0.1	3.4	4.9	91.7	a	8.8	0.9	-0.3	2.2	298.7	2.2
PA-200H	1pam	areiaagr	0.0	0.1	53.1	6.4	40.4	Aa	4.4	3.2	0.3	0.5	1149.7	90.3
RE-222A	10ci	areiaagr	0.0	3.5	65.3	11.8	19.4	Aa	3.0	3.5	0.7	0.6	2472.6	480.5
PA-288A	10ca	fino	0.0	0.0	13.5	48.6	37.9	sa	6.6	2.0	-0.3	0.7	178.2	7.7
RE-356A	1pam	areiaagr	0.3	12.6	63.1	13.3	10.8	As	1.9	3.4	0.8	1.0	2889.1	1076.7
RE-356B	1pam	fino	0.0	0.0	30.1	25.6	44.2	asa	6.4	2.3	-0.4	0.6	222.7	6.8
JU-417A	10ca	lamito	1.0	0.5	32.2	15.6	50.8	aA	6.2	3.1	-0.7	0.7	3750.0	3.9
JU-417B	10ca	areiaagr	0.0	0.4	45.2	10.1	44.3	Aa	5.3	3.3	-0.3	0.6	1523.9	16.5
JU-417C	10ca	areiaagr	0.3	8.4	55.5	3.3	32.5	Aa	3.1	3.8	0.6	0.5	3182.5	407.5
JU-445A	1pam	areiaagr	0.0	0.0	69.9	17.6	12.5	As	3.9	2.3	0.7	1.0	367.0	147.7
JU-445C	1pam	fino	0.0	0.0	5.6	21.6	72.8	as	8.1	1.5	-0.5	2.1	197.2	2.9
JU-445E	1pam	areiaagr	0.0	0.0	37.0	20.5	42.4	aA	5.8	3.1	-0.5	0.6	1073.4	7.8
JU-445H	1pam	areiaagr	0.0	0.5	63.9	5.1	30.5	Aa	3.7	3.4	0.6	0.5	1678.9	225.6
JU-445I	1pam	areiafin	0.0	0.0	26.4	15.0	58.7	aA	6.8	2.4	-0.7	0.6	240.6	3.5
JU-445J	1pam	areiaagr	0.0	0.1	67.8	6.0	26.0	Aa	3.7	3.3	0.6	0.5	1442.1	226.1
JU-445K	1pam	areiafin	0.0	0.0	58.0	12.1	29.9	Aa	4.0	3.2	0.5	0.5	1031.1	160.2
RE-463C	1sb	lamito	1.3	2.4	29.5	28.9	37.9	asa	5.7	3.1	-0.4	0.8	4188.7	11.0
RE-463D	1sb	areiafin	0.0	0.1	47.7	33.8	18.4	As	4.9	2.4	0.4	0.7	481.0	55.0
RE-463E	1sb	areiafin	0.0	0.2	8.7	40.9	50.2	as	7.2	1.9	-0.6	1.0	514.0	3.9
RE-463F	1sb	areiaagr	1.3	5.2	66.6	12.4	14.5	Aa	2.9	3.3	0.5	1.0	4213.9	304.5
RE-463G	1sb	areiafin	0.0	0.1	15.2	24.8	60.0	as	7.1	2.2	-0.7	0.8	475.7	3.4
RE-463H	1sb	areiafin	0.0	0.4	46.3	14.8	38.5	Aa	5.0	3.0	0.2	0.6	1253.0	44.6
RE-463I	1sb	ortocongl	20.6	16.7	36.9	11.2	14.6	Aa	1.9	4.3	0.3	0.9	17539.2	520.3
RE-469C	10cs	areiaagr	0.0	0.5	68.7	11.7	19.2	Aa	3.4	3.2	0.7	0.6	1463.8	382.2
RE-472A	1sb	lamito	0.3	0.2	45.4	7.5	46.7	aA	5.3	3.3	-0.4	0.5	1220.8	12.4
RE-472B	1sb	ortocongl	1.2	3.0	60.7	13.8	21.4	Aa	4.2	3.0	0.5	0.8	4274.6	142.2

AMOSTRA	UNIDADE	LITOLOGIA	SEIXOS	GRANULOS	AREIA	SILTE	ARGILA SHEPARD	DIAM	MED	DESV	PAD	ASSIMETR	CURTOSE	C	M
RE-472C	1sb	areiaagr	0.2	0.1	50.5	28.1	21.1	As	4.7	2.7	0.3	0.6	916.7	66.9	
RE-472E	1sb	areiafin	0.0	0.1	53.8	32.4	13.7	As	4.5	2.4	0.4	0.8	647.8	77.6	
RE-472F	1sb	areiaagr	2.1	1.7	60.7	17.2	18.3	Aa	4.0	3.2	0.3	0.9	4499.1	122.8	
RE-472G	1sb	areiafin	0.0	0.3	20.6	39.8	39.3	sa	6.3	2.3	-0.3	0.7	1159.1	9.7	
RE-472I	1sb	ortocongl	15.6	19.9	39.9	10.1	14.5	Aa	1.9	4.0	0.4	0.9	12060.1	680.0	
JU-485A	1pam	fino	0.0	0.0	29.3	12.4	58.3	aA	6.6	2.8	-0.7	0.6	728.1	3.5	
JU-490A	1pam	fino	0.0	0.0	3.7	40.5	55.9	as	7.5	1.6	-0.5	0.8	108.9	3.6	
JU-490B	1pam	areiaagr	0.3	0.5	78.6	8.7	12.0	A	2.9	2.9	0.7	1.6	1785.7	396.0	
JU-490C	1pam	ortocongl	6.0	12.1	58.2	10.3	13.4	Aa	2.6	3.7	0.3	1.3	8182.7	323.0	
MI-500A	1Qca	lamito	0.0	0.1	56.0	21.3	22.6	Aa	4.5	2.9	0.4	0.6	1000.8	94.8	
JU-504B1	1Qca	fino	0.0	0.0	4.7	12.9	82.4	a	8.5	1.2	-0.4	2.5	118.4	2.6	
JU-530A	1Qca	lamito	0.1	0.4	61.0	11.7	26.7	Aa	4.3	3.1	0.4	0.6	1647.7	112.2	
RE-539B	1Qci	areiaagr	0.9	2.2	64.4	12.9	19.6	Aa	3.2	3.5	0.6	0.6	3516.5	359.4	
RE-539E	1sb	fino	0.0	0.0	23.4	30.2	46.5	as	6.5	2.3	-0.4	0.6	273.2	6.4	
JA-608C	1Qcs	ortocongl	22.4	3.0	47.5	16.9	10.2	As	1.2	4.8	0.2	0.9	38492.2	623.3	
SA-641A	1sb	areiaagr	0.5	6.1	58.3	24.5	10.6	As	2.7	3.2	0.5	0.8	3449.6	335.8	
SA-641B	1sb	areiafin	0.0	0.1	34.9	47.6	17.4	sa	5.3	2.4	0.1	0.7	471.0	30.2	
SA-641C	1sb	areiaagr	2.4	0.5	45.1	39.7	12.5	As	4.4	2.7	0.1	0.8	9166.2	55.9	
SA-641D	1sb	ortocongl	27.1	11.2	30.6	17.5	13.6	As	1.4	4.5	0.3	0.7	21278.8	878.0	
JA-654A	1Qcs	areiaagr	0.0	0.6	55.7	18.6	25.1	Aa	3.8	3.3	0.5	0.5	1648.4	179.7	
JA-658A	1Qci	areiaagr	0.0	0.0	61.9	16.3	21.8	Aa	4.0	2.9	0.7	0.6	653.8	185.1	
PA-714A	1pal	areiafin	0.0	0.0	22.4	27.8	49.8	as	6.7	2.3	-0.5	0.6	265.4	5.0	
PA-714B	1pal	areiafin	0.0	0.0	42.8	26.7	30.4	Asa	5.2	2.6	0.3	0.6	689.5	43.8	
PA-714C	1pal	areiafin	0.0	0.0	13.2	45.6	41.2	sa	6.6	2.0	-0.2	0.7	147.2	8.5	
PA-714D	1pal	fino	0.0	0.1	5.7	38.1	56.0	as	7.4	1.8	-0.6	0.9	218.2	3.6	
IC-720A	1pam	fino	0.0	0.0	2.0	35.5	62.5	as	7.8	1.4	-0.5	1.1	86.1	3.3	
PA-788A	1pam	areiafin	0.0	0.0	5.0	51.3	43.7	sa	7.0	1.8	-0.3	0.7	97.5	6.0	
AR-802A	1pam	ortocongl	4.2	13.7	53.7	13.9	14.6	Aa	2.6	3.6	0.3	0.9	5480.3	281.6	
AR-802B	1pam	areiafin	0.0	0.0	13.2	28.4	58.4	as	7.2	2.1	-0.6	0.9	238.7	3.5	
AR-802C	1pam	areiafin	0.0	0.0	23.1	50.5	26.4	sa	6.2	2.2	-0.3	0.7	224.3	9.8	

MEDIAS

AMOSTRAS	UNIDADE	LITOLOGIA	SEIXOS	GRANULOS	AREIA	SILTE	ARGILA SHEPARD	DIAM	MED	DESV	PAD	ASSIMETR	CURTOSE	C	M
29	todas	areiafin	0.0	0.1	22.0	39.1	38.9	0.0	6.3	2.1	-0.1	0.8	427.5	20.3	
32	todas	areiaagr	1.9	3.4	55.8	15.3	23.6	0.0	3.7	3.3	0.4	0.7	3177.5	274.0	
14	todas	fino	0.0	0.0	9.4	29.0	61.6	0.0	7.5	1.7	-0.5	1.3	213.0	4.0	
16	todas	lamito	2.0	1.3	30.7	30.6	35.4	0.0	5.5	2.9	-0.2	0.7	3288.8	27.8	
15	todas	ortocongl	19.7	12.0	39.6	12.4	16.4	0.0	2.0	4.1	0.4	0.8	14307.3	976.2	
106	todas	todas	3.7	3.0	34.3	25.5	33.6	Aas	5.0	2.8	0.1	0.8	3625.4	231.1	
26	1paf	todas	4.8	4.0	24.2	37.0	29.9	0.0	5.1	2.8	0.0	0.7	3526.9	261.7	
6	1pal	todas	0.0	0.0	15.6	37.3	47.0	0.0	6.7	1.9	-0.2	0.9	255.1	12.9	
32	1pam	todas	0.6	1.5	34.6	21.1	42.2	0.0	5.6	2.5	-0.0	1.0	1398.8	115.6	
8	1Qca	todas	0.2	1.2	39.0	19.6	39.9	0.0	5.5	2.7	0.0	0.9	1533.6	86.4	
5	1Qci	todas	3.9	6.3	54.9	12.1	22.8	0.0	3.2	3.6	0.5	0.6	4294.5	436.1	
10	1Qcs	todas	14.8	5.2	44.8	14.8	20.4	0.0	2.7	3.9	0.3	0.8	12447.2	768.8	
19	1sb	todas	3.8	3.6	40.8	25.0	26.8	0.0	4.5	3.0	0.1	0.8	4635.9	176.9	

ANEXO B

ANALISES MINERALOGICAS DOS PESADOS

Nota:

AMOSTRA - identificação da amostra (ver item 2.2 do texto);

UNIDADE - unidade estratigráfica (Tsb=Formação Sete Barras; Tpa_f, Tpa_m e Tpa_l=Formação Pariquera-Açu fácies fanglomerática, fluvial meandrante e lacustre; TQcs e TQci=cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços; TQca=depósitos colúvio-aluviais);

LITOLOGIA - classificação litológica de campo (ver item 6.2.1.1 do texto);

FRAÇÃO - corresponde ao intervalo granulométrico analisado: G=0,250-0,125mm (fração "grossa"); F=0,125-0,062mm (fração "fina");

NPC - número de grãos contados;

OPACOS - porcentagens de minerais opacos em relação ao número total de minerais pesados (tr=traços); TOT=total; OPV=opacos verdadeiros; OPT=opacos translúcidos;

AGREGADOS - porcentagens de agregados em relação ao número total de minerais pesados (tr=traços); TOT=total; ASE=agregados sericíticos; ASI=agregados não identificados;

TRANSPARENTES - porcentagens de minerais pesados transparentes (tr=traços); TOT=total (porcentagem em relação ao número total de minerais pesados); ANA=anatásio (para cada espécie mineral, porcentagens em relação ao número total de minerais pesados transparentes); AND=andaluzita; CNT=cianita; EPD=epídoto; ESP=espinélio; EST=estauroлита; GRN=granada; MON=monazita; RUT=rutilo; SIL=sillimanita; TIT=titanita; TOP=topázio; TUR=turmalina; ZIR=zircão.

ZTR - índice de maturidade, igual à soma das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo, em relação ao número de minerais pesados transparentes não micáceos (HUBERT 1962).

AMOSTRA	UNIDADE	LITOLÓGIA	FRACAO	NFC	UFACUS			AGREGADOS			TRANSPARENTE													ZIR		
					TOT	UPV	OPI	TOT	ASE	ASI	TOT	ANA	AND	CNT	EPD	ESP	EST	GRN	MUN	RUI	SIL	TIT	TOP		TUR	ZIR
FA-01A	T0ci	ortocongl	B	307	7	4	3	tr	tr	0	93	0	28	0	0	0	20	0	0	0	1	0	0	49	1	51
FA-01A	T0ci	ortocongl	F	309	7	3	4	1	1	0	92	0	21	0	0	0	36	0	0	0	tr	0	0	41	2	43
FA-01D	T0ci	ortocongl	G	301	68	66	2	0	0	0	32	0	25	0	0	0	22	0	6	3	tr	0	0	44	0	47
FA-01D	T0ci	ortocongl	F	312	61	54	7	tr	tr	0	39	0	33	0	0	0	23	0	5	0	0	0	0	21	18	38
FA-04B	lpaf	areiaagr	G	107	2	2	0	0	0	0	98	0	0	1	0	0	0	0	0	0	tr	0	0	99	0	99
FA-04B	lpaf	areiaagr	F	117	3	3	0	0	0	0	97	0	0	0	0	0	1	0	0	tr	3	tr	0	93	3	96
FA-11A	T0ci	areiaagr	G	301	25	21	4	1	1	0	74	0	8	0	0	0	5	0	tr	0	0	0	0	84	3	86
FA-11A	T0ci	areiaagr	F	309	31	30	1	tr	tr	0	69	0	20	0	0	0	10	0	tr	0	1	0	0	58	10	68
FA-15G	lpam	areiaagr	G	300	12	7	5	tr	0	tr	87	0	10	0	0	0	11	0	1	tr	0	0	0	76	1	77
FA-15G	lpam	areiaagr	F	319	9	7	2	1	1	0	91	0	18	0	0	0	9	0	1	0	0	0	0	68	4	73
FA-15H	lpam	areiaagr	G	356	7	7	tr	0	0	0	93	0	4	1	0	0	11	0	0	0	0	0	0	84	tr	83
FA-15H	lpam	areiaagr	F	340	19	15	4	0	0	0	81	0	4	0	0	0	23	0	0	1	5	0	0	64	2	68
FA-16A	lpaf	areiaagr	G	300	7	5	2	0	0	0	93	0	8	0	0	0	tr	0	0	0	0	0	0	92	0	92
FA-16A	lpaf	areiaagr	F	303	11	3	8	0	0	0	89	0	26	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	73	0	73
FA-16B	lpaf	lamito	G	260	9	9	0	0	0	0	91	0	tr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100
FA-16B	lpaf	lamito	F	280	5	4	1	0	0	0	95	0	3	tr	0	0	1	0	tr	0	1	0	0	95	tr	95
FA-16C	lpaf	areiafin	G	303	7	7	0	0	0	0	93	0	1	0	0	0	tr	0	0	0	0	0	0	99	0	99
FA-16C	lpaf	areiafin	F	282	5	4	1	0	0	0	95	0	8	1	0	0	3	0	0	tr	tr	0	0	87	tr	87
JA-31A	T0cs	ortocongl	G	315	33	11	22	tr	tr	0	67	0	1	24	0	0	10	0	0	0	16	0	0	43	4	48
JA-31A	T0cs	ortocongl	F	297	15	6	9	0	0	0	85	0	6	18	0	0	16	0	0	2	12	0	0	38	8	48
JA-31B	T0cs	areiaagr	G	306	25	5	20	0	0	0	75	0	5	9	0	0	15	0	0	0	5	0	0	63	3	65
JA-31B	T0cs	areiaagr	F	316	20	5	15	tr	tr	tr	80	0	1	10	0	0	31	0	0	tr	4	0	0	45	9	54
JA-34B	T0ca	lamito	G	312	10	2	8	0	0	0	90	0	4	1	0	0	6	0	0	0	tr	0	0	88	1	89
JA-34B	T0ca	lamito	F	304	6	1	5	0	0	0	94	0	3	0	0	0	5	0	0	0	tr	0	0	91	tr	91
JA-34C	T0cs	ortocongl	G	302	27	3	24	tr	tr	0	73	0	14	3	0	0	15	0	0	0	tr	0	0	62	7	68
JA-34C	T0cs	ortocongl	F	324	11	2	9	0	0	0	89	0	3	1	0	0	6	0	0	1	0	0	0	78	11	90
FA-37A1	T0cs	ortocongl	G	304	20	10	10	0	0	0	80	0	16	0	0	0	10	0	0	0	tr	0	0	73	1	74
FA-37A1	T0cs	ortocongl	F	303	29	9	20	0	0	0	71	0	15	0	0	0	14	0	tr	0	1	0	0	62	7	69
PA-37C	T0cs	ortocongl	G	300	8	7	1	0	0	0	92	0	18	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	76	2	78
PA-37C	T0cs	ortocongl	F	303	4	3	1	0	0	0	96	0	27	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	69	2	71
RG-53A1	T0cs	areiaagr	G	305	54	43	11	0	0	0	46	0	17	0	0	0	30	tr	7	0	0	0	0	43	2	46
RG-53A1	T0cs	areiaagr	F	306	41	35	6	0	0	0	59	0	31	0	0	0	32	2	tr	0	0	0	0	31	5	36
RG-53A2	T0cs	areiaagr	G	388	25	25	tr	0	0	0	75	0	0	17	0	0	12	0	0	tr	0	0	0	69	1	71
RG-53A2	T0cs	areiaagr	F	336	6	6	0	0	0	0	93	0	0	19	0	0	25	0	0	tr	1	0	0	46	9	55
FA-61A	lpam	areiafin	G	263	6	6	0	0	0	0	94	0	tr	1	0	0	2	0	0	0	tr	0	0	96	1	97
FA-61A	lpam	areiafin	F	254	12	10	2	0	0	0	88	0	0	tr	1	0	1	0	0	0	0	0	0	98	tr	98
FA-61B	lpam	areiaagr	G	301	10	9	1	0	0	0	90	0	6	0	0	0	tr	0	0	0	0	0	0	94	0	94
FA-61B	lpam	areiaagr	F	310	10	7	3	1	1	0	89	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	88	0	88
FA-61C	lpam	areiaagr	G	270	5	5	0	0	0	0	95	0	tr	0	1	0	1	0	tr	0	0	0	0	98	0	98
FA-61C	lpam	areiaagr	F	299	10	10	0	tr	tr	0	90	0	tr	0	1	0	tr	0	tr	tr	0	0	0	99	0	99
FA-69E	lpaf	areiaagr	G	300	7	7	0	0	0	0	93	0	5	0	0	0	94	0	0	tr	0	0	0	1	tr	1
FA-69E	lpaf	areiaagr	F	300	15	15	0	0	0	0	85	0	12	0	0	0	82	0	0	0	0	0	0	4	2	6
PA-77A	lpaf	ortocongl	G	248	54	44	10	4	0	4	42	0	19	0	0	0	tr	0	tr	tr	0	2	0	45	33	79
PA-77A	lpaf	ortocongl	F	460	45	40	5	1	0	1	54	0	11	0	0	0	6	tr	0	2	tr	tr	0	44	37	83
FA-77D	lpaf	ortocongl	G	391	44	37	7	2	tr	2	54	0	43	0	0	0	11	tr	tr	0	0	2	0	19	26	44
FA-77D	lpaf	ortocongl	F	393	41	29	12	1	0	1	58	0	19	0	0	0	9	0	0	2	0	tr	0	28	43	72
FA-81G	lpaf	areiaagr	G	142	50	40	10	1	0	1	49	0	51	0	0	0	tr	2	0	0	0	0	0	37	10	47
FA-81G	lpaf	areiaagr	F	212	38	17	21	5	0	5	57	0	47	0	0	0	2	11	0	0	0	0	0	14	26	40
FA-90F	lpaf	areiaagr	G	308	0	0	tr	0	0	0	100	0	8	0	0	0	92	0	0	0	0	0	0	tr	0	tr
FA-90F	lpaf	areiaagr	F	309	2	tr	2	0	0	0	98	0	18	0	0	0	77	0	0	0	0	0	0	4	1	5
PA-144B	lpam	areiaagr	G	328	16	15	1	0	0	0	84	0	5	2	0	0	10	tr	0	0	0	tr	0	81	2	83
PA-144B	lpam	areiaagr	F	265	11	11	0	0	0	0	89	0	3	4	0	0	0	0	0	1	0	0	0	51	40	92
FA-144C	lpam	areiaagr	G	277	6	5	1	0	0	0	94	0	5	9	0	0	11	0	0	0	0	0	0	72	3	76
FA-144C	lpam	areiaagr	F	334	10	10	tr	0	0	0	90	0	2	12	0											

AMOSTRA	UNIDADE	LITOLÓGICA	FRACAO	NPC	OPACOS			AGREGADOS			TRANSPARENTES														ZTR	
					TOT	OPV	OPT	TOT	ASE	ASI	TOT	ANA	AND	CNT	EPD	ESP	EST	GRN	MON	RUT	SIL	TIT	TOP	TUR		ZIR
JU-445I	Ipam	areiaagr	F	300	70	70	0	0	0	0	30	tr	0	0	0	0	0	10	23	tr	10	tr	0	7	50	57
JU-445J	Ipam	areiaagr	G	300	23	18	5	1	1	0	76	0	26	0	0	0	0	29	1	tr	0	0	0	34	9	43
JU-445J	Ipam	areiaagr	F	325	48	44	4	1	0	1	51	0	29	0	0	0	0	12	2	tr	2	0	0	10	45	55
RE-463D	Isb	areiafin	G	284	4	3	1	0	0	0	96	0	1	0	0	0	tr	0	0	0	0	0	0	99	tr	99
RE-463D	Isb	areiafin	F	246	4	4	tr	tr	tr	0	96	0	2	tr	0	0	1	0	tr	tr	tr	tr	0	96	1	97
RE-463F	Isb	areiaagr	G	265	6	6	0	1	1	0	93	tr	1	0	0	0	0	0	0	0	tr	tr	0	98	1	99
RE-463F	Isb	areiaagr	F	345	13	11	2	1	1	0	86	1	tr	0	0	0	0	0	0	0	tr	tr	0	95	2	98
RE-463H	Isb	lamito	G	416	18	18	0	0	0	0	82	0	5	0	0	0	4	0	tr	0	0	0	91	tr	91	
RE-463H	Isb	lamito	F	440	35	35	tr	0	0	0	65	0	2	0	0	0	3	0	3	tr	0	0	86	6	92	
RE-469C	TQcs	areiaagr	G	216	56	53	3	0	0	0	44	tr	18	0	0	0	41	0	0	0	0	0	36	5	41	
RE-469C	TQcs	areiaagr	F	285	45	37	8	0	0	0	55	0	9	2	0	0	60	0	0	tr	2	0	0	18	9	27
RE-472B	Isb	ortocongl	G	303	17	2	15	tr	tr	0	83	0	10	0	0	0	0	0	tr	0	0	0	90	0	90	
RE-472B	Isb	ortocongl	F	300	15	6	9	0	0	0	85	0	21	0	0	0	1	0	24	0	0	0	53	1	54	
RE-472C	Isb	areiaagr	G	239	15	15	0	0	0	0	85	0	19	tr	0	tr	1	0	tr	0	tr	0	79	1	80	
RE-472C	Isb	areiaagr	F	265	11	10	1	0	0	0	90	0	18	0	0	0	4	0	tr	0	0	tr	76	2	78	
RE-472E	Isb	areiafin	G	424	42	42	0	0	0	0	58	0	28	0	0	0	0	0	tr	tr	0	tr	72	0	72	
RE-472E	Isb	areiafin	F	324	61	61	0	0	0	0	39	0	23	0	0	0	3	0	0	tr	0	0	72	3	74	
RE-472F	Isb	areiaagr	G	278	8	8	0	0	0	0	92	0	14	0	0	0	2	0	0	tr	0	0	83	1	84	
RE-472F	Isb	areiaagr	F	285	8	8	0	tr	tr	0	92	tr	16	0	0	0	1	0	1	tr	0	0	82	tr	82	
JU-490C	Ipam	ortocongl	G	309	35	28	7	1	1	0	64	0	6	0	0	8	6	8	50	tr	3	0	8	11	19	
JU-490C	Ipam	ortocongl	F	325	30	24	6	tr	tr	0	70	0	7	0	0	3	10	1	47	1	1	0	6	23	30	
MI-500A	TQca	lamito	G	210	4	4	0	1	1	0	95	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	1	0	2	94	96
MI-500A	TQca	lamito	F	195	3	3	0	0	0	0	97	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	2	0	1	93	95
JU-530A	TQca	lamito	G	339	5	3	2	5	5	0	90	0	73	0	0	tr	0	0	2	1	1	2	0	1	93	95
JU-530A	TQca	lamito	F	355	10	7	3	25	25	0	65	0	0	0	0	0	0	0	18	2	tr	0	0	20	2	22
RE-539E	TQci	areiaagr	G	316	71	67	4	1	tr	1	28	0	14	0	0	0	0	0	0	4	0	0	29	4	32	82
RE-539B	TQci	areiaagr	F	303	75	71	4	tr	0	tr	25	0	16	0	0	0	60	0	0	tr	0	0	8	12	20	8
JA-608C	TQcs	ortocongl	G	303	20	2	18	tr	tr	0	80	0	23	0	0	0	69	0	0	1	0	0	8	tr	8	14
JA-608C	TQcs	ortocongl	F	306	13	3	10	0	0	0	87	0	17	0	0	0	68	0	0	2	1	0	0	8	3	14
SA-641A	Isb	areiaagr	G	300	53	53	0	0	0	0	47	0	0	0	11	tr	4	tr	tr	0	0	0	85	0	85	11
SA-641A	Isb	areiaagr	F	300	55	55	0	tr	tr	0	45	0	tr	0	78	tr	11	tr	0	0	0	0	11	tr	11	11
SA-641C	Isb	areiaagr	G	307	79	77	2	0	0	0	21	0	10	tr	0	0	0	tr	tr	0	0	0	90	0	90	80
SA-641C	Isb	areiaagr	F	300	75	75	0	0	0	0	25	0	20	tr	0	0	tr	0	tr	0	0	0	60	20	80	8
JA-654A	TQcs	areiaagr	G	337	35	5	30	0	0	0	65	0	31	tr	0	0	62	0	0	tr	0	0	8	tr	8	18
JA-654A	TQcs	areiaagr	F	317	27	3	24	tr	0	tr	73	0	26	0	0	0	56	0	0	0	tr	0	11	7	21	
JA-658A	TQci	areiaagr	G	313	32	2	30	tr	0	tr	68	0	12	1	0	0	62	0	0	4	0	0	18	3	16	
JA-658A	TQci	areiaagr	F	310	22	2	20	1	0	1	77	0	25	0	0	0	58	0	0	tr	1	0	6	9	15	
JA-706A	TQci	areiaagr	G	300	30	10	20	2	2	0	68	0	29	0	0	0	51	0	4	0	0	0	12	3	14	
JA-706A	TQci	areiaagr	F	300	28	9	19	2	2	0	70	0	30	0	0	0	51	0	1	0	3	0	9	6	14	
FA-714B	Ipaf	areiafin	G	276	8	7	1	0	0	0	92	0	7	0	0	0	5	0	0	0	0	0	88	0	88	
FA-714B	Ipaf	areiafin	F	291	3	1	2	0	0	0	97	1	24	0	0	0	11	0	0	0	0	0	63	1	64	
FA-788A	Ipam	areiafin	G	197	38	35	3	0	0	0	62	0	19	0	0	0	10	2	0	0	0	0	65	5	69	
FA-788A	Ipam	areiafin	F	200	21	14	7	0	0	0	79	0	29	0	0	0	5	1	0	0	0	0	63	1	65	
AR-802A	Ipam	ortocongl	G	305	25	15	10	0	0	0	74	0	12	0	0	0	tr	0	1	1	0	0	65	20	86	
AR-802A	Ipam	ortocongl	F	319	15	12	3	0	0	0	85	0	5	0	0	0	tr	0	2	0	0	0	22	71	93	

MEIAS

AMOSTRAS	UNIDADE	LITOLOGIA	FRACAO	NPC	OPACOS			AGREGADOS			TRANSPARENTES														ZTR	
					TOT	OPV	OPT	TOT	ASE	ASI	TOT	ANA	AND	CNT	EPD	ESP	EST	GRN	MON	RUT	SIL	TIT	TOP	TUR		ZIR
60	Todas	Todas	F	298	25	19	6	tr	tr	tr	74	0	14	1	tr	tr	14	3	2	tr	1	tr	0	57	7	64
60	Todas	Todas	F	305	24	19	5	1	1	tr	75	tr	14	1	1	0	16	1	3	tr	1	tr	tr	45	17	62
5	TQca	Todas	F	273	17	15	2	1	1	0	82	0	19	1	0	0	3	1	9	0	1	tr	0	25	41	66
5	TQca	Todas	F	281	13	11	2	5	5	0	82	0	5	1	0	0	3	tr	7	1	tr	tr	0	21	61	83
7	TQci	Todas	G	306	36	25	11	1	tr	tr	63	0	19	tr	0	tr	32	0	2	tr	1	0	0	43	2	46
7	TQci	Todas	F	307	35	25	10	1	tr	tr	64	0	23	0	0	0	37	0	2	0	1	0	0	28	10	38
10	TQcs	Todas	G	308	30	16	14	0	0	0	70	0	14	5	0	0	27	0	1	0	2	0	0	48	3	51
10	TQcs	Todas	F	309	21	11	10	0	0	0	79	0	14	5	0	0	31	tr	0	1	2	0	0	40	7	48
29	Tpa	Todas	G	292	22	18	4	tr	tr	tr	77	0	13	1	tr	1	12	6	2	tr	1	tr	0	59	6	65
29	Tpa	Todas	F	304	22	18	4	tr	tr	tr	77	tr	14	1	tr	tr	12	2	4	tr	1	0	tr	46	18	65
9	Ipaf	Todas	G	262	20	17	3	1	0	1	79	0	15	tr	0	0	22	tr	0	0	0	0	0	55	8	62
9	Ipaf	Todas	F	295	18	13	6	1	0	1	81	0	16	tr	0	0	20	1	0	tr	tr	0	0	49	13	62
19	Ipam	Todas	G	307	24	19	4	tr	tr	tr	76	0	12	1	tr	1	7	9	3	tr	1	0	0	60	5	65
19	Ipam	Todas	F	309	25	22	3	tr	tr	tr	74	0	13	1	tr	tr	8	3	6	tr	2	0	tr	44	22	67
1	Ipaf	Todas	G	276	8	7	1	0	0	0	92	0	7	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	88	0	88
1	Ipaf	Todas	F	291	3	1	2	0	0	0	97	1	24	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	63	1	64
9	Isb	Todas	G	313	27	25	2	tr	tr	0	73	0	10	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	88	tr	88
9	Isb	Todas	F	312	31	29	1	tr	tr	0	69	tr	11	0	9	0	3	0	3	0	0	0	0	70	4	74
5	todas	lamito	F	315	12	10	2	5	5	0	83	0	2	0	0	0	2	0	5	1	tr	tr	0	55	35	91
6	todas	areiafin	F	266	18	16	2	0	0	0	82	tr	14	tr	tr	0	4	tr	0	0	0	0	0	80	1	81
60	todas	todas	F	304	24	19	5	1	1	tr	75	tr	14	1	tr	tr	11	tr	3	1	1	tr	tr	53	16	70
1	todas	fino	F	309	40	34	6	0	0	0	60	0	25	0	0	0	12	0	tr	2	0	0	0	52	10	63
12	todas	ortocongl	F	329	24	16	8	tr	tr	tr	76	0	16	2	0	tr	16	tr	7	1	1	0	0	39	19	59
36	todas	areiaagr	F	301	27	21	5	tr	tr	tr	73	tr	15	2	2	tr	20	2	3	tr	1	tr	tr	39	16	56
6	todas	areiafin	G	291	18	17	1	0	0	0	83	0	9	tr	0	0	3	tr	0	0	0	0	0	86	1	88
5	todas	lamito	G	307	9	7	2	1	1	0	90	0	17	tr	0	0	2	0	1	0	1	tr	0	60	19	80
60	todas	todas	G	304	21	16	5	1	tr	tr	78	0	16	1	tr	tr	9	1	2	0	1	tr	0	63	7	70
1	todas	fino	G	322	23	15	8	2	1	1	75	0	23	0	0	1	8	0	3	0	1	0	0	64	0	64
36	todas	areiaagr	G	294	28	22	6	tr	tr	tr	72	0	13	2	tr	tr	18	5	2	0	1	0	0	54	6	60
12	todas	ortocongl	G	307	30	19	11	1	tr	1	70	0	18	2	0	1	14	1	5	0	2	tr	0	48	9	57

ANEXO C

ANALISES DOS MINERAIS DE ARGILA

Nota:

AMOSTRA - identificação da amostra (ver item 2.2 do texto);

UNIDADE - unidade estratigráfica (Tsb=Formação Sete Barras; Tpa_f, Tpa_m e Tpa_l=Formação Pariquera-Açu fácies fanglomerática, fluvial meandrante e lacustre; TQcs e TQci=cascalhos dos níveis superior e intermediário de terraços; TQca=depósitos colúvio-aluviais);

LITOLOGIA - classificação litológica de campo (ver item 6.2.1.1 do texto);

K, I, E e CM - porcentagens relativas dos minerais de argila presentes nas amostras, respectivamente, caulinita, illita, esmectita e interestratificados (camadas mistas).

AMOSTRA	UNIDAD	LITOLOGIA	K	I	E	CM
PA-04A	Ipaf	lamito	95	5	0	tr
PA-15A	Ipam	fino	85	15	0	0
PA-15B	Ipam	areiaqr	95	5	0	0
PA-15J	Ipam	areiafin	95	5	0	0
PA-15J	Ipam	fino	90	10	0	0
PA-16B	Ipaf	lamito	80	20	0	0
PA-25A	TQcs	ortocongl	95	5	0	0
PA-32A	TQcs	ortocongl	95	5	0	0
JA-34B	TQca	lamito	90	10	0	0
PG-53B	TQcs	lamito	95	5	0	0
PA-61A	Ipam	areiafin	90	10	0	0
PA-65B	Ipaf	lamito	85	15	0	0
PA-76A1	Ipaf	areiafin	65	35	0	0
PA-76E	Ipaf	lamito	80	20	0	0
PA-77C	Ipaf	areiafin	80	20	0	0
PA-77E	Ipaf	areiafin	80	20	0	0
PA-81D	Ipaf	areiafin	75	25	0	0
PA-81E	Ipaf	areiafin	75	25	0	0
PA-81F	Ipaf	areiafin	85	25	0	0
PA-81H	Ipaf	areiafin	80	20	0	0
PA-81I	Ipaf	lamito	85	15	0	0
PA-81J	Ipaf	lamito	85	15	0	0
PA-90A	Ipaf	lamito	75	25	0	0
PA-90D	Ipaf	lamito	70	30	0	0
PA-90E	Ipaf	lamito	85	15	0	0
PA-114A	Ipaf	fino	80	20	0	0
PA-114C	Ipaf	areiafin	80	20	0	0
PA-175A	Ipam	fino	95	5	0	0
PA-200F	Ipam	fino	90	10	0	0
PA-200G	Ipam	areiafin	85	15	0	0
PA-200H	Ipam	areiaqr	90	10	0	tr
PA-268A	TQca	fino	100	tr	tr	0
PA-329B	Ipam	ortocongl	100	tr	0	0
RE-356E	Ipam	fino	95	5	0	0
JU-417A	TQca	lamito	95	5	0	0
JU-445C	Ipam	fino	95	5	0	tr
JU-445H	Ipam	areiafin	100	tr	0	tr
JU-445I	Ipam	areiaqr	95	5	0	0
JU-445K	Ipam	areiafin	100	tr	0	tr
RE-463C	Tsb	lamito	95	5	0	0
RE-463E	Tsb	areiafin	95	5	0	0
RE-463G	Tsb	areiafin	95	5	0	0
RE-463H	Tsb	areiafin	90	10	0	0
RE-472A	Tsb	lamito	100	0	0	tr
RE-472E	Tsb	areiafin	10	15	75	0
RE-472G	Tsb	areiafin	85	15	0	0
JU-485A	Ipam	fino	100	tr	0	0
JU-490A	Ipam	fino	100	tr	0	tr
JU-490B	Ipam	areiaqr	100	tr	0	tr
KI-500A	TQca	lamito	100	0	0	0
JU-504B1	TQca	fino	80	20	0	0
JU-530A	TQca	lamito	95	5	0	0
RE-539E	Tsb	fino	25	5	70	0
SA-641A	Tsb	areiaqr	10	10	80	0
SA-641B	Tsb	areiafin	10	5	85	0
SA-641C	Tsb	areiaqr	15	10	75	0
SA-641D	Tsb	ortocongl	10	5	85	0
PA-714A	Ipaf	areiafin	80	20	0	0
PA-714B	Ipaf	areiafin	90	10	0	0
PA-714C	Ipaf	areiafin	90	10	0	0
PA-714D	Ipaf	fino	85	15	0	0
IC-720A	Ipam	fino	85	15	0	tr
IC-720B	Ipam	areiaqr	100	tr	0	tr
AR-802B	Ipam	areiafin	100	0	0	tr
AR-802C	Ipam	areiafin	100	tr	0	tr

MEDIAS

AMOSTRAS	UNIDADE	LITOLOGIA	K	I	E	CM
3	TQcs	todas	95	5	0	0
6	TQca	todas	93	7	0	0
44	Tpa	todas	88	12	0	0
65	todas	todas	82	8	10	0
12	Tsb	todas	53	8	39	0

ANEXO D

SONDAGENS ELETRICAS VERTICAIS

1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Para o envio da corrente (I) utilizou-se o transmissor TSQ-3 SCINTREX, e para as leituras de diferença de potencial (ΔV), o receptor IPR-10 SCINTREX.

O arranjo empregado foi o de Schlumberger, devido à facilidade e rapidez na execução e sua menor sensibilidade às variações laterais de resistividade e ruídos, tais como correntes naturais do solo, etc. Este arranjo é desenvolvido no campo, com base nas seguintes especificações:

a) os eletrodos de emissão de corrente (A e B) e os eletrodos de potencial (M e N) deverão estar colocados sobre uma linha reta, dispostos simetricamente em relação ao ponto ensaiado (O);

b) deverá sempre ser mantida a relação:

$$MN \leq AB/5;$$

c) a resistividade aparente é calculada por meio da seguinte fórmula:

$$\rho_a = K \cdot \Delta V / I, \quad \text{onde} \quad K = \frac{\pi}{2} \frac{AB \cdot AN}{MN};$$

d) em cada ponto ensaiado deverá ser efetuada uma série de leituras de resistividades, para espaçamentos cada vez maiores entre os eletrodos A e B;

e) normalmente, em determinados estágios de desenvolvimento do ensaio, há necessidade de se aumentar também o espaçamento entre os eletrodos de potencial (M e N); esta operação é chamada *embreagem*. Nestes casos, as leituras deverão ser feitas nas três posições AB seguintes, com os dois espaçamentos MN escolhidos;

- f) podem-se considerar terminadas as curvas que contenham, no mínimo, três pontos que pertençam nitidamente ao embasamento geoeletrico ou ao substrato rochoso da área em estudo;
- g) a união entre os vários ramos da curva, correspondentes às leituras efetuadas com diferentes espaçamentos MN, é feita como indicado adiante;
- h) obtém-se, portanto, para cada ponto ensaiado, uma curva que representa a variação das resistividades aparentes, em função da profundidade, cuja interpretação fornece as espessuras e resistividades reais dos estratos atravessados pela sondagem elétrica.

Primeiramente, as curvas de campo são interpretadas pelo método da superposição e ponto auxiliar, através da utilização de curvas teóricas estabelecidas por cálculos ou por medidas sobre modelos reduzidos correspondentes a uma série de meios horizontalmente estratificados, cujos parâmetros resistividade e espessura são conhecidos.

Posteriormente, o refinamento da primeira solução encontrada é feito por computador, pelo método das aproximações sucessivas ou de inversão, usando regressão em cadeia (INMAN 1975). Em função dos parâmetros resistividade e espessura do modelo inicial, é calculada uma curva de resistividade aparente. No ajuste dessa curva à curva de campo, os parâmetros iniciais são modificados automaticamente até que o ajuste seja o melhor possível.

Cabe salientar que o termo "inversão automática" normalmente aplicado para este tipo de procedimento deve ser entendido com certas restrições. A sondagem elétrica vertical (SEV), como qualquer outro método geofísico, é ambígua no seu processo inverso (a partir dos dados medidos em campo chegar ao modelo), e não permite a utilização de processos totalmente automáticos na interpretação. Requer-se sempre a interação do geofísico com sua habilidade de intérprete, bom senso e máximo

conhecimento geológico possível para que o modelo geoeletrico interpretado esteja o mais próximo possível do real.

A ambigüidade que dificulta a interpretação quantitativa das curvas de SEV é manifestada principalmente pelo fenômeno da equivalência, isto é, o efeito de várias distribuições de resistividades e espessuras ajustarem-se à curva de resistividade de campo dentro dos limites de erros observados.

2 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

As curvas de resistividades aparentes de campo e as curvas referentes aos dois modelos de interpretação adotados estão apresentadas no Rel. IPT nº 27 527 (IPT 1989). Nos itens a seguir serão comentados principalmente os resultados dos ensaios realizados, tendo em vista os modelos interpretativos adotados.

2.1 Localização

Foram executadas 12 SEVs, cuja localização é mostrada no verso do DESENHO 1. Na área de Pariquera-Açu foram efetuadas 5 SEVs com a expansão máxima entre os eletrodos de corrente, em média, de 600 metros ($AB/2 = 300$ metros). Na área de Sete Barras as 7 SEVs foram executadas com uma expansão máxima entre os eletrodos de corrente de 1 000 metros ($AB/2 = 500$ metros).

2.2 Área de Pariquera-Açu

As curvas de resistividade aparente admitem modelos geoeletricos de 3 camadas. A camada superior deve refletir os sedimentos cenozóicos superficiais, a intermediária, os sedimentos cenozóicos e/ou solo de alteração, e a inferior corresponde ao embasamento geoeletrico, correlacionável ao embasamento cristalino sem alteração.

O fenômeno de equivalência manifesta-se com maior intensidade na camada intermediária condutora que se sobrepõe ao embasamento geolétrico. Testou-se modelos equivalentes que admitem valores de resistividades de 15 a 35 ohm.m para esta camada. Como consequência tem-se mais de uma solução para a profundidade do topo do embasamento. O aumento desta profundidade é diretamente proporcional ao aumento do valor de resistividade admissível para a camada condutora. Tendo em vista a ausência de investigações diretas, bem como a falta de dados geofísicos de áreas de geologia semelhante a esta, foram considerados dois modelos:

modelo 1: a resistividade da camada condutora foi fixada em 15 ohm.m, podendo ser considerado como um modelo que admite as menores profundidades para o embasamento;

modelo 2: a resistividade da camada condutora foi fixada em valores que variam de 30 a 35 ohm.m., podendo ser considerado como um modelo que admite as maiores profundidades para o embasamento.

Os resultados quantitativos sintetizados são apresentados sob a forma de duas seções geolétricas no DESENHO 5. Nota-se neste desenho que o comportamento espacial dos estratos geolétricos no modelo 1 é bastante semelhante ao do modelo 2. A diferença entre os dois modelos manifesta-se somente na quantificação da profundidade do topo do embasamento.

Saliente-se que no local da SEV PA-5 existem 3 hipóteses para o significado geológico das unidades geolétricas:

- a) a unidade geolétrica resistente superior, de 600 ohm.m, pode ser correlacionada a unidade resistente superior da SEV PA-4, assumindo-se assim esta unidade como correspondente aos sedimentos cenozóicos; tal hipótese está representada na seção geolétrica NW-SE do modelo 2;
- b) a unidade geolétrica resistente superior, de 600 ohm.m, pode também refletir a presença de um corpo de diabásio; tal hipótese está representada na seção geolétrica NW-SE do

modelo 1; ela não foi confirmada em sondagens a trado manual até 5m de profundidade realizadas no local;

- c) o topo do embasamento geológico poderia corresponder ao topo desta unidade geoeétrica resistente superior; deste modo, ela e as demais unidades inferiores poderiam refletir variações litológicas e/ou geotécnicas no interior do embasamento geológico.

2.3 Area de Sete Barras

As curvas de resistividade aparente admitem modelos geoeétricos de 4 camadas. Diferentemente da área de Pariquera-Açu, os sedimentos cenozóicos superficiais diferenciam-se em dois estratos geoeétricos. Este comportamento geoeétrico deve refletir uma maior heterogeneidade em termos granulométricos para estes sedimentos na área de Sete Barras (cobertura de aluviões quaternários).

Concordantemente com a área de Pariquera-Açu, o fenômeno de equivalência também se manifesta com maior intensidade na camada condutora que se sobrepõe ao embasamento geoeétrico. Testou-se modelos equivalentes que admitem valores de resistividade de 5 a 9 ohm.m para esta camada. Assim, seguindo as mesmas considerações feitas no item anterior, são aqui apresentados dois modelos:

modelo 1: a resistividade da camada condutora foi fixada em 5 ohm.m, podendo ser considerado como um modelo que admite as profundidades mínimas para o embasamento;

modelo 2: a resistividade da camada condutora foi fixada em 9 ohm.m, podendo ser considerado como um modelo que admite profundidades máximas para o embasamento.

Com base nestes dois modelos equivalentes testados para as sete SEVs realizadas no interior do gráben, pôde-se estimar a espessura máxima do preenchimento sedimentar entre 130m (modelo

1) e 200m (modelo 2), a partir dos resultados obtidos na SEV SB-5.

Os resultados quantitativos sintetizados são apresentados sob a forma de duas seções geoeletricas no DESENHO 4. As profundidades dos diferentes estratos obtidos para a SEV SB-2 devem ser consideradas apenas como estimativas devido às fortes distorções presentes na curva de resistividade aparente, causadas pelos efeitos da linha de alta tensão existente próximo a este local.

Saliente-se também que as curvas de resistividades aparentes das SEVs SB-1, SB-3 e SB-6 mostram distorções em relação ao modelo 1D (meio homogêneo horizontalmente estratificado), principalmente no trecho correspondente à unidade geoeletrica resistente denominada "sedimentos cenozóicos".

Para a área de Sete Barras, posteriormente à realização das SEVs aqui mencionadas, foram realizados ensaios baseados em variações naturais do campo magnético (método audio-magneto-telúrico). Os resultados preliminares destes ensaios, cujo processamento encontra-se ainda em andamento, indicam a possibilidade de que a camada condutora interpretada como unidade geoeletrica "sedimentos cenozóicos" presente, na realidade, valores de resistividade menores que 5 ohm.m. Conseqüentemente, a espessura admitida para esta camada condutora adotando-se o modelo 1 estaria mais próxima da realidade. Além disto, o modelo 1 passaria a ser considerado como aquele que admite profundidades máximas para o embasamento geoeletrico (130m seria o limite superior da faixa de variação admissível para o preenchimento sedimentar).

ANEXO E

RESULTADOS DAS MEDIDAS DE PALEOCORRENTES

Nota:

Os diagramas a seguir (dois para cada local de medida de orientação de clastos) apresentam isolinhas de porcentagens de traços de eixos (para o caso dos eixos A) e de pólos de planos (para o caso dos planos AB), plotados no hemisfério inferior do diagrama de Schmidt-Lambert (ver item 6.2.8.1 do texto).

Cada local de medida de clastos (indicado pelo número do afloramento, ver item 2.2 do texto) é representado por dois diagramas, um correspondente à orientação do eixo A (eixo maior de clastos alongados), outro correspondente à orientação do plano AB (definido pela interseção dos planos maior e intermediário dos clastos discóides e lamelares) (ver item 6.2.8.1 do texto).

As isolinhas de porcentagens variam entre os diagramas. Para cada um, indica-se o valor da concentração máxima, e do número de dados considerado.

As pequenas flechas junto às circunferências que delimitam os diagramas correspondem ao sentido interpretado para a paleocorrente em cada local de medidas, levando em conta os resultados dos dois diagramas.

MAX 10% 66 dados

MAX 18% 28 dados

MAX 11% 30 dados

MAX 26% 53 dados

MAX 8% 28 dados

MAX 22% 54 dados

MAX 11% 20 dados

MAX 15% 67 dados

MAX 9% 32 dados

MAX 16% 68 dados

MAX 11% 35 dados

MAX 18% 49 dados

MAX 9% 27 dados

MAX 10% 72 dados

MAX 10% 27 dados

MAX 12% 73 dados

A - RIO RIBEIRA DO IGUAPE (IPORANGA - ITAPEÚNA)

B - RIO RIBEIRA DO IGUAPE (ITAPEÚNA - SETE BARRAS)

C - RIO RIBEIRA DO IGUAPE (REGISTRO)

D - RIO JACUPIRANGA

E - RIO PARIQUÊRA - AÇU

F - RIOS JUQUÍÁ - SÃO LOURENÇO

- Nivel dos rios
- Baixos terraços
- Terraço intermediário
- Terraço superior
- Formação Pariquêra - Açú
- Formação Sete Barras
- Falhas cenozóicas
- Cidades

Localização dos perfis nos DESENHOS 2 e 3 (mapas geológicos)

ESCALA HORIZONTAL 1:100.000
ESCALA VERTICAL 1:2.000

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

QUATERNÁRIO

Qa	Q1	Q2	Qm	Qp
----	----	----	----	----

Coberturas sedimentares quaternárias com origem e constituição variada. Qa: aluviões em várzeas e baixas terras, predominantemente areias e argilas, subhorizontalmente acorrentadas. Q1: depósitos de talus em encostas (regimes, terra (fluviais, marinhos e lacustres), de composição variada (areias, siltes, argilas). Q2: sedimentos de vales interfluviais, arenosos (depósitos associados às transgressões Santos e Canimã). Qm: depósitos de mangue, predominantemente argilosos. Qp: sedimentos arenosos de deposição praias (praias atuais).

TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO

- Toca: Depósitos colúvia-quaternários predominantemente argilo-arenosos a arenosos conglomeráticos, em coberturas delgadas situadas em topos de colinas, encostas, e em terras baixas junto às depressões atuais, associados provavelmente às variações climáticas pós-pleistocenas.
- Tq1: Depósitos de cascalhos e areias associadas, e subhorizontalmente finos, em nível topográfico inferior àquela de terras baixas associadas às principais drenagens. Sua idade é incerta, podendo pertencer ao intervalo Neógeno-Pleistoceno.
- Tp1: Depósitos de cascalhos e areias associadas, e subhorizontalmente finos, em nível topográfico superior de terras baixas associadas às principais drenagens. Sua idade é incerta, podendo pertencer ao intervalo Neógeno-Pleistoceno.

TERCIÁRIO

Tpaf	Tpam	Tpai
------	------	------

Depósitos da Formação Pariqueiro-Açu, apresentando variação faciológica refletindo graduação lateral de ambientes. Tpaf: depósitos fanoloméricos, constituídos de paraconglomerados, lamitos e subhorizontalmente gradados laterais de ambientes aluviais. Tpam: depósitos de sistema fluvial meandrante, constituídos de bancos gradacionais (grandes e pequenas areias) variando de areias conglomeráticas a areias a silte e argila. Tpai: depósitos lacustres, constituídos de argilas e argilos silteitos com intercalações arenosas subestratificadas.

Tsb: Depósitos da Formação Sete Barras, apresentando variação litológica (paraconglomerados, lamitos, ortoconglomerados, areias, siltes argilosos) refletindo variação lateral de leques aluviais a ambiente lacustre, dentro de depressão tectônica.

JURÁSSICO-CRETÁCEO

- Ka: Rochas alcalinas de composição variada (jaspilites, fenitos, nefelina-sienitos, malignitos, essexitos, periditos, jacupirangitos, piroxênitos, carbonatitos) em maciços intrusivos.
- B: Corpos intrusivos de diábasio e ramante de lamprófito de espessura submétrica a decamétrica.

PROTEROZOICO A CAMBIANO-ORDOVICIANO

- PCO: Principais faixas de rochas cotáclicas.
- PCOy: Rochas graníticas e granitóides de natureza e idade diversificadas.
- PCg: Principais intercalações de rochas quartíticas.
- PC: Rochas cristalinas polimórficas de natureza diversificada (metasedimentos, migmatitos, blastomilitos, gnaisses).

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato litológico
- Falha de reativação com componente horizontal de movimentação predominante
- Falha de reativação com caráter normal predominante
- Falha de reativação com caráter inverso predominante
- Falha de reativação com processo de silicificação
- Falha de reativação indiscriminada
- Falha de reativação encoberta
- Falha de reativação provável
- Perfis topográficos longitudinais (DESENHO 1)
- Seções geológicas (FIGURA 5)

RELACIONES ENTRE AS UNIDADES

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível (equidistância de 10 m, curva mais baixa igual a 20 m)
- Cota altimétrica
- Rios
- Reservatórios
- Meandros abandonados
- Mangue
- Terreno sujeito a inundação
- Ferrovias
- Estradas principais
- Estradas secundárias

MODELO 1

LEGENDA

MODELO 2

LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES NO VERSO DO DESENHO 2

AS CURVAS DE RESISTIVIDADE APARENTES DAS SB-1, 3 E 6 MOSTRAM DISTORÇÕES EM RELAÇÃO AO MODELO 1 D, PRINCIPALMENTE NO TRECHO CORRESPONDENTE A UNIDADE GEOELÉTRICA RESISTENTE DENOMINADA SEDIMENTOS CENOZÓICOS

ESCALA HORIZONTAL 1: 50 000
ESCALA VERTICAL 1: 5 000

DESENHO 4 - SEÇÕES GEOELÉTRICAS - ÁREA SETE BARRAS

MODELO 1

LEGENDA

MODELO 2

LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES NO VERSO DO DESENHO 2

ESCALA HORIZONTAL 1:50.000
ESCALA VERTICAL 1:5.000

DESENHO 5 - SEÇÕES GEOELÉTRICAS - ÁREA PARIQUERA-AÇU

LOCAL	UNIDADE	TIPO DE MEDIDA	EIXO A AZIM. (Nº MED.)	PÓLO AB AZIM. (Nº MED.)	ESTRAT. CRUZADA AZIM./MERG.	PALEOCORRENTE
PA - 01	TQci	Clastos	120 (66)	130 (28)		120
PA - 12	TQci	Clastos	120 (30)	310 (53)		310
PA - 25	TQci	Clastos	190 (28); 310 (28)	330 (54)		330
JA - 56	TQcs	Clastos	100 (20)	230 (67)		230
PA - 69	Tpa	Estratificação			75/24; 106/19; 112/23	98
PA - 161	Tpa	Estratificação			280/14; 80/20	00
PA - 164	TQci	Clastos	310 (59)	40 (41)		40
PA - 176	Tpa	Estratificação			56/15	56
PA - 184	TQci	Clastos	135 (30)	260 (70)		260
PA - 202	TQci	Clastos	140 (37); 240 (37)	130 (61)		130
PA - 219	Tpa	Estratificação			113/09; 158/11; 66/12; 89/11	106
RE - 222	TQcs	Clastos	320 (22)	140 (78)		140
PA - 230	Tpa	Estratificação			72/21	72
IC - 232	Tpa	Estratificação			122/20	122
PA - 260	Tpa	Estratificação			340/20	340
PA - 307	TQci	Clastos	225 (27); 260 (27)	110 (63)		110
PA - 319	TQci	Clastos	300 (15)	80 (78)		80
RE - 346	TQcs	Clastos	155 (49); 215 (49)	210 (43)		210
RE - 420	TQcs	Clastos	40 (44)	00 (56); 150 (56)		150
RE - 469	TQcs	Clastos	20 (32); 165 (32)	340 (68)		340
RE - 539	TQci	Clastos	200 (35); 300 (35)	40 (49)		40
RE - 576	TQcs	Clastos		220 (72)		220
IC - 584	TQci	Clastos	25 (27)	220 (73); 310 (73)		220
SA - 593	TQci	Clastos	220 (26)	150 (63)		150
JA - 608	TQcs	Clastos	120 (64)	30 (19)		30
SA - 633	TQci	Clastos	265 (41); 320 (41)	50 (37)		50
SA - 641	Tsb	Clastos	120 (17); 155 (17)	20 (46)		20
JA - 656	TQcs	Clastos	260 (14)	100 (85)		100
JA - 670	TQci	Clastos	140 (22); 180 (22)	25 (78)		25
JA - 671	TQci	Clastos	200 (13)	70 (87)		70
JA - 682	TQcs	Estratificação			02/12	02
JA - 706	TQci	Clastos	150 (22); 290 (22)	20 (46)		20
JA - 712	TQci	Clastos	95 (60)	210 (35)		210
IC - 720	Tpa	Clastos		280 (53)		280
PA - 768	TQcs	Clastos	260 (23)	90 (66)		90
JA - 615	TQcs	Clastos	270 (26)	00 (74); 45 (74)		45

Azimuth da paleocorrente dos afloramentos estudados, interpretada a partir da orientação de clastos em conglomerados e da estratificação cruzada em areias e areias conglomeráticas (ver texto).

DESENHO 6 - AZIMUTES DA PALEOCORRENTE DAS UNIDADES SEDIMENTARES CENOZÓICAS DO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE